Ф. ДЖ. ПЕТТИДЖОН

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НЕДРА»



SEDIMENTARY ROCKS

THIRD EDITION

F. J. PETTIJOHN

The Johns
Hopkins University,
Baltimore

HARPER & ROW,
PUBLISHERS

New York, Evanston, San Francisco,
and London

Ф. ДЖ. ПЕТТИДЖОН

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Перевод с английского
С. Е. Алферова,
Ф. А. Силонова,
Ю. В. Пашкова

Под редакцией доктора
геол.-мин. наук
И. М. Симановича
и чл.-кор. АН СССР
П. П. Тимофеева

МОСКВА «НЕДРА»
1981

УДК 552.5-82-03.20

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. — М., Недра, 1981. 751. — Пер. изд.: США, 1975.

Книга является справочным руководством по осадочным породам. Каждая из 17 глав книги посвящена какому-либо важному вопросу учения об осадочных породах или определенному типу этих пород. В ней рассмотрены особенности осадочных пород, структуры и условия их залегания, влияние тектоники на осадкообразование, изменение условий осадконакопления во времени. Дано подробное описание обломочных пород, сланцев, аргиллитов, вулканогенных осадочных пород, железистых образований, фосфоритов, бокситов и т. д. Для всех пород рассматриваются условия современного образования, структура, состав, классификация и фациальное положение.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих осадочные породы, а также может быть использована студентами геологических факультетов вузов.

Табл. 89, ил. 359, список лит. — 2877 назв.

П $\frac{20805-221}{043(01)-81}$ 43—81 1904020000

© 1975 by Francis J. Pettijohn
© Перевод на русский язык, «Недра», 1981

Оглавление

Предисловие 7
Глава 1. Введение 9
Определения 9
История седиментологии 10
Экономическое значение осадочных пород 18
Список литературы 19
Глава 2. Природа и происхождение осадочных пород 24
Введение 24
Строение (fabric) * 27
Состав 28
Классификация 29
Общий объем и масса осадочных пород 32
Относительная распространенность пород 34
Список литературы 35
Глава 3. Структура осадочных пород 37
Размер частиц обломочных пород 38
Форма и окатанность 71
Структура поверхности 81
Структура и геометрия каркаса осадочных пород 86
Кристаллические и другие структуры эндогенного происхождения * 105
Биогенные структуры 116
Список литературы 118
Глава 4. Внутреннее строение и текстуры осадочных пород 130
Введение и классификация 130
Слоистость 132
Внутреннее строение и текстура слоев 135
Знаки на поверхностях напластования и текстуры 152
Деформированная и нарушенная слоистость 160
Строматолиты и другие биогенные текстуры 165
Диагенетические текстуры 172
Список литературы 172
Глава 5. Геометрия тел осадочных пород 181
Введение 181
Песчаные тела 183
Песчаные дайки, силлы и автоинтрузии 190
Геометрия карбонатных тел 191
Соляные купола, штоки и антиклинали 194
Заполненные пустоты и воронки 194
Другие осадочные тела 195
Список литературы 195
Глава 6. Галечники, конгломераты и брекчии 198
Введение 198
Современные галечники 199
Строение и состав галечников 202
Текстура галечников и конгломератов 208
Основные различия между галечниками и песками 209
Классификация галечников и конгломератов 210
Ортоконгломераты 212
Параконгломераты (конгломератовые аргиллиты) 218
Диагенез конгломератов 233
Внутриформационные конгломераты 234
Брекчии 237
Псевдоконгломераты и псевдобрекчии 240
Список литературы 240
Глава 7. Пески и песчаники 248
Введение 248
Современные пески 249
Свойства песчаников 253
Классификация песчаников 268
Петрография песчаников 272
Диагенез песчаников 303
Петрогенез песчаников 313
Список литературы 317
Глава 8. Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты 329
Введение 329
Определения и терминология 330
Структуры и текстуры 331
Минеральный состав сланцев и аргиллитов 336
Химический состав 343
Цвет 347
Диагенез глинистых сланцев 348
Классификация и петрология глинистых сланцев 350
Геологическое распространение глин и сланцев 364
Алевролиты и лёссы 365
Список литературы 369
Глава 9. Вулканокластические осадки 376
Введение и определения 376
Структуры и текстуры вулканокластических отложений 377
Состав 381
Петрография вулканокластических осадков 384
Изменение туфов 387
Происхождение и свойства вулканокластических отложений 389
Список литературы 394
Глава 10. Известняки и доломиты 396
Введение 396
Современные карбонатные осадки 398
Минеральный и химический состав 405
Структуры и текстуры известняков 414
Классификация известняков 431

Петрография известняков (и доломитов) 436
Диагенез карбонатных пород 458
Фации известняков 467
Список литературы 478
Глава 11. Некластические отложения (без известняков) 491
Введение 491
Кремни и другие кремнистые осадки 492
Железистые осадки 509
Фосфориты и другие фосфатные осадки 535
Соляные отложения и другие эвапориты (исключая карбонаты) 544
Углеродсодержащие осадки 555
Список литературы 567
Глава 12. Конкреции, желваки и другие диагенетические сегрегации 578
Введение 578
Определения и классификации 578
Происхождение 580
Карбонатные конкреции и желваки 581
Кремнистые желваки и конкреции 591
Фосфоритовые конкреции и желваки 595
Желваки и конкреции, состоящие из окислов железа 596
Пиритовые и марказитовые желваки и кристаллические агрегаты 597
Баритовые желваки и розетки 598
Кристаллы и пучки кристаллов гипса 598
Псевдоконкреции 598
Список литературы 600
Глава 13. Питающие провинции 605
Введение 605
Определения и понятия 606
Минералы и материнские породы 607
Стабильность минералов в почвенном слое 611
Стабильность минералов в процессе транспортировки 618
Стабильность минералов внутри пластов 621
Зоны тяжелых минералов 623
Стабильность минералов: теоретические и прочие соображения 626
Восстановление истории питающих провинций 628
Список литературы 631
Глава 14. Палеотечения и палеогеография 634
Введение 634
Ориентированные текстуры и структуры 636
Скалярные свойства и палеотечения 642
Изменения состава обломков и палеотечения 647
Мощность пласта, изопахиты и палеотечения 650
Палеотечения и геологическое время 651
Палеотечения и анализ бассейна 653
Фациальные карты и палеогеография 655
Список литературы 658
Глава 15. Анализ обстановки осадконакопления 663
Введение 663
Понятие «обстановки «осадконакопления» 664
Параметры, характеризующие обстановку осадконакопления 665
Классификация обстановок осадконакопления 679
Фациальные модели и реконструкция обстановки осадконакопления 689
Список литературы 707
Глава 16. Осадконакопление и тектоника 714
Введение 714
Кратоны 716
Геосинклинали 719
Орогенные осадки 724
Геосинклинальный цикл 730
Геосинклинали и тектоника плит 732
Список литературы 732
Глава 17. Осадки и история Земли 735
Введение 735
Эволюция почв 737
Эволюция глинистых сланцев 737
Эволюция песчаников 739
Эволюция карбонатов 741
Сравнительная распространенность главных типов пород и геологическое время 742
Скорость осадконакопления 742
Продолжительность суток и лунные приливы 744
Вопрос о древней атмосфере 744
Обобщение и критика 746
Список литературы 747
Предметный указатель 748

Моей жене Дороти, без настойчивости и понимания которой эта книга никогда не была бы написана

Предисловие

Второе издание книги «Осадочные породы» вышло более восемнадцати лет тому назад *. За прошедшее время значительно расширились наши представления об известняках и современных карбонатных осадках, возрос интерес к изучению осадочных текстур и палеотечений, достигнуты значительные успехи в области расшифровки физико-химических аспектов осадконакопления, осознана необходимость изучения смены условий осадконакопления в вертикальном разрезе. По мере изучения современных осадков произошел переход от построения плоских и двухмерных моделей к объемным.

Опубликовано несколько монографий, посвященных песчаным породам, известнякам, осадочным текстурам и процессам осадконакопления, что заставляет автора пересмотреть представления о взаимосвязи тектоники и осадконакопления в глобальном масштабе. Все перечисленные обстоятельства и многие другие не позволили просто переиздать книгу «Осадочные породы», а заставили меня написать ее заново.

Однако принципиальный подход, выработавшийся в первых двух изданиях и положенный в основу третьего, оставлен неизменным. Как и в предыдущих изданиях, я ставил перед собой цель — преподнести читателю некоторые представления об осадочных породах, а не об осадконакоплении и, следовательно, в настоящем издании, как и в предшествующих, сделан упор больше на породу, чем на процесс.

Основная цель книги заключается в том, чтобы показать исследователю, имеющему дело с обнажением, образцом породы или шлифом, каким образом можно прочесть историю породы и как наблюдаемые явления можно интерпретировать. Что можно сказать о происхождении породы и какое заключение можно сделать об условиях осадконакопления? В геологической науке в целом конечной инстанцией является обнажение, на котором следует проверять все концепции или теории. Применение теоретических и лабораторных исследований позволяет предположить возможный механизм происхождения пород, но именно полевые работы дают окончательный ответ на этот вопрос.

Как и в предыдущих изданиях книги, значительная часть объема третьего издания посвящена описанию и систематике различных классов осадочных пород и пониманию их структур и текстур. Помимо такого описания приводится краткое обоснование их происхождения, насколько это оказалось возможным сделать по результатам соответствующих полевых и лабораторных исследований. Мы не пытались отразить физико-химические аспекты этих процессов. Они изложены в таких специальных работах как «Основы химической седиментологии» Бернера и «Физические процессы осадконакопления» Аллена.

---

* Вышло из печати в Нью-Йорке в 1957 г. — Прим. ред.

В целом внимание исследователей с микроскопического изучения осадочных пород в шлифах (хотя и этот вопрос остается в высшей степени важным) переместилось на более тщательное изучение обнажений и на использование осадочных текстур, а также вертикальной последовательности напластования для анализа осадочных пород.

Помимо обновления некоторых глав, посвященных описанию осадочных пород, в книгу включено несколько теоретических глав, в результате чего многие из наших слабо аргументированных положений и ранее неясных конечных задач стали более четко сформулированными. Именно эти принципы и положения составляют заключительную треть настоящего издания. Надеюсь, что здесь я дал исследователю понимание сущности проблемы и начальные представления о вкладе седиментологии в анализ условий осадконакопления и палеотечений, в проблемы происхождения и в общие вопросы эволюции и развития глобальных процессов. Я считаю нужным сделать упор на установление среды и (или) обстановки, в которой происходило накопление осадка. Каким образом исследователь восстанавливает обстановку осадконакопления? В существующих учебниках по стратиграфии и седиментологии на этот вопрос редко можно найти исчерпывающий ответ. Излагать чисто теоретические основы в некоторой степени затруднительно; лучше пояснить их на ряде конкретных примеров, которые и приводятся здесь.

В этих главах мы затрагиваем вопросы, до некоторой степени традиционно рассматриваемые в курсах стратиграфии. Однако мы не касались ключевых проблем стратиграфии, таких как установление возраста и их корреляция.

При подготовке третьего издания, когда автор попытался объединить изучение осадочных пород с рассмотрением более крупных проблем, для него вскоре стало очевидным, что для правильного пользования обширной литературой необходимо выработать особый подход. Сослаться на все существующие работы невозможно. В связи с этим ссылки на литературу сделаны выборочно. В основном это все крупные монографии по таким специальным вопросам как текстуры осадочных пород, карбонатные и другие породы, палеотечения и т. п. Я также старался дать как минимум одну ссылку на последние публикации по данному вопросу и кроме того привести «красочный пример» — образец изучения каждой из нескольких групп осадочных пород или классов. Для удобства читателя список использованной литературы приводится в конце каждой главы.

Как и всегда, при подготовке настоящего издания, неоценимую помощь оказали мне многие лица. В частности, хочу выразить свою признательность и благодарность моим коллегам С. М. Стенли и О. П. Брикеру за критические замечания по отдельным главам, С. Х. Веберу за помощь в работе с фотоматериалами, Эрнсту Клусу за его советы и помощь в изготовлении микрофотографий и, наконец, я благодарен Катлин Шенон за перепечатку рукописи. Я также благодарен всем, кто разрешил привести в книге одну-две фотографии или позволил использовать ранее опубликованный материал. Необходимое упоминание этих лиц приводится в соответствующих разделах текста.

Балтимор, штат Мэриленд
28 февраля 1974 г.

Ф. Дж. Петтиджон

ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ

Определения

Осадочные отложения представляют собой геологические тела, сложенные консолидированным материалом, накопление которого происходило на поверхности земли или на незначительной глубине при низких значениях температуры и давления, характерных для этой обстановки седиментации. Осадки обычно, но не всегда, отлагаются из водных растворов, в которых они находятся или в растворенном состоянии, или в виде суспензии. Под это определение попадает большая часть материалов, рассматриваемых в качестве осадков (или осадочных пород), хотя некоторые из них, например обломочный материал, выброшенный вулканами в атмосферу и отложенный в затвердевшем состоянии, может образоваться при повышенных температурах, а также образования как глубоководные осадки формируются при давлениях значительно выше нормальных.

Осадочная петрология* — это ветвь петрологии, изучающая осадки и их древние аналоги — осадочные породы. Если петрография занимается описанием пород, то осадочная петрография соответственно описывает осадочные породы. В Соединенных Штатах термин седиментация обычно применяется при изучении осадочных отложений. Однако в строгом смысле слова под термином седиментация понимается процесс накопления осадка, и он в первую очередь применяется (в таких областях как физика и инженерное дело) для обозначения процесса осаждения твердых частиц из жидкости. Поскольку существует представление, что осадочная петрология занимается микроскопическим анализом, Уодел в 1932 г. [52] предложил рассматривать термин седиментология в качестве названия науки об осадочных отложениях. Седиментология, по мнению многих исследователей, — более широкое понятие, чем осадочная петрология. Последний термин часто применяется исключительно в лабораторных исследованиях осадочных пород — главным образом при изучении шлифов, в то время как термин «седиментология» употребляется и в лабораторных, и в полевых исследованиях [50, с. 3—8]. Термин получил признание у европейских исследователей и был официально признан при создании Международной ассоциации по седиментологии.

Не существует резкой границы между седиментологией и стратиграфией. Стратиграфия (в самом широком понимании) — это наука, изучающая слои отложений, и предполагается, что она охватывает все аспекты, включая изучение структур, текстур и вещественного состава. Однако на практике стратиграфы в основном ограничиваются изучением стратиграфической последовательности и строения геологического разреза. Следовательно, ключевые проблемы стратиграфии являются временны́ми и связаны с анализом локальной последовательности (порядок напластования) слоев, с сопоставлением местных разрезов и составлением разрезов в соответствии с международной шкалой. Хотя решение всех перечисленных вопросов является целью стра-

* В Советском Союзе — это литология. — Прим. ред.

тиграфических исследований, измерение мощности и изучение литологии в общем виде рассматривается как часть задачи стратиграфа. Большинство наших представлений о многих особенностях осадочных отложений (слоистости, косой слоистости и других чертах) тщательно разработаны стратиграфами.



Рис. 1-1. Соотношения между седиментологией, стратиграфией и осадочной петрологией



Рис. 1-2. Соотношение седиментологии с другими геологическими науками

Изучение осадочных пород не может вестись в отрыве от других геологических наук. Многие из них, такие как минералогия, геохимия и морская геология, вносят свой вклад в изучение осадочных отложений. В свою очередь изучение последних помогает решению задач, стоящих перед экономической геологией и стратиграфией (рис. 1-1 и 1-2).

История седиментологии

Хотя седиментология как наука зародилась сравнительно недавно, познания человечества об осадках уходят в далекое прошлое. Первобытный человек знал кое-что о природе и местах распространения кремня, из которого он изготовлял ножи и наконечники для копий и стрел, а также о глине, разбирался в охрах, употреблявшихся в качестве красителей. Без сомнения, многие из терминов, такие, например, как валун, галька и кремень, применяемые и поныне, принадлежат первобытному человеку. Эти термины, унаследованные с давних времен, используются до тех пор; другие же, такие как, например, роговик, камень-плитняк и пудинговый камень, вышли из употребления.

Первые документально установленные гипотезы принадлежат древним грекам. Некоторые из этих сведений удивительно точно отражают наблюдения природных процессов осадконакопления [25, с. 1721]. Несмотря на столь ранний интерес к их познанию, основы науки зародились позже.

Первые по-настоящему значительные работы по изучению осадочных пород были в основном стратиграфическими. Полевые исследования были направлены на изучение форм осадочных тел — определение их мощности и латеральной протяженности. Примечательной страницей в истории изучения осадочных отложений стала геологическая карта Англии, составленная в 1815 г. Вильямом («Страта») Смитом, механиком-самоучкой и землемером. Карта Смита явилась результатом

многолетней работы. Общая протяженность маршрутов, которые он осуществил за это время верхом на лошади, превысила 17,6 тыс. км. Смит успешно завершил одну из первых попыток картографического изображения распространения и упорядоченного расположения осадочных пород. Его особой заслугой является открытие значимости органических остатков для целей корреляции.

Седиментология, таким образом, берет начало от стратиграфии, с которой действительно тесно связана. Первые стратиграфы внесли большой вклад в изучение осадочных пород, и многие их наблюдения получили освещение в научных отчетах и статьях. «Основы стратиграфии» А. У. Грабау [19] содержат исчерпывающее резюме накопленных знаний. «Учение об образовании осадков» У. Х. Твенхофела, впервые опубликованное в 1928 г. [47], во многом является «прямым наследником» монографии Грабау.

Можно сказать, что отделение учения об осадках как дисциплины от стратиграфии произошло в президентской речи Генри Клифтона Сорби, которую он произнес перед геологическим обществом Лондона в 1879 г. Хотя интерес Сорби к осадкам ярко продемонстрировала его первая статья, опубликованная в 1850 г., его доклад «О текстуре и происхождении известняков» [1879] и статья «О текстуре и происхождении некарбонатных слоистых пород», опубликованная в следующем году, означали поворотный пункт в изучении осадочных пород. Он первым стал изучать осадочные породы в шлифах (метод, сыгравший исключительно важную роль в изучении пород в целом). Но интерес Сорби к осадочным породам был больше, чем интерес к ним как к элементу стратиграфического разреза. Его интересовали породы сами по себе. Он считал их объектом, заслуживающим изучения и понимания. Сорби по праву считают пионером науки и обычно упоминают как признанного «отца петрологии». Во многих отношениях он опередил свое время. Например, его статья 1859 г., посвященная косой слоистости, рассматривает применение первичных осадочных текстур для палеогеографических построений и отражает подход, который только сейчас получил всеобщее признание. Последняя статья 82-летнего Сорби «О применении количественных методов в изучении текстур и происхождении пород», опубликованная в 1908 г., незадолго до его смерти, предвосхитила разработки, появившиеся спустя несколько десятилетий. Роль Сорби в развитии петрологии освещена в работе Фолка [15].

Микроскопический анализ пород в шлифах был с готовностью воспринят исследователями изверженных пород, среди которых выделялись два немецких петрографа — Розенбуш и Циркель. В целом это направление у исследователей осадочных пород поддержки не получило, и возможно потому, что они были подготовлены в области стратиграфии, а не петрографии. Приятным исключением из этой группы исследователей стал Люсьен Кайе, чьи монографические публикации по петрографии осадочных пород Франции до сегодняшнего дня остаются непревзойденными. Первая статья Кайе была опубликована в 1899 г., а последняя в 1931 г. В числе публикаций Кайе — известные, прекрасно иллюстрированные монографии об осадочных железных рудах, фосфатах, а также кремнистых и карбонатных породах Франции. Микроскопический анализ осадочных пород в шлифах, длительное время преданный забвению, сегодня получил широкое применение потому, что седиментология независимо от стратиграфии росла как геологическая наука, активно развивалась новым поколением исследователей, взявшим на вооружение петрографические методы. Заслуживающие

упоминания работы включают серию статей Хаддинга, посвященных осадочном породам Швеции, первые работы Маркуса Голдмена и относительно недавние публикации Крынина и его учеников в Соединенных Штатах, исследования Фолка по известнякам, работы Халлимонда и Тейлора по британским железным рудам, аналогичная работа Деверина в Швейцарии, исследование микрофаций Кювье, работы Швецова, Рухина, Страхова и других советских седиментологов, работы Корренса и его института в Геттингене.

Однако до недавнего времени петрологи-осадочники, за исключением Кайе, обращали внимание в основном на изучение минералогии осадков, особенно минерального состава песков и, в частности, на исследование так называемых «тяжелых минералов» (см. Босвел [9], исторический обзор этой ветви осадочной петрологии). В изучении тяжелых минералов (плотность более 2,85) особенно преуспели исследователи на европейском континенте и в Великобритании. В этой области первыми исследователями были Артини в Италии, Туле во Франции, Ретгерс в Германии, Томас и другие в Британии. Наблюдения Иллинга [21] показали, что каждый разрез осадков в конкретном бассейне характеризуется специфическим сочетанием обломочных минералов. Это привело к разработке так называемой методики «корреляции по тяжелым минералам». Использование тяжелых минералов в стратиграфии и применение подобной методики для сопоставления разрезов по скважинам при поисках нефти в значительной степени повысило интерес к предмету исследования. Этот период развития науки увенчался трудом Милнера «Основы петрографии осадочных пород», опубликованным впервые в 1922 г., который представляет собой в основном учебник по изучению обломочных минералов в песках.

В настоящее время Эдельман и другие представители голландской школы активно работают в этом направлении. Однако в целом интерес к предмету уменьшился отчасти из-за сомнений по поводу стратиграфической значимости тяжелых минералов, высказанных Синдовски, Вейлом и другими, и главным образом из-за усиления роли микрофауны, а в последнее время благодаря внедрению каротажа для корреляции разрезов по скважинам. К сожалению, использование тяжелых минералов в качестве «основы» для стратиграфического расчленения отложений при отсутствии фауны привело к снижению роли этих минералов в других направлениях и сделало термин п е т р о г р а ф и я о с а д о ч н ы х п о р о д синонимом метода корреляции по тяжелым минералам.

В 1919 г. в «Геологическом журнале» была опубликована диссертация С. К. Уэнтуэрта «Полевое и лабораторное изучение абразии валунов» на соискание степени магистра. Уэнтуэрт — в то время аспирант университета Айовы — предложил новый подход к изучению осадочных образований. По существу, он сформулировал понятие окатанности в том смысле, что это свойство обломочного материала может быть легко измерено. Замена субъективных суждений объективными измерениями привела к накоплению громадного объема количественных данных и позволила поставить экспериментальные исследования в лабораториях таких процессов, как абразия валунов. Таким образом, работы Уэнтуэрта открыли эпоху измерений и постановки контролируемых экспериментов. Правда, попытки экспериментирования предпринимались и раньше, в числе первых таких исследований можно назвать Дебре. Были сделаны попытки количественного анализа пород (например, гранулометрический анализ обломочных осадков), но в ос-

новном большинство работ по изучению осадков носило качественный и отчасти субъективный характер.

За первой статьей Уэнтуэрта последовали и другие, которые демонстрировали успех такого подхода и привели к значительному расширению количественных исследований, так что в течение двух десятилетий количественные методы изучения применялись ко многим другим свойствам осадочных пород. Вслед за накоплением количественных данных появилась необходимость суммировать и охарактеризовать эти данные. Импровизированные методы, применяемые вначале, были впоследствии заменены на общепринятые статистические приемы. Несмотря на то, что Уэнтуэрт сам попытался применить статистические методы для обработки гранулометрических данных, Паркер Траск считается первым исследователем, предложившим статистические методы, которые были восприняты с одобрением.

Измерения размеров зерен обломочных осадочных материалов («механический анализ») практиковались в различных науках, особенно в почвоведении. Однако работа Аддена, профессора колледжа Августина в Рок-Айленде, штат Иллинойс, США, посвященная эоловым отложениям [48], и его же более объемная работа [49] относятся к числу первых исследований, в которых данные механического анализа были использованы для выяснения истории накопления осадочных отложений (Исторический очерк по изучению гранулометрии осадочных пород изложен в работе Крамбейна [22]). Крамбейн и другие исследователи улучшили аналитические методы и применили статистические методы в более усложненном виде к изучению размеров обломочных частиц и других показателей.

Расцвет геохимии как специальной части геологической науки привел к разработке новых методов и накоплению информации, представляющей значительный интерес для седиментологов. Ранние исследования геохимиков были в основном посвящены количественному анализу распространения химических элементов в природе, включая их распределение в осадочных отложениях. Такие данные постепенно привели к пониманию «геохимических циклов» или законов, которым подчиняется это распределение, а также к пониманию процессов, которые приводят к подобному распределению. Сравнительно недавно ядерная химия разработала «часы» и «термометр», позволившие наметить новые направления исследований. Использование радиоактивных элементов, особенно ^{14}C и ^{40}K, позволило проводить прямые измерения возраста некоторых осадков. Углеродный (^{14}C) метод, предложенный Либби, оказался применим к современным или близким к современным отложениям; калий-аргоновый метод ($^{40}K/^{40}Ar$) определения возраста применялся с некоторым успехом к глаукониту и в меньшей степени к аутигенным калиевым полевым шпатам, глинистым минералам и сильвину в древних отложениях. Существует возможность устанавливать палеотемпературы по данным анализа изотопного состава. Метод Юри, анализирующий зависимое от температуры соотношение изотопов кислорода $^{16}O/^{18}O$, был применен для определения палеотемператур среды обитания раковин древних морских отложений. Хотя «часы» и «термометр» грешат неточностями во многих отношениях, оба метода внесли существенный вклад в изучение летописи осадочных отложений.

Ван-Гофф первым применил основные положения правила фаз для изучения процесса кристаллизации рассолов и образования залежей соли. Лабораторное изучение кристаллизирующихся смесей было, однако, направлено в основном на анализ высокотемпературных сили-

катных систем, представляющих интерес для исследователей изверженных и метаморфических пород. Только недавно были сделаны серьезные успехи в изучении систем, интересующих седиментологов. Эти достижения рассмотрены и обобщены в работе Югстера [14]. Такой подход применим к неморским отложениям солей и к их минералам, содержащимся в отложениях формации Грин-Ривер (эоцен) штатов Вайоминг и Колорадо [29]. Цзень [54] применил фазовое правило Гиббса к соотношению глинистых минералов и карбонатов в осадочных породах, аналогичный подход был использован Петерсоном при изучении карбонатных пород восточной части штата Теннесси [31].

Некоторые теоретические и экспериментальные исследования стабильности минералов при различных значениях окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и при различных значениях показателя pH были выполнены Гаррелсом и др. [16]. Достижения геохимии осадочных пород позволяют в значительной степени улучшить наше понимание осадочных отложений. Возрастание интереса к изучению осадочных пород видно из монографий Дегенса «Геохимия осадков» * [11] и Бернера «Основы химической седиментологии» [6].

Необходимость изучения современных осадков для понимания условий накопления древних аналогов неоспоримо следует из теории униформизма, сформулированной Джеймсом Хаттоном. За исключением Вальтера, Туле и некоторых других исследователей, седиментологи до недавнего времени были склонны пренебрегать этим положением. Наши знания о современных осадках, особенно морских, явились в основном результатом океанографических исследований; первыми, наиболее известными были рейсы «Челленджера». Опубликование в 1891 г. отчетов исследований «Челленджера» привело к становлению океанографии как самостоятельной науки. В этих отчетах содержатся многочисленные данные по распределению и происхождению осадков на морском дне, особенно в глубоководной части океанов. Последующие экспедиции на «Газели», «Метеоре», «Блейке» и других океанографических судах сильно обогатили наши представления о морских осадках.

Стетсон из Вудс Хола и Шеппард из Скриппсовского института внесли значительный вклад в изучение современных отложений и способствовали возрождению интереса к исследованию морских отложений. В последние годы также проводится интенсивное изучение дельтовых и прибрежных отложений, в частности, Фиском в Соединенных Штатах, Ван-Страатеном и другими представителями голландской школы и группой исследователей в Шенкенберге. Убедительным свидетельством возросшего интереса стал выход в свет работы «Современные морские осадки» под редакцией Паркера Траска [46]. Работы Американского нефтяного института по изучению осадков в Мексиканском заливе, исследования Ван-Страатена (приливно-отливных зон побережья Голландии), Ван-Анделя (дельт Рейна и Ориноко), Круита и Ван-Анделя (дельты Роны) и Гинсбурга (карбонатных отложений Флориды и Багамских островов) являются примерами заинтересованности геологов в изучении современных осадков.

За некоторыми исключениями, довольно часто исследования современных отложений проводились без указания геологической ситуации, так что не могут дать информации, необходимой для понимания разрезов обнажений геологом. Это объясняется в первую очередь тем,

* Русский перевод опубликован в 1967 г. в изд. «Мир». — Прим. ред.

что образцы отбирались из современной переходной фазы между осадком и флюидом и в них изучались только структурные и минералогические особенности. Более результативными оказались исследования голоценовых осадков, в которых проводилось бурение, позволившее установить геометрию отложений, вертикальную последовательность слоев и первичные осадочные текстуры.

Построение трехмерных моделей при изучении современных отложений привело к более тщательному изучению геометрии и вертикального профиля как современных осадков, так и их древних аналогов. При изучении геометрии осадочных тел внимание обращалось на их форму и размер. Этот вопрос обсуждался на симпозиуме в 1960 г. [30]. Такой же интерес был проявлен к изучению морфологии ископаемых и современных рифов (см. специальный номер Бюллетеня Американской ассоциации геологов-нефтяников, посвященный изучению рифов, т. 34, № 2, 1950).

Исторически стратиграфия сложилась как описательная наука, в которой вопросам происхождения пород в стратиграфических разрезах уделялось незначительное внимание. Закон фаций Вальтера гласит, что в стратиграфическом разрезе не существует временных перерывов, те осадки, которые соприкасаются друг с другом, должны следовать один за другим по вертикали. В результате изучения современных отложений эта концепция была использована для построения осадочных или фациальных моделей, связанных с такими процессами, например, как трансгрессия или регрессия. Понимание процесса позволяет не только описать разрез отложений по вертикали, но также и объясняет механизм его образования. Концепция фациальной модели является, вероятно, наиболее существенным достижением в анализе условий формирования осадков в последние годы. Первые обобщения о возможности использования вертикального разреза для восстановления условий осадконакопления были сделаны Вишером [51], а хорошая и простая трактовка была дана Селли [38]. Прекрасные примеры, иллюстрирующие подход к вопросам стратиграфии, можно найти в статьях де Раафа, Ридинга и Уокера [12], посвященных каменноугольным слоям северного побережья Девона, и в примечательных исследованиях Аллена [1], рассматривающих нижний древний красный песчаник пограничных участков Уэльса и аналогичные разрезы в других районах [4].

Изучение разрезов по вертикали подразумевает не только литологию пород фации, ископаемые остатки, но также и описание осадочных текстур. С возрождением интереса к изучению осадочных текстур появилось много статей по вопросам их классификации, значимости для реконструкции палеоусловий, анализа палеотечений и, конечно, их происхождения (аспект, который охватывает изучение как механики флюидов, так и рыхлых отложений). Как отметил Мак-Ки [26], «... давно известен, но часто игнорируется принцип, что только осадочные текстуры, а не состав или структура однозначно указывают на условия осадконакопления». Поэтому значительное число исследований современных отложений направлено на распознавание деталей текстуры или комбинации текстур, по которым устанавливаются особенности обстановок осадконакопления. Вероятно, такую же ценность для реконструкций представляет последовательность текстур, наблюдаемая в вертикальном разрезе.

Изучение осадочных текстур интересно не только с точки зрения анализа обстановок осадконакопления, но также приводит и к установ-

лению системы течений, преобладавших в момент накопления осадка. Систему палеотечений можно восстанавливать с помощью измерения и картирования первичных текстур течения, что предвидел Сорби более ста лет тому назад. Несмотря на то, что такие текстуры течений, как косая слоистость, знаки ряби и тому подобные, известны давно, систематические замеры азимутов течений «на деловой основе», как высказывался Сорби, представляют собой сравнительно недавнее достижение. Частично и неполно выполнены исследования Рудеманом, который измерил ориентировку обломков раковин в глинах Ютика, штат Нью-Йорк в 1897 г., Хайд закартировал знаки ряби в отложениях свиты Береа в штате Огайо в 1911 г., Руби и Басс закартировали в 1925 г. ориентировку косой слоистости в русловых песчаниках формации Дакота в штате Канзас. Комплексное изучение палеотечений начинается с работы Ганса Клоса и его учеников, проведенной в 1938 г. [10]. С 1950 г. такие исследования широко вошли в практику. Изучению осадочных текстур посвящены публикации нескольких монографий (см. гл. 4).

Интерес к первичным осадочным текстурам естественно привел к более внимательному изучению способов их образования. Поскольку большинство текстур образовалось под действием течений, повышенное внимание уделялось изучению гидродинамики процесса. Это нашло отражение в трудах симпозиума «Первичные осадочные текстуры и их гидродинамическая интерпретация» в 1964 г. [27], в работах Аллена [2, 3, 5] и др.

Возобновившийся интерес к геометрии осадочных тел и внимание, уделяемое вертикальному разрезу и осадочным текстурам, привели к большим переменам в изучении осадочных пород. В результате стало меньше проводиться работ, направленных на изучение осадочных структур и минералогического состава (в основном лабораторных). Такой сплав осадочной петрологии и стратиграфии может быть правильнее назвать седиментологией [13]. Это направление также привело к возврату и возрождению полевых исследований. С надеждой на будущее автор заканчивает на этом рассмотрение вопроса.

По мере того как расширяется круг интересов исследователя, он переходит от анализа среды накопления осадков в каком-либо вертикальном разрезе к рассмотрению бассейна в целом. При анализе бассейнов устанавливается отношение между тектоникой и осадконакоплением. Изучение последнего предусматривает реконструкции систем палеотечений, картирование фаций и палеогеографические реконструкции. Все большее подтверждение получает представление, что система распределения обломочного материала порождает взаимосвязанные скалярные и направленные свойства пород, которые можно использовать для восстановления очертаний бассейна, первоначальных условий осадконакопления и палеогеографии. Такое представление способствует объединению большинства ранних методов исследований и концепций осадочной петрологии с новейшими данными полевых исследований и приводит к построению модели бассейна. Подобная модель помогает лучше понять заполнение осадочных бассейнов и позволяет исследователю прогнозировать распространение и характер отложений в неизученных районах.

Анализ палеотечений в бассейне сопоставим по значимости с количественной оценкой и фациальным картированием — направлениями, развиваемыми главным образом после окончания второй мировой войны. Схематические изображения фаций строились и ранее, однако

составление информативных фациальных карт стало возможным после накопления большого объема как литологической, так и геофизической информации по строению земной коры. При поисках нефти и газа на интенсивно разбуренных участках была собрана необходимая информация, и изучение соотношения между залеганием нефти и фациями дало толчок к дальнейшим исследованиям. Быстро растущий интерес к изучению фаций нашел выражение в симпозиуме по фациям, организованном Американским геологическим обществом в 1948 г. Сводный атлас фациальных карт фанерозойских отложений Северной Америки, составленный Слоссом, Дапплсом и Крамбейном, вышел из печати в 1960 г.

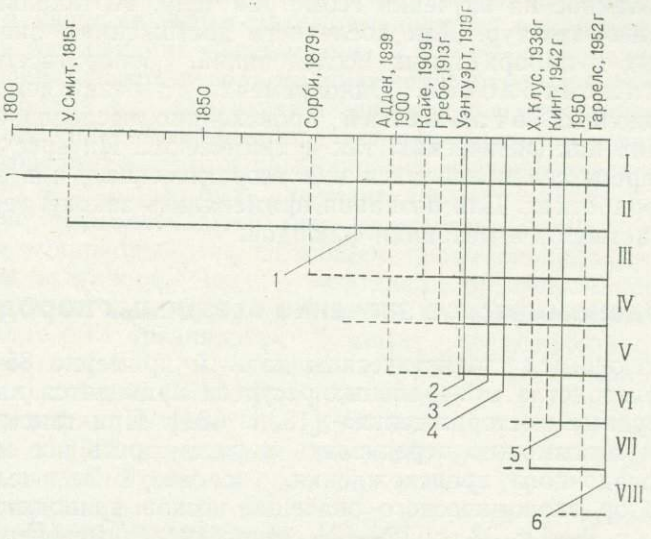


Рис. 1-3. Графическая «гистограмма» развития различных аспектов седиментологии.

I — терминология, II — стратиграфическая последовательность, III — микропетрология, IV — осадконакопление, V — количественный анализ осадконакопления, VI — фациальный анализ, VII — анализ палеотечений, VIII — осадочная геохимия.

Источники: *1* — отчеты экспедиции «Гломар Челленджер»; *2* — Комитет по седиментологии; *3* — основание общества палеонтологов и минералогов, работающих в промышленности; *4* — журнал «Осадочная петрология», том I; *5* — I Международный седиментологический конгресс; *6* — VI Международный седиментологический конгресс

Изучение осадочных бассейнов, анализ их заполнения и истории геологического развития подводят исследователя к проблеме эволюции континентов. Связь между тектоникой и осадконакоплением, между осадками кратона и геосинклиналями, между осадконакоплением и тектоникой плит — вот перечень некоторых проблем, разрабатываемых в настоящее время. Интерес к изучению взаимосвязи осадконакопления и тектоники проявился в ранних работах Бертрана [7] и Терсье [45], а в наше время он связан со статьями Крынина [23, 24] и Петтиджона [32].

С этими проблемами связаны вопросы баланса и переноса масс материалов, разрабатываемые Роновым, Мигдисовым и Барской [35], Гаррелсом и Маккензи [17]. В этих работах придается большое значение историко-геологическому аспекту и рассматривается история развития земного шара с начальных этапов. Такие проблемы относятся к числу общегеологических и соподчиненных им, однако седиментологический аспект является одним из самых главных, поскольку несет в себе запись событий прошлых эпох (рис. 1-3).

Таким образом видно, что в своем развитии седиментология прошла четыре этапа: 1) изучение осадочных отложений как составной части стратиграфического разреза; 2) сбор данных по осадочным породам и их предварительная интерпретация (работы Сорби, Мюррея и Ренарда, Грабау и Твенхофела; 3) развитие петрографии осадочных пород в качестве самостоятельной дисциплины, благодаря усилиям Кайе, Хаддинга, Милнера, Крынина и других, со специальным упором на петрографическое изучение пород в тонких шлифах и лабораторные анализы структурных и минералогических характеристик несцементированных осадков и, наконец, 4) трехмерный анализ осадочных отложений как современных, так и древних, восстановление условий накопления, основанное на изучении геометрии тела, вертикального разреза и осадочных текстур. Для последнего достижения, знаменующего союз полевых и лабораторных исследований, более всего подходит термин седиментология. Одновременно с развитием подхода к анализу осадочных отложений происходило исследование осадочных процессов как физических, так и химических. Интерес к изучению осадочных процессов проявлялся и в теоретических, и в экспериментальных разработках. Для познания применялись законы термодинамики, химии растворов и механики флюидов.

Экономическое значение осадочных пород

«По имеющимся статистическим данным примерно 85—90% ежегодного производства минеральных ресурсов приходится на осадочные породы и рудные месторождения» [18, с. 664]. При таком положении практически невозможно перечислить и рассмотреть все минеральные продукты осадочного происхождения, используемые человечеством. Краткий обзор экономического значения песков приводится в других работах [8, с. 4—11; 33, с. 12—13]. Многочисленные специальные исследования посвящены глинам, углю, нефти и другим полезным ископаемым осадочного происхождения.

Осадочное происхождение имеет минеральное топливо — природный газ, нефть, уголь и горючие сланцы. Первые две разновидности заполняют поры в осадочных породах, тогда как две последние представляют собой собственно осадочные породы. Осадочные отложения являются сырьем для керамического производства и изготовления портланд-цемента. К остальным неметаллическим полезным ископаемым осадочного происхождения относятся песок и гравий, известь, строительный камень, формовочный песок, фуллерова земля и диатомит. Минеральные удобрения также имеют осадочное происхождение — фосфориты, калийные соли и некоторые нитраты. Даже руды многих металлов извлекаются из осадочных отложений. Сюда относятся большинство руд железа и алюминия и некоторые руды марганца, меди, урана и магния. Из россыпей добываются олово, вольфрам, золото, платина, различные драгоценные камни и некоторые редкие элементы, такие как цирконий и торий. Поиски и разработка россыпей являются специальной задачей, решение которой требует изучения аллювиальных отложений [34, 40].

Помимо упомянутых выше областей использования осадочных пород, необходимо отметить, что некоторые породы (особенно песчаники) представляют собой резервуары для хранения ценных флюидов. Значительные объемы флюидов, содержащихся в поровых системах пес-

чаников, составляют запасы пресной воды, рассолов, из которых добывают иод, бром и различные соли, нефть и природный газ. Некоторые разновидности известняков также нефтеносны. Из других источников, подобных горючим сланцам, углеводороды извлекаются с помощью перегонки и дистилляции. Песчаные пласты служат проводниками для артезианских вод. Изучение формы и положения этих резервуаров, их пористости и проницаемости необходимо для извлечения флюидов. Поскольку флюиды можно также нагнетать в песчаники, то песчаные слои используются для подземного хранения природного газа или для закачки и последующего использования пресной воды, а также для заводнения пласта при добыче нефти.

Экономическая значимость осадочных пород не исчерпывается их ценностью в качестве сырья или применением для различных целей. Образование осадков, их перемещение и отложение представляют интерес для специалистов в области инженерной геологии и геоморфологии, особенно для тех, кто изучает эрозию берегов, занимается устройством гаваней, освоением пойм и вопросами эрозии почв.

Иначе говоря, для того чтобы заниматься экономической геологией, прежде всего необходимо быть седиментологом.

Развитие седиментологии как самостоятельной геологической дисциплины сопровождалось созданием профессиональных обществ и специальных журналов. Подъем нефтяной промышленности и занятость в ней геологов повысили интерес к изучению осадочных отложений. В 1920 г. был организован Комитет по осадконакоплению под председательством В. Х. Твенхофела в рамках Национального совета научных исследований США. Комитет взялся за составление и публикацию монографии «Ученые об образовании осадков», впервые опубликованную в 1928 г., а затем переработанную и переизданную в 1932 г. Под эгидой Комитета была подготовлена и издана книга «Современные морские осадки», так же как и работа «Практическая седиментология» [1950]. В 1927 г. было организовано общество палеонтологов и минералогов, работающих в промышленности, представляющее собой отделение Американской ассоциации геологов-нефтяников. Оно стало основной организацией стратиграфов (микропалеонтологов) и седиментологов в Соединенных Штатах. «Журнал по осадочной петрологии», публикуемый с 1930 г., является одним из печатных органов этого общества. В 1946 г. была организована Международная ассоциация седиментологов, VIII Международный конгресс которой состоялся в 1971 г. в Гейдельберге. Официальный печатный орган ассоциации — журнал «Седиментология» (на сегодня вышел из печати его двенадцатый том). Кроме того, в 1967 г. появился еще один журнал «Осадочная геология», посвященный изучению осадков.

Десять или двадцать лет тому назад в распоряжении исследователя было только несколько крупных работ по осадочным породам и процессам осадконакопления, сегодня он сталкивается с изобилием книг по этим вопросам. Аннотированный список литературы прилагается к этой главе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen J. R. L.,* 1962, Petrology, origin and deposition of the highest Old Red Sandstone of Shropshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 657—697.

2. *Allen J. R. L.,* 1969. Sohe recent advances in the physics of sedimentation: Proc. Geol. Assoc. London, v. 80, pp. 1—42.

3. *Allen J. R. L.*, 1970a, Physical processes of sedimentation: London, Allen and Unwin, 248 p.
4. *Allen J. R. L.*, 1970b, Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretations: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 298—323.
5. *Allen J. R. L.*, 1971, Bed forms due to mass transfer in turbulent flows: a kaleidoscope of phenomena: Jour. Fluid Mechanics, v. 79, pp. 49—63.
6. *Berner R. A.*, 1971. Principles of chemical sedimentology: New York, McGraw-Hill, 240 pp.
7. *Bertrand M.*, 1897, Structure des Alpes francaises et recurrence de certain facies sédimentaires: Proc. 16th Int. Géol. Congr., 1894, pp. 161—177.
8. *Boswell P. G. H.*, 1919, Sands: considered geologically and industrially, under war conditions: Inaugural Lecture, 1917, Univ. Liverpool, Univ. Press of Liverpool.
9. *Boswell P. G. H.*, 1933, On the mineralogy of the sedimentary rocks: London, Murby, 393 pp.
10. *Cloos, H.*, 1938, Primäre Richtungen in Sedimenten der rheinischen Geosynkline: Geol. Rundschau, v. 29, pp. 357—367.
11. *Degens E. T.*, 1965, Geochemistry of sediments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 342 pp.
12. *de Raaf, J. F. M., Reading, H. G., and Walker, R. G.*, 1965, Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England: Sedimentology, v. 4, pp. 1—52.
13. *Doeglas D. J.*, 1951, From sedimentary petrology to sedimentology: Proc. 3rd Int. Congr. Sedimentology, pp. 15—22.
14. *Eugster H. P.*, 1971, The beginnings of experimental petrology: Science, v. 173, pp. 481—489.
15. *Folk R. L.*, 1965, Henry Clifton Sorby (1826—1908), the founder of petrography: Jour. Geol. Educ., v. 13, pp. 43—47.
16. *Garrels R. M., and Christ, C. L.*, 1965, Solutions, minerals, and equilibria: New York, Harper & Row, 450 pp.
17. *Garrels R. M., and Mackenzie F. T.*, 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
18. *Goldschmidt V. M.*, 1937, The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks: Jour. Chem. Soc. for 1937, pp. 655—673.
19. *Grabau A. W.*, 1913, Principles of stratigraphy: v. 1, pp. 1—581, v. 2, pp. 582—1185, New York, Dover (reprinted 1960).
20. *Hyde J. E.*, 1911, The ripples of the Bedford and Berea formations of central Ohio with notes on the paleogography of that epoch: Jour. Geol., v. 19, pp. 257—269
21. *Illing V. C.*, 1916, The oilfields of Trinidad: Proc. Geol. Assos., c. 27, p. 115.
22. *Krumbein W. C.*, 1932, A history of the principles and methods of mechanical analysis: Jour. Sed. Petrology, v. 2, pp. 89—124.
23. *Krynine P. D.*, 1942, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: Proc. 1st Pan-American Congr. Min. Eng. Geol., v. 2, part 1, pp. 537—561.
24. *Krynine P. D.*, 1951. A critique of geotectonic elements: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 32, pp. 743—748.
25. *Krynine P. D.*, 1960, On the antiquity of «sedimentation» and hydrology: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 1721—1728.
26. *McKee E. D.*, 1971, Book review: Geotimes, v. 16, p. 38.
27. *Middleton, G. V.*, ed., 1965, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, 265 pp.
28. *Milner H. B.*, 1922, An introduction to sedimentary petrography, 1st ed.: London, Murby, 125 pp.
29. *Milton, C., and Eugster, H. P.*, 1959, Mineral assemblages of the Green River Formation, in Researches in geochemistry (Abelson, P. H., ed): New York, Wiley, pp. 118—150.
30. *Peterson, J. A., and Osmond, J. C.*, eds., 1961, Geometry of sandstone bodies: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 240 pp.
31. *Peterson M. N. A.*, 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: Jour. Geol., v. 70, pp. 1—31.
32. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.
33. *Pettijohn F. J., Potter P. E., and Siever R.*, 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
34. *Raeburn C., and Milner H. B.*, 1927, Alluvial prospecting: London, Murby, 478 pp.
35. *Ronov A. B., Migdisov A. A., and Barskaya, N. V.*, 1969, Tectonic cycles and regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeographic environments of sedimentation of the Russian platform (an approach to a quantitative study): Sedimentology, v. 13, pp. 179—212.

36. *Rubey W. W., and Bass N. W.*, 1925, The geology of Russell County, Kansas, pt. I: Bull. Kansas Geol. Survey 10, 104 pp.
37. *Ruedemann R.*, 1897, Evidence of current action in the Ordovician of New York: Amer. Geol., v. 19, pp. 367—391.
38. *Selley R. C.*, 1970, Ancient sedimentary environments: Ithaca, N. Y., Cornell Univ. Press, 237 pp.
39. *Sloss L. L., Dapples E. C., and Krumbein, W. C.*, 1960. Lithofacies maps: New York, Wiley, 108 pp.
40. *Смирнов В. И.* Геология россыпей (Отд. наука о земле, Ученый совет по рудообразованию, АН СССР). М., 1965. 400 с.
41. *Sorby H. C.*, 1859, On the structures produced by the current present during the deposition of stratified rocks: The Geologist, v. 2, pp. 137—147.
42. *Sorby H. C.*, 1879, On the structure and origin of limestones (presidential address, 1879): Proc. Geol. Soc. London, v. 35, pp. 56—95.
43. *Sorby H. C.*, 1880, On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks (presidential address, 1879): Proc. Geol. Soc. London, v. 36, pp. 46—92.
44. *Sorby H. C.*, 1908, On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 64, pp. 171—232.
45. *Tercier J.*, 1939, Dépôts marins recents et séries géologiques: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 32, pp. 47—100.
46. *Trask P. D.*, 1939, Recent marine sediments, a symposium: Tulsa, Okla., Soc. Econ. Paleont. Min., 726 pp. (reprinted 1955).
47. *Twenhofel W. H.* (1928), 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.
48. *Udden J. A.*, 1899, Mechanical composition of wind deposits: Augustana Library Publ. No. 1, 69 pp.
49. *Udden J. A.*, 1914, Mechanical composition of clastic sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 655—744.
50. *Vatan A.*, 1954, Pétrographic sédimentaire: Paris, Editions Technip, 279 pp.
51. *Visher G. S.*, 1965, Use of vertical profile in environmental reconstruction: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, pp. 41—61.
52. *Wadell H.*, 1932, Sedimentation and sedimentology: Science, n. s., v. 75, p. 20
53. *Wentworth C. K.*, 1919, A laboratory and field study of cobble abrasion: Jour. Geol., v. 27, pp. 507—521.
54. *Zen E-an*, 1959, Clay-carbonate relations in sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 29—43.

Учебники и основная литература

55. *Bathurst, R. G. C.*, 1971, Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam, Elsevier, 620 pp.
56. *Blatt H., Middleton G., and Murray R.*, 1972, Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 634 pp.
57. *Chilingar G. V., Bissell H. J., and Fairbridge, R. W.*, 1967, Carbonate rocks, v. 1, 471 pp.; v. 2, 413 pp.: Amsterdam, Elsevier.
58. *Garrels R. M., and Mackenzie F. T.*, 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
59. *Pettijohn, F. J., Potter P. E., and Siever Raymond*, 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
60. *Ruchin L. B. (Schüller, A., transl.)*, 1958, Graundzüge der Lithologie: Berlin, Akademie-Verlag, 806 pp.

Лабораторные и полевые руководства

61. *Bouma A. H.*, 1969, Methods for the study of sedimentary structures: New York, Wiley-Interscience, 458 pp.
62. *Brajnikov B., et al.*, 1943, Techniques d'étude des sédiments, pt. II: Paris, Hermann, 110 pp.
63. *Carver R. E.*, ed., 1971, Procedures in sedimentary petrology: New York, Wiley-Interscience, 458 pp.
64. *Cayeux L.*, 1931, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires: Paris, Imp. Nat., 524 pp.
65. *Duplaix S.*, 1948, Détermination microscopique de minéraux des sablé: Paris-Liége, Librairie Polytech. Ch. Beranger, 80 pp.
66. *Folk R. L.*, 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Texas, Hemphill's Book Store, 170 pp.
67. *Griffiths J. C.*, 1967, Scientific method in analysis of sediments: New York, McGraw-Hill. 508 pp.

68. *Jones M., P., and Fleming M. G.*, 1965, Identification of mineral grains: Amsterdam, Elsevier, 102 pp.
69. *Köster E.*, 1964, Granulometrische und morphometrische Messmethoden an Mineralkörnern, Steinen, und sondstigen Stoffen: Stuttgart, F. Enke, 336 pp.
70. *Krumbein W. C., and Pettijohn F. J.*, 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 549 pp.
71. *Milner H. B.*, 1962, Sedimentary petrography, v. 1, Methods in sedimentary petrography 643 pp.: v. 2, Principles and applications, 715 pp.: New York, Macmillan.
72. *Müller G.*, 1967, Methods in sedimentary petrology: Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 283 pp.
73. *Plas, Leedert van der*, 1966, The identification of detrital feldspars: Amsterdam, Elsevier, 305 pp.
74. *Russell R. D.*, 1942, Tables for the determination of detrital minerals, in Report of the Committee Sedimentation, 1940—1941: Div. Geol. Georg., Nat. Res. Coun., pp. 6—8 (reprints available from Dept. Earth and Planetary Sci., The Johns Hopkins Univ., Baltimore, Md. 21218, SO50).
75. *Strakhov N. M.*, 1957, Méthode d'étude des roches sédimentaires: Service Inf. Geol., Ann., v. 1, 2, no. 35, 1007 pp.
76. *Tickell F. G.*, 1947, The examination of fragmental rocks: Palo Alto, Calif., Stanford Univ. Press, 127 pp.
77. *Tickell F. G.*, 1965, The techniques of sedimentary mineralogy: Amsterdam, Elsevier, 220 pp.
78. *Twenhofel, W. H., and Tyler S. A.*, 1941, Methods of study of sediments: New York, McGraw-Hill, 183 pp.

Осадочная петрография

79. *Carozzi A.*, 1960, Microscopic sedimentary petrography: New York, Wiley, 485 pp.
80. *Cayeux L.* (Carozzi A. V., transl.), 1970, Carbonate rocks: Riverside, N. J., Hafner, 472 pp.
81. *Cayeux L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France, v. 1, Roches siliceuses: Paris, Masson, 696 pp.
82. *Füchtbauer H., and Müller G.*, 1970, Sedimente und Sedimentgesteine, pt. II: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 696 pp.
83. *Hatch F. H., and Rastall R. H.* (rev. Greensmith J. T.), 1965, Petrology of the sedimentary rocks, 4th ed.: London, Murby, 408 pp.
84. *Horowitz A. S., and Potter P. E.*, 1971, Introductory petrography of fossils: New York, Springer, 320 pp.
85. *Schürmann, H. M. E.* (ed.), International sedimentary petrographical series (14 volumes to 1971): Leiden, Brill.
86. *Vatan A.*, 1954, Pétrographie sédimentaire: Paris, Editions Technip., 279 pp.

Осадконакопление и стратиграфия

87. *Dunbar C. O., and Rodgers John*, 1957, Principles of stratigraphy: New York, Wiley, 356 pp.
88. *Grabau A. W.*, 1913, Principles of stratigraphy: New York, Seiler, 1185 pp. (reprinted 1960, Dover, New York).
89. *Krumbein W. C., and Sloss L. L.*, 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd. ed.: San Francisco, Freeman, 660 pp.
90. *Twenhofel W. H.*, 1950, Principles of sedimentation, 2nd ed.: New York, McGraw-Hill, 673 pp.
91. *Twenhofel W. H., et al.*, 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.

Физические и химические процессы

92. *Allen, J. R. L.*, 1970, Physical processes of sedimentation: New York, American Elsevier, 248 pp.
93. *Berner R. A.*, 1971, Principles of chemical sedimentalogy: New York, McGraw-Hill, 240 pp.
94. *Degens E. T.*, 1965, Geochemistry of sediments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 342 pp.

Древние и современные условия осадконакопления

95. *Kukal Z.*, 1970, Geology of Resent sediments: Prague, Czech. Acad. Sci., 490 pp.
96. *Morgan J. P., ed.*, 1970, Deltaic sedimentation, modern and ancient: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 15, 312 pp.

97. *Reineck H.-E., and Singh, I. B.*, 1973, Depositional sedimentary environments: New York, Springer, 439 pp.
98. *Rigby J. K., and Hamblin W. K., eds.*, 1970, Recognition of ancient sedimentary environments: Soc. Econ. Paleont. Min.: Spec. Publ. 16, 340 pp.
99. *Selley R. C.*, 1971, Ancient sedimentary environments: Ithaca, N. Y., Cornell Univ. Press, 254 pp.
100. *Trask P. D., ed.*, 1939, Recent marine sediments: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 736 pp.

Осадочные текстуры

101. *Conybeare C. E. B., and Crook K. A. W.*, 1968. Manual of sedimentary structures: Australian Dept. Nat. Devel., Bull. Bur. Min. Res. Geol. Geophys. 102, 327 pp.
102. *Gubler Y., Bugnicourt D., Faber J., Kubler B., and Nyssen R.*, 1966, Essai de nomenclature et caractérization des principales structures sédimentaires: Paris, Editions Technip, 291 pp.
103. *Хабаков А. В.* (ред.) Атлас структур и текстур осадочных горных пород. М., ВСЕГЕИ, 1962. 578 с.
104. *Pettijohn F. J., and Potter P. E.*, 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures: New York, Springer, 370 pp.
105. *Potter P. E., and Pettijohn F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.
106. *Ricci Lucchi F.*, 1970. Sedimentografia: Bologna, Zanichelli, 288 pp. (Italian with Italian-English glossary).
107. *Shrock R. R.*, 1948. Sequence in layered rocks: New York, McGraw-Hill, 507 pp.

Периодические и серийные издания

108. *Developments* in Sedimentology (14 vols. to 1971): Amsterdam, Elsevier.
109. *Journal* of Sedimentary Petrology: Tulsa, Okla., Soc. Econ. Paleont. Min., since, 1930.
110. *Maritime* Sediments: Halifax, N. S., and Fredericton, N. B., Canada.
111. *Sedimentary* Geology: Amsterdam, Elsevier, since 1969.
112. *Sedimentology* (official journal Int. Assoc. Sedimentologists): Amsterdam, Elsevier, since 1962; Oxford, Blackwell, since 1973.

ГЛАВА 2. ПРИРОДА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Введение

Как отмечалось в первой главе, осадочные отложения представляют собой тела, сложенные твердыми материалами, накопление которых происходило на поверхности земли или на небольшой глубине при низких значениях температур и давлений, характерных для таких обстановок осадконакопления. Отложения образуются главным образом при механическом разрушении ранее существовавших пород, продукты выветривания которых перераспределялись волнами или течениями и выпадали в осадок из растворов химическим или биохимическим путем. В основном таким способом образуются осадочные породы (в противоположность изверженным породам, которые имеют магматическое или вулканическое происхождение и их образование не связано с процессами выветривания). Такой взгляд на осадочные породы оправдан с геологических позиций, поскольку он позволяет связать породы, образующиеся при двух различных процессах — выветривании, с одной стороны, и вулканизме — с другой. Некоторые осадки, однако, не образуются за счет существовавших ранее. Такие отложения играют подчиненную роль (занимают небольшой объем и не очень широко распространены). К ним относятся уголь, представляющий собой в основном продукт органического разложения вещества растительного происхождения, и вулканогенные осадки — слоистые пепловые отложения и другие продукты вулканических процессов. Еще более редки и не имеют практического значения отложения, содержащие метеоритный материал космического происхождения.

Грабау [6] предпочитал рассматривать породы под иным углом зрения и группировать их в соответствии с физическими или химическими процессами образования. Он подразделял породы на два класса, а именно на экзогенные и эндогенные (рис. 2-1).

К экзогенным относятся обломочные, или кластические породы. Компоненты, слагающие породы, размещены в ее основной массе в виде твердых частиц, образовавшихся при дроблении ранее существовавших материалов. Другими словами, они образуются в результате механического отложения и являются продуктом физического осадконакопления. Подавляющее большинство осадков (по объему) принадлежит к этой категории. К этой группе также относятся пирокластические изверженные породы, которые очень похожи на обломочные породы по наиболее характерным структурно-текстурным признакам и, следовательно, по динамическим особенностям накопления.

Прямой противоположностью являются эндогенные* породы, представляющие собой аморфные или кристаллические продукты, вы-

---

* В нашей литературе термин «эндогенные» применяется только к породам, имеющим эндогенный генезис (т. е. метаморфическим и изверженным). — Прим. ред.

падающие из раствора. Сюда относятся многие разновидности осадочных пород*, включая отложения солей — каменная соль, ангидриты и т. д., а также большинство изверженных пород. Последние, подобно химическим осадкам, представляют собой продукты осаждения из раствора. В основе процесса формирования указанных разновидностей пород лежит химическое правило фаз. Нет принципиального различия и в механизме кристаллизации рассолов и магмы.

Если рассматривать осадочные породы с точки зрения процесса накопления, то классификация Грабау более оправдана, чем традиционное разделение пород на осадочные и изверженные. Процесс образования каменной соли ближе к образованию диабаза, чем к отложению глины или известняка, с которыми соли встречаются совместно. С другой стороны, песчаники тесно связаны с туфами. Накопление каждого типа осадков происходит в соответствии с законами аэро- или гидродинамики. Обе указанные основные категории пород характеризуются присущими им структурами и текстурами. Экзогенные породы обладают скелетно-поровым строением и бывают косослоистыми. Эндогенные породы имеют взаимосвязанное кристаллическое зернистое строение.



Рис. 2-1. Два противоположных способа классификации пород: общепринятый и метод Грабау. По [6].

Каждая категория может образоваться в процессе перекристаллизации или замещения при низких температурах и давлениях (диагенетические и эпигенетические породы) или при высоких значениях температуры и давления (метаморфические породы)

На осадочные породы можно смотреть и с другой стороны, а именно — с точки зрения переноса, в этом случае эти породы вновь распадаются на две основные группы: внутрибассейновые отложения, которые сформировались в бассейне непосредственно на месте своего накопления; внебассейновые породы, которые образовались за его пределами и были принесены в бассейн волнами или течениями. В первую категорию включаются химические и биохимические отложения, осажденные из вод бассейна; ко второй категории относятся как терригенные, так и пирокластические отложения.

На первый взгляд, происхождение и накопление осадочных пород может показаться простым. Пески и илы образуются достаточно быстро и выносятся реками в моря. Происхождение осадочных пород (не то, что у большинства изверженных и всех метаморфических) доступно для наблюдения и изучения. К сожалению, это не так просто. Далеко не все породообразующие процессы удается наблюдать. В частности, диагенетические изменения, к которым относятся межслойное растворение, цементация, образование конкреций и т. п., не поддаются непо-

* В тексте — sediment (точный перевод — осадок, отложение). Автор нередко применяет этот термин к литифицированным породам. В этом случае он переводится как «осадочная порода». — Прим. ред.

средственному наблюдению. Невозможно также наблюдать мутьевые потоки, в результате деятельности которых происходит перенос, отложение и формирование текстур значительной части морских осадков. Образование большинства химических осадков никогда не удавалось наблюдать. Таким образом, происхождение осадочных пород приходится восстанавливать по записи геологических событий, изучая последствия процессов, больше не происходящих. Такими «последствиями» в первую очередь являются структуры, текстуры и минеральный состав изучаемых отложений. Следовательно, непосредственная задача, стоящая перед осадочной петрологией, заключается в обращении к геологической истории и раскрытии прошлого породы.

Даже происхождение обыкновенных пород не всегда ясно; возникли ли они химическим (эндогенным) или механическим (экзогенным) путем. Для большинства пород характерна двойственная природа и, следовательно, они представляют собой гибрид или полигенетическое образование. Как видно из рис. 2-2, составные части осадочной породы могут образоваться при механическом дроблении материнской породы, при размыве или развевании остаточных продуктов выветривания или при поступлении в осадок продуктов химического или биохимического происхождения, выпадающих из морской воды в бассейне осадконакопления. Из циркулирующих подземных вод впоследствии выпадает большое количество минеральных веществ, заполняющих поровое пространство породы.

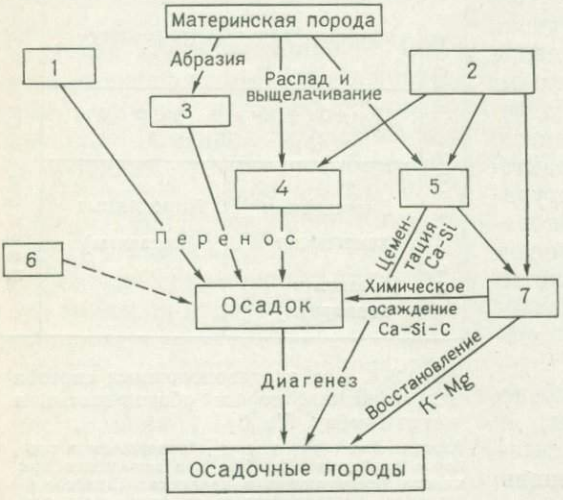


Рис. 2-2. Диаграмма, иллюстрирующая сложный характер образования осадочных пород.
1 — **вулканические выбросы;** *2* — **поступления из атмосферы** O_2—CO_2—H_2O; *3* — **раздробленная порода;** *4* — **регалиты** Si—Al—Fe; *5* — **подземные воды;** *6* — **вещество космического происхождения;** *7* — **океанические воды** Na—K—Ca—Mg

Разновидность осадочных отложений определяет тип образующейся породы. Те осадки, которые сложены преимущественно твердыми обломками ранее существовавших пород, являются к л а с т и ч е с к и м и; к ним относятся галечники, пески и алевриты и их литифицированные разности (конгломераты, песчаники и алевролиты). Те осадки, в которых содержится значительное количество глинистых минералов, образующихся при выветривании, относятся к илам (или глинистым сланцам и аргиллитам после литификации). Осадки, большей частью или целиком образовавшиеся из минералов, растворенных в морской воде, являются х и м и ч е с к и м и (или биохимическими). Сюда относятся известняки и доломиты, эвапориты (продукты испарения рассолов), железные руды, фосфориты, кремни и связанные с ними силициты.

Строение (fabric) *

В метаморфических и изверженных породах слагающие минералы характеризуются протяженными взаимопроникающими контактами; осадочные породы, наоборот, характеризуются четким каркасом, составные элементы которого соприкасаются друг с другом сторонами или обнаруживают точечные контакты. В связи с подобным строением осадочные породы, в отличие от других, обладают высокой пористостью и проницаемостью. Следовательно, они способны как удерживать, так и пропускать различные флюиды. Осадочные породы являются главным вместилищем природного газа, нефти, артезианских вод и различных рассолов. Начальная пористость их бывает высокой — от 35 до 45% от общего объема, но отложения в порах, выпадающие из минерализованных вод, как правило, значительно уменьшают эту величину.

Особая микрогеометрия осадочных пород объясняется их происхождением. Каждый элемент каркаса — песчаное зерно, галька или обломок раковины — образуется вне породы, он механически укладывается и занимает свое место в строении породы. Хотя для некоторых изверженных пород (особенно стратиформных пирокластических образований) характерна геометрия осадочных тел, большая их часть представляет собой кристаллические агрегаты. Строение, описанное выше характерно для галечников и песка, а также для их литифицированных разностей (конгломератов и песчаников); оно также типично для многих известняков. Такие известняки практически представляют собой карбонатные пески и алевриты; их строение во многом аналогично обычным песчаникам и алевритам.

Поскольку отдельные зерна не могут по всей поверхности соприкасаться друг с другом, в осадочных породах давление распределяется неравномерно. Масса перекрывающих пород приходится на относительно небольшую площадь соприкосновения отдельных зерен, тогда как флюиды, заключенные в порах, находятся под давлением, равным массе водяного столба до земной поверхности (мы допускаем, что поры свободно связаны с поверхностью). При неравномерных значениях давления происходит растворение твердых частиц на контактах и осаждение растворенных материалов в поровых пространствах; если этот процесс дойдет до конца, то будет полностью уничтожено поровое пространство, и давление в системе уравновесится.

Растворы, заполняющие поры, являются средой, в которой происходят реакции между ними и элементами каркаса породы. Если флюиды, находящиеся в порах, тоже приходят в движение, то в породу поступают и выносятся из нее минеральные компоненты в растворенной форме, что сказывается на составе осадочной породы.

Исследователь осадочных отложений обязан не только изучать состав твердых компонентов, но также должен принимать во внимание мобильную и химически активную фазу, составляющую значительную часть породы. Чем ближе обломочная порода к своему первоначальному состоянию, тем больше в ней относительный объем нетвердой фазы; чем более высоких ступеней диагенеза или метаморфизма такая по-

---

* Термин «fabric» имеет несколько иной смысл по сравнению с термином «structure» (текстура) и «texture» (структура). Обычно он подразумевает определенную ориентировку в пространстве компонентов, слагающих осадочную породу. Ф. Дж. Петтиджон нередко использует «fabric» как термин, соответствующий по смыслу «строению». В зависимости от контекста «fabric» переводится как «строение», «текстура» или «структура». — Прим. ред.

рода достигает, тем ощутимее роль твердого каркаса и тем более осадочная порода становится похожей на метаморфическую или даже изверженную.

Однако некоторые осадочные породы не обладают обычными осадочными каркасами и поровыми системами. К ним относятся осаждающиеся из воды каменная соль и гипс, такие накопления in situ как уголь и осадки, имевшие нормальное строение, но впоследствии измененные перекристаллизацией и замещениями (доломиты) или превращенные в кристаллическую мозаику в результате роста зерен («вторичное разрастание»), подобные кристаллическим известнякам или «осадочным мраморам».

Состав

От изверженных пород осадочные образования отличаются значительными колебаниями состава, тем не менее многие разновидности характеризуются необыкновенно ограниченным составом. Крупнейшие скопления многих химических элементов, известных в земной коре, находятся в осадочных отложениях. Такие скопления образуются в результате неоднократных размывов и переработки выветрелых остатков древних пород; примером могут служить стекольные пески, содержание кварца в которых превышает 99%. Другие отложения образуются в результате направленного действия избирательных химических или биохимических процессов, и при благоприятном их течении в оптимальных условиях образуются такие конечные продукты, как известняки с высоким содержанием кальцита (более 99% $CaCO_3$), каменная соль и гипс. Аналогичные по характеру изверженные породы нам неизвестны.

Минералы, образованные вне места осадконакопления и механически принесенные в осадок во время его отложения, относятся к так называемым аллогенным минералам, те же, которые образуются in situ, называются аутигенными. Следовательно, недостаточно просто определить минеральные компоненты осадка, как недостаточно сделать их количественный анализ. Необходимо разбить минералы на смысловые категории, определить, какие из них являются аллогенными (или обломочными) и какие аутигенными (или постседиментационными). Некоторые исследователи могут пойти дальше и установить, какие аутигенные минералы синхронны процессу аккумуляции, а какие образовались позже; сделать вывод, какие минералы образовались при осаждении в пустотах, а какие — в результате замещения; различить минералы, образовавшиеся при выветривании, от тех, которые образовались в осадочных породах или подземных условиях. Все эти заключения о времени образования и связанном процессе (диагенез, метаморфизм или выветривание) требуют тщательного исследования структурных взаимоотношений зерен, слагающих породу. Для решения этой задачи необходимо применять микроскопический анализ в шлифах.

В противоположность минералам изверженных и метаморфических пород, минералы обломочных осадочных пород не образуют равновесных соединений. Они не образуются в равновесии друг с другом или с раствором, из которого осаждаются. Но хотя минералы не находятся в равновесном состоянии, химических преобразований, направленных на достижение равновесия, не происходит из-за химической инертности твердых частиц или в связи с преобладанием низких температур. При повышении температуры и нарушении условий, ограничивающих тече-

ние реакции, минеральный состав может значительно измениться. Это явление происходит на глубоких уровнях земной коры в процессе метаморфизма. Правда, отдельные реакции протекают и при низких температурах и давлении. Такие диагенетические реакции происходят в основном между составными элементами каркаса породы и заключенными в ее порах растворами. В осадках, выпадающих из растворов или образующихся биохимическим путем, многие из которых метастабильны, диагенетические преобразования происходят чаще и, следовательно, наблюдаются более глубокие изменения.

В некоторых некластических осадках (вероятно в большинстве) минеральные компоненты находятся в равновесном состоянии. Цзень [29] считал, что в результате диагенетических реакций на дне моря в осадках Перуанского желоба возникает подобное равновесие. Аналогичные равновесные соотношения были установлены в некоторых карбонатных породах плато Камберленд, штат Теннесси, США [16]. Примеры отложений, образующихся при испарении рассолов, менее показательны.

Классификация

Классификация осадочных пород представляет собой задачу, на решение которой затрачено немало усилий, однако окончательное решение, удовлетворяющее всем требованиям, до сих пор не найдено. Следовательно, нам необходимо рассмотреть цели, стоящие перед классификацией пород, и изучить более тщательно принципы, положенные в их построение. Большинству исследователей не удалось четко наметить эти цели и принципы, хотя вопрос о философских концепциях, лежащих в основе классификации осадочных пород, рассматривался неоднократно [6, 25, 10, 17, 13, 19, 15].

Как отмечал Роджерс, с проблемой классификации органически связаны вопросы терминологии или номенклатуры. Научные наименования определяют группу или класс объектов и, следовательно, подразумевают классификации. А классификация в свою очередь помогает сгруппировать изучаемые объекты в классы или категории, которым могут быть присвоены наименования. Таким образом, первая цель классификации заключается в том, чтобы подобрать группы и соответствующие наименования, которые могут заменить словесное описание классифицируемых объектов. Для достижения успеха номенклатура и классификация должны базироваться на взаимном согласии тех, кто в такой систематизации нуждается.

Однако, как отметил Грабау, точность классификации приводит к точности исследовательской мысли, а следовательно, классификация представляет большую ценность для дисциплинированного мышления. Классификация в стенографической форме отражает наши знания о предмете. Таким образом, создание классификации является попыткой упорядочить наши знания. Короче говоря, вторая цель классификации заключается в изображении идей или концепций в обобщенном виде.

Для определения класса необходимо выбрать ограничивающие параметры. Выбор параметров определяется конвенцией или их применимостью, или просто соглашением заинтересованных сторон. Но поскольку выяснение генезиса является конечной целью любого изучения пород, выбранные параметры должны нести генетический смысл или быть определяющими. В биологии основой всех фундаментальных таксономических исследований служит подбор определяющих характе-

ристик для целей классификации, а второстепенные особенности опускаются (например, не все, что летает следует объединять в одну группу). Трудности классификации осадочных пород большей частью возникают из-за несогласия исследователей по принципиальным различиям между обломочными (экзогенными) и химическими (эндогенными) породами. Важные свойства одной группы пород являются второстепенными для другой. Таким образом, если ко всем карбонатным породам, имеющим полигенетическое происхождение, применять одни и те же понятия, то это скорее замаскирует, нежели прояснит их историю формирования.

Породы в конце концов — это совокупность параметров, из которых всего лишь два или три выбираются для классификации. Невозможно построить классификацию, основанную на всех известных или доступных для изучения свойствах. Жизнеспособная классификация берет за основу два или три параметра и отбрасывает все остальные. Такая альтернатива требует, чтобы определяющие параметры отражали не только генетические позиции, но и чтобы они были наиболее важными. Несомненно, все свойства пород что-либо означают, но одни значат больше, а другие — меньше. Магнитная восприимчивость песчаников явно менее важный параметр в генетическом отношении, чем их гранулометрический состав. В целом выбранные свойства также должны легко устанавливаться или измеряться, а время, затраченное на это, не должно быть длительным. Важную роль играют химические анализы, но для разработки классификации осадочных пород они вряд ли применимы.

Какие же свойства пород считаются наиболее важными? Нами выбраны такие, которые представляются полезными в свете существующих концепций и знаний. Новые идеи и новые открытия могут сделать их выбор непригодным, и тогда возникнет необходимость пересмотреть существующие классификации и номенклатуры. Такая неустойчивость номенклатуры довольно тревожный факт, но это плата за прогресс науки и лишнее доказательство того, что классификация представляет собой идеи и концепции в кодированной форме, подверженные постоянному пересмотру.

Большинство классификаций осадочных пород имеют традиционный характер и, подобно Топси, они «только возникли». Существует несколько попыток стандартизировать номенклатуру — пересмотреть термины, установить количественные пределы, искоренить плохие и устаревшие термины (см. доклады Комитета по осадконакоплению, куда относятся работы Уэнтуэрта и Уильямса [27] по пирокластическим осадкам, Уэнтуэрта [25] по грубообломочным породам; Аллена [1] по среднезернистым обломочным породам; Твенхофела [24] по тонкозернистым обломочным породам и Тарра[23] по кремнистым осадкам). Однако было сделано всего несколько попыток рассмотреть проблему в целом и найти единое комплексное решение, аналогичное принятому при классификации изверженных пород.

Объем книги не позволяет дать детальный обзор всех полных или неполных классификаций, предложенных для осадочных пород. В какой-то степени это было сделано Ломбардом [13]. Поскольку классификации нескольких подгрупп или семейств осадков детально рассматриваются в соответствующих разделах книги, приводить их здесь нет смысла. В заключение можно сказать, что любая попытка применить единую классификацию ко всем осадочным породам приведет к трудностям из-за полигенетической природы осадочных материалов. Если

схема будет основываться на важных генетических свойствах, то получится, что свойства, важные для одной группы осадков, могут оказаться второстепенными для другой группы иного происхождения. Например, принцип зрелости является фундаментальным, но его можно применить только к тем породам, которые представляют собой продукты выветривания метастабильных материнских пород. Если применить этот принцип к пирокластическим материалам, то он не будет иметь никакого значения. Подобным образом понятия об области сноса, необходимые для понимания структуры и состава обломочных отложений, будут малозначащими или бессмысленными в применении к химическим осадкам. Следовательно, построить всеобъемлющую классификацию трудно.

Однако представляется возможным построить частичные (неполные) классификации, подходящие для определения классов осадков, которые тесно связаны с фундаментальными представлениями об их происхождении. Например, много сил затрачено на решение проблем классификации песчаников и известняков (эти классификации рассматриваются в главах, посвященных указанным осадкам). С другой стороны, классификация глинистых пород в настоящее время не удовлетворяет предъявляемым к ней требованиям.

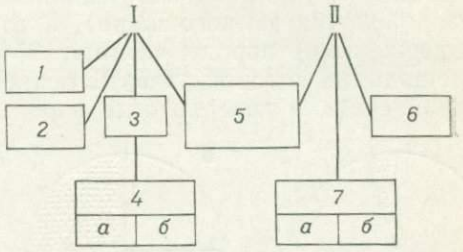


Рис. 2-3. Упрощенная классификация осадочных пород (за исключением эпигенетических отложений).

I — экзогенные породы, «кластические»: *1* — кластические осадки (тилль и тиллиты); *2* — пирокластические осадки (туфы и т. д.); *3* — элювий (почвы); *4* — эпикластические осадки, «перемытый элювий»: *а* — грубые (устойчивые — конгломераты и песчаники), *б* — тонкие (продукты гидролиза — глины); *5* — смешанные осадки (карбонатные, углистые глины, туффитовые глины и т. п.). II — эндогенные породы, «химические и биохимические»: *6* — органические остатки (уголь и т. д.); *7* — химически осажденные осадки: *а* — водноосажденные известняки и доломиты, фосфориты, железосодержащие породы, кремни; *б* — эвапориты (галит, гипс, ангидрит и т. д.)

В этой книге осадочные породы сгруппированы в соответствии с преобладающим их применением (рис. 2-3), что сделано исключительно для удобства. Самостоятельные главы посвящены, например, грубообломочным породам (конгломератам и осадочным брекчиям), песчаникам, глинистым сланцам и алевролитам. Вулканические породы рассматриваются отдельно, хотя по своим структурам они сходны с другими обломочными отложениями. Но поскольку их составляющие имеют вулканическое происхождение, концепции зрелости и переноса, применяемые к продуктам выветривания, для этой группы осадков значения не имеют. Включение описания всех известняков (и доломитов) в одну главу, несмотря на их полигенетическую природу, вновь оправдано в связи с применением этих пород. Более того, несмотря на то что многие разновидности известняков обнаруживают обломочные структуры и текстуры, по своему происхождению это внутрибассейновые образования. Таким образом, концепция зрелости состава лишена смысла в применении к карбонатным породам.

Характеристики остальных групп осадков не обломочного происхождения объединены в одну главу, так как невелик относительный объем, занимаемый ими в земной коре. Некоторые из них (кремни, железосодержащие осадки и фосфатные отложения) связаны общими проблемами происхождения. Значительная трудность заключается в том, чтобы решить, являются ли эти породы непосредственными про-

дуктами осаждения или представляют собой результат диагенетических (или эпигенетических) замещений. Нам представляется, что на их происхождение влияет кислотность или щелочность раствора и его окислительно-восстановительный потенциал. С другой стороны, эвапориты и углистые осадки, хотя и относятся к далеко отстоящим друг от друга классам, также включены в эту главу.

Предлагаем читателю познакомиться с этими несколькими главами для дальнейшего обсуждения проблем классификации.

Общий объем и масса осадочных пород

Подсчитано, что осадочное (и метаосадочные) породы по объему составляют лишь 5% изученной литосферы (16-километровая наружная оболочка земного шара), в то время как изверженные (и метаизверженные) породы слагают 95% [3, с. 34]. С другой стороны, площадь, на которой развиты осадочные породы, равняется 75% территории суши, а изверженные породы обнажаются только на 25% площади (рис. 2-4). Следовательно, вполне очевидно, что осадочные породы слагают только тонкий приповерхностный слой. Хотя мощность осадочных толщ колеблется от 0 до 13 км, составляя в среднем, по данным Лейта и Мида [12, с. 73], 2,2 км на континентах (цифра, которая незначительно отличается от недавней оценки Блатта [2] в 1,8 км). Осадки повсеместно распространены на дне океанов. Мощность этого осадочного покрова точно не известна. По одним оценкам ее величина не превышает 0,2 км * [2], по другим составляет более 3,0 км [11, с. 189], однако по современным представлениям средняя мощность составляет 1,0 км [4, с. 199]. Как могут получиться такие различные оценки?

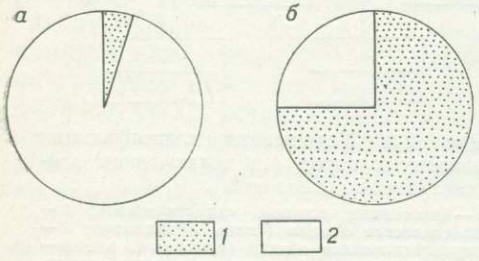


Рис. 2-4. Относительное содержание изверженных и осадочных пород в земной коре:

а — по объему, *б* — по площади. По Кларку [3, с. 34]. *1* — осадочные породы; *2* — изверженные породы

Суммарный объем и масса осадочных пород на Земле подсчитываются различными способами. Если предполагать, что весь натрий, растворенный в океане, образовался при выщелачивании первичных изверженных пород, можно показать, что это количество натрия в морской воде образуется при полном разложении земной оболочки мощностью 0,5 км [3, с. 31]. Поскольку часть натрия остается в осадках и в рассолах глубоководных бассейнов и таким образом не весь натрий попадает в океан, эта цифра нуждается в корректировке. После внесения соответствующей поправки мощность выветрелой оболочки на изверженных породах определяется всего лишь в 0,8 км. Объем этого материала при выветривании и переходе в осадок растет за счет процессов окисления, карбонатизации и гидратации. Если считать (по Кларку), что увеличение объема осадков происходит примерно на 10%, то суммарный объем отложений, образовавшихся при разрушении материнских изверженных пород, составит приблизительно $4{,}4 \times 10^8$ км^3. Такого объема пород достаточно для того, чтобы образовать равно-

* По данным глубоководного бурения, мощность осадочного покрова в ряде случаев достигает более 2,0 км. — Прим. ред.

мерную оболочку всего земного шара мощностью 735 м. Если весь этот материал сконцентрировать на континентах (площадь которых оценивается примерно в 1/3 площади земного шара), то мощность осадочного покрова увеличится до 2200 м. Гольдшмидт [5, с. 866] аналогичным образом подсчитал объем выветрелых изверженных пород и объем осадков, образованных впоследствии, на основании содержания натрия в морской воде, его оценка составила $3{,}0\times10^8$ км^3. Кюнен [11] применил к данным Кларка различные поправки и получил цифру 8×10^8 км^3, к которой он добавил подсчитанную величину 5×10^8 км^3 разрушенного, но не разложенного материала (туфы, граувакки и т. д.), и получил в итоге $13{,}0\times10^8$ км^3 (табл. 2-1).

Таблица 2-1

Подсчитанный объем осадочных пород

Автор	Объем, км^3
Кларк [3, с. 32]	$3{,}7\times10^8$
Гольдшмидт [5]	$3{,}0\times10^8$
Кюнен [11, с. 188]	$13{,}0\times10^8$
Викман [28]	$4{,}1\pm0{,}6\times10^8$
Полдерварт [18, с. 126—130]	$6{,}3\times10^8$
Хорн и Адамс [8, с. 282]	$10{,}8\times10^8$
Ронов [20, с. 29]	$9{,}0\times10^8$
Блат [2, с. 259]	$4{,}8\times10^8$

Другие исследователи подходили к решению проблемы с иных точек зрения и пытались суммировать реально существующие данные. При таком подходе подсчитываются площадь, покрытая отложениями, и их мощность. Полдерварт [18, с. 124], например, свои подсчеты основывал на оценках мощности осадков на континентах — щитах, в молодых складчатых поясах, океанических бассейнах и на континентальных шельфах. Полдерварт использовал расчеты, которые выполнил Кей [9, с. 92] для первых двух областей, и подсчеты, основанные на геофизических данных и анализе скоростей осадконакопления для двух последних территорий. Хорн и Адамс [8] подошли к решению проблемы примерно так же, как и Полдерварт, однако использовали несколько отличные данные и получили в результате цифру $10{,}8\times10^8$ км^3 вместо $6{,}3\times10^8$ км^3 по оценке Полдерварта.

Используя до некоторой степени похожий подход, Блат [2] получил суммарную величину $4{,}8\times10^8$ км^3. Это соответствует толщине оболочки всего земного шара в 810 м, что не существенно отличается от цифры, полученной Кларком (735).

Принимая соответствующие допущения о плотности минералов, пористости или величине объемной плотности породы, можно перевести указанные цифры объема в массу. Например, Полдерварт оценивает массу осадков цифрой 1702×10^{15} метрических тонн, а Гаррелс и Маккензи [4, с. 247] приводят величину 3200×10^{15} тонн.

Возникает вопрос, а является ли объем или масса постоянной величиной или она постепенно увеличивается во времени по мере образования новых осадков? Или, другими словами, наблюдается ли стабильное состояние, при котором объем образующихся осадков уравновешивается потерей объема породы в процессе гранитизации? Этот вопрос изучали Гаррелс и Маккензи [4, с. 259], и мы рассматриваем его в гл. 17.

Относительная распространенность пород

Из большого числа разновидностей известных пород только некоторые являются наиболее распространенными. Три главных типа — песчаники, глинистые сланцы и известняки — составляют 95% и более всех пород. Однако эти три типа распространены неодинаково. Различные исследователи делали попытки оценить их относительную распространенность.

Таблица 2-2

Распространенность осадочных пород (в %)

Порода	Автор							
	Лейт и Мид** [12]	Шухерт3* [22]	Кюнен4* [11]	Крынин5* [10]	Хорн и Адам6* [8]		Ронов7* [21]	
					Континенты — щиты	Мобильные шельфовые пояса	Платформы	Геосинклинали
Сланец	46	44	57	42	53	59	49	39
Песчаник	32	37	14	40	28	36	24	19
Известняк	22	19	29	18	19*	5	21	16

* Включая эвапориты.
** По данным измерений разрезов Северной Америки, суммарной мощностью 156 тыс. м.
3* По данным измерений разрезов палеозойских отложений Северной Америки, максимальной мощностью 78 тыс. м.
4* По данным измерений разрезов Индонезии.
5* Исходные данные для расчета не приводятся.
6* Данные заимствованы из нескольких источников. Механизм расчетов не объясняется.
7* Вулканические осадки образуют дополнительное заполнение геосинклиналей на 25%.

Таблица 2-3

Распространенность осадочных пород (по расчетам)

Порода	Автор			
	Мид* [14]	Кларк** [3]	Холмс3* [7]	Викман4* [28]
Глина	82	80	70	83
Песчаник	12	15	16	8
Известняк	6	15	14	9

* Сочетание соотношений усредненных значений содержания глинистых сланцев, песчаников и известняков дает максимально приближенное к среднему значение состава изверженной породы. Расчет базируется на результатах химических анализов.
** Кларк отнес весь свободный кварц усредненной кристаллической породы к песчаникам, а половину кальция — на образование известняков.
3* Расчеты соответствуют соотношениям материалов, поставляемых крупнейшими реками на земном шаре.
4* Методика та же, что и у Мида. Процентные соотношения подсчитаны по данным Викмана.

Оценку относительной распространенности можно сделать несколькими способами: либо путем фактических измерений множества стратиграфических разрезов (табл. 2-2), либо методами подсчета, базирующимися на некоторых геохимических соображениях (табл. 2-3). Во втором подходе делаются попытки определить пропорции (соотношения), в которых должны находиться усредненные анализы глинистых сланцев, песчаников и известняков для того, чтобы дать усредненный анализ, удовлетворяющий усредненной изверженной породе (из которой, вероятно, они все произошли). Еще в 1907 г. Мид [14] произвел такие расчеты и оценил соотношения как 80:11:9 соответственно для

глинистых сланцев, песчаников и известняков. Современная оценка [4, с. 243], основанная на уточненных данных, составляет 81:11:8, т. е. полученные цифры от оценок Мида существенно не отличаются.

Данные, полученные в результате измерений и подсчетов, до некоторой степени не совпадают. В целом соотношения, полученные из результатов стратиграфических замеров, обнаруживают более высокое соотношение песчаников и известняков и меньшее количество глинистых сланцев, чем получается в расчетах. Это несоответствие можно отчасти отнести за счет потери тонкозернистого материала, происходящей в глубоководной части моря, поэтому глинистые сланцы в стратиграфической летописи на континентах представлены неполностью.

Изменяются ли во времени соотношения между наиболее распространенными осадочными породами? Этот вопрос рассматривается в работах Ронова [20, 21], Гаррелса и Маккензи [4, с. 258—259] (см. гл. 17).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen, V. T.*, 1936, Terminology of mediumgrained sediments: Rept. Comm. Sed. 1935—1936, Nat. Res. Coun., pp. 18—47 (mimeographed).
2. *Blatt H.*, 1970, Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic model: Bull. Geol — Soc. Amer., v. 81, pp. 255—262.
3. *Clarke F. W.*, 1924, The data of geochemistry: Bull. U. S. Geol. Surv., no. 770, 841 pp.
4. *Garrels, R. M., and Mackenzie, F. T.*, 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
5. *Goldschmidt V. M.*, 1933, Graudlagen der quantitativen Geochemie: Fortschr. Min. Krist., Petrogr., v. 17, pp. 112—156.
6. *Grabau A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: Amer. Geol., v. 33, pp. 228—247.
7. *Holmes A.*, 1913, The age of the earth: London and New York, Harper & Row, 195 pp.
8. *Horn, M. K., and Adams, J. A. S.*, 1966, Computer-derived geochemical balances and element abundances: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 30, pp. 279—290.
9. *Kay M.*, 1951, North American geosynclines: Geol. Soc. Amer. Mem. 48, 143 pp.
10. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of the sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—165.
11. *Kuennen, Ph. H.*, 1941, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth: Amer. Jour. Sci., v. 239, pp. 161—190.
12. *Leith, C. K., and Mead, W. J.*, 1915, Metamorphic geology: New York, Holt, Rinehart and Winston, 337 pp.
13. *Lombard, A.*, 1949, Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires: Bull. Soc. Belge Géol., v. 58, pp. 214—271.
14. *Mead, W. J.*, 1907, Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 15, pp. 238—256.
15. *Middleton, G. W.*, 1973, Basic concepts used in classifying sedimentary rocks: Symposium on classification of soils and sedimentary rocks, Univ. of Guelph, Guelph, Ontario, Canada.
16. *Peterson M. N. A.*, 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: Jour. Geol., v. 70, pp. 1—31.
17. *Pettijohn F. J.*, 1948, A preface to the classification of the sedimentary rocks: Jour. Geol. v. 56, pp. 112—118.
18. *Poldervaart A.*, 1955, Chemistry of the earth's crust, in Crust of the eartt — a symposium (Poldervaart, A., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62, pp. 119—144.
19. *Rodgers J.*, 1950, The nomenclature and classification of sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 248, pp. 297—311.
20. *Ронов А. Б.* Основные тенденции химической эволюции земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, Т. 8, 1964, с. 715—743.
21. *Ronov, A. B.*, 1968, Probable changes in the composition of sea water during the course of geologic time: Sedimentology, v. 10, pp. 25—43.
22. *Schuchert, C.*, 1931, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and life, in The age of the earth: Bull. Nat. Res. Coun., v. 80, pp. 10—64.

23. *Tarr, W. A.*, 1938, Terminology of the chemical siliceous rocks: Rept. Comm. Sed. 1937—1938, Nat. Res. Coun., pp. 8—27 (mimeographed).

24. *Twenhofel, W. H.*, 1937, Terminology of the finegrained mechanical sediments: Rept. Comm. Sed. 1936—1937, Nat. Res. Coun., pp. 81—104 (mimeographed).

25. *Wadell H.*, 1938, Proper names, nomenclature and classification: Jour. Geol., v. 46, pp. 546—568.

26. *Wentworth, C. K.*, 1935. The terminology of coarse sediments: Bull. Nat. Res. Coun. 98, pp. 225—246.

27. *Wentworth, C. K., and Williams, H.*, 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Bull. Nat. Res. Coun. 89, pp. 19—53.

28. *Wickman, F. E.*, 1954, The «total» amount of sediment and the composition of the «average igneous rock»: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 5, pp. 97—110.

29. *Zen, E-an*, 1959, Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 29—43.

ГЛАВА 3. СТРУКТУРА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Структуру осадочной породы определяют размер, форма и расположение слагающих ее минералов. Структура характеризует микрогеометрию породы. Термины грубозернистая, угловатая или чешуйчатая свидетельствуют о структурных особенностях осадочной породы. Однако геологу в работе могут понадобиться более точные описания и могут возникнуть такие вопросы: насколько грубозернистая, в какой мере угловатая или под каким углом и в каком направлении наблюдается чешуйчатая структура? Следовательно, существует необходимость четко определить структуру как свойство породы, предложить метод измерения, произвести статистические выкладки для породы в целом и, самое главное, понять важность рассматриваемого свойства для геологических построений. Некоторые особенности структуры нельзя свести к простым показателям, они сложные и зависят от многих основных свойств, которыми обладают обломочные зерна. Например, пористость зависит от упаковки, формы зерен и их сортировки.

В противоположность структуре, понятие текстура характеризует более крупные черты породы, хорошо заметные при полевых наблюдениях. Структура породы связана с взаимоотношением зерен, а текстура учитывает такие параметры как слоистость, знаки ряби и т. д. Структуру породы лучше всего изучать в шлифе или на мелких образцах; наоборот, текстура обычно изучается в обнажении и реже в образцах горных пород.

Подавляющее большинство осадочных пород отличается от изверженных и кристаллических пород наличием каркаса зерен, устойчивого в гравитационном поле Земли. В противоположность зернам изверженных и метаморфических пород, тесно соприкасающихся друг с другом, зерна осадочных пород контактируют между собой частично, образуя открытую трехмерную решетку. Ранее сформированные зерна многих осадков участвуют в строении породы в виде твердых частиц, попадающих в породу из движущихся жидкостей под влиянием силы тяжести. Они не образуются in situ. Можно сказать, что породы, образовавшиеся таким путем, обладают гидродинамической структурой.

В новообразованных осадках создается значительное межгранулярное пространство, т. е. высокая пористость. Пористость песков может достигать 35—40% от суммарного объема породы, а в свежих алевритовых и глинистых осадках пористость бывает еще выше, достигая 80%. Таким образом, осадочные породы резко отличаются от изверженных и метаморфических, которые либо слабопористые, либо пористость отсутствует вообще*. С течением времени, однако, поры, заполненные растворами, становятся центрами отложения новых минералов, цементирующих обломочные зерна. Соответственно происходит постепенное уменьшение пористости, и в конечном итоге она может исчезнуть совсем. Структуры, образующиеся в результате подобного

* Эффузивные породы нередко обладают высокой пористостью и проницаемостью. — Прим. ред.

химического осаждения из растворов и за счет изменения элементов каркаса, в целом называются диагенетическими. Большей частью такие структуры кристаллические. Иногда они бывают настолько развиты, что первоначальная осадочная структура оказывается замаскированной или даже уничтоженной, хотя во многих случаях сохраняются реликты первоначального строения.

Следовательно, почти во всех осадочных породах можно наблюдать две структуры — гидродинамическую и диагенетическую. Это положение справедливо не только для песчаников, но и для многих, если не для большинства, известняков, которые сильнее различаются по составу элементов каркаса, чем по строению, наблюдаемому под микроскопом. Кварцевый песчаник может цементироваться кварцем, в результате чего образуется оптически однородная масса, представляющая собой кристаллическую мозаику (кварцит). Подобным же образом криноидный песчаник может быть сцементирован кальцитом в оптически единое целое с элементами каркаса, и порода превратится в «осадочный мрамор». Многие диагенетические структуры являются или микрокристаллическими в связи с тем, что такой характер имели первичные компоненты, или поскольку распались более крупные элементы каркаса. В результате частичного разложения некоторых песков (процесс формирования граувакк) образуется тонкозернистый матрикс* породы. Разложение обломков вулканического стекла или включений приводит к аналогичным результатам. В известняках оолиты и обломки организмов захватывает процесс микритизации. Однако при обычной температуре карбонатные породы наиболее восприимчивы к процессам перекристаллизации, в результате которых образуется более крупнокристаллическая структура. К сожалению, структура многих пород, в частности глинистых сланцев, настолько тонкозернистая, что поддается изучению под микроскопом с большим трудом. В этих случаях обычно невозможно отличать первичные осадочные структуры от структур диагенетических. Строение таких пород по сравнению с текстурами песчаников и известняков изучено еще слабее.

Некоторые структуры не относятся ни к гидродинамическим, ни к диагенетическим. Они могут быть биогенными, если образуются в результате жизнедеятельности организмов, или колломорфными, если возникают при коагуляции гелей.

В этой главе прежде всего рассматриваются структуры осаждения, главным образом гидродинамические, характерные для песков и алевритов, независимо от того кремнистые ли они или карбонатные, а затем анализируются кристаллические структуры диагенетического или сходного происхождения.

Размер частиц обломочных пород

Размер частиц обломочной породы имеет большое значение. Размер обломков, слагающих породы, является отчасти основанием для подразделения их на конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Размер зерен и выдержанность их по размеру (сортировка) служат показателями способности и эффективности транспортировки. Для

---

* Термин «матрикс» (matrix) хорошо известен советским литологам. Он не является синонимом «цемента», так как подразумевает тонкозернистый материал, окружающий более крупные зерна и обломки. Зерна, из которых состоит матрикс, могут быть в свою очередь сцементированы. — Прим. ред.

нормальных терригенных водноосажденных материалов размер обломков в некоторой степени служит показателем близости области сноса. Более грубозернистые осадки, как правило, не переносятся на большие расстояния. Некоторые агенты и способы транспортировки значительно различаются по способности переносить и сортировать материал. Совершенно ясно, что для седиментолога размер и сортировка зерен являются первоочередными параметрами для изучения.

Полное понимание геологической значимости размера зерен придет только в том случае, если исследователю ясно содержание этого понятия, известны показатели распределения обломочных зерен по размеру, процессы стоящие за ними, и взаимосвязь между размером, расстоянием и направлением переноса.

Понятие размерности зерна

Если бы обломки, слагающие осадочную породу, имели шарообразную форму, то не существовало бы особых трудностей описать или измерить их. Вполне достаточно было бы определить диаметр таких обломков. Однако, например, обломки, слагающие галечник, обычно имеют исключительно неправильную форму и поддаются классификации, тем не менее, характеризуя галечники, говорят, что они сложены галькой определенного «диаметра». Что же такое «диаметр» твердой частицы неправильной формы?

Как правило, диаметр частицы можно измерить непосредственно, хотя здесь существуют определенные трудности, поскольку обломок имеет неправильную форму. Некоторые исследователи приводят значения *длины*, *ширины* и *толщины* обломка, не давая четкого определения этих понятий. У трехосного эллипсоида определить длинную, промежуточную и короткую оси легко, но даже беглый просмотр коллекции галек покажет, насколько трудно найти эти измерения у твердой частицы неправильной формы. Должны ли «диаметры» или отрезки на координатной оси пересекаться под прямыми углами? Должны ли они проходить через общую точку? В каком сочетании они должны образовать «средний» диаметр? Или, может быть, одного промежуточного диаметра достаточно для измерения размера зерна? Крамбейн [166] рассмотрел все указанные вопросы и дал объективные рабочие определения этих понятий (рис. 3-1). Некоторые другие определения дает в своей работе Хамберт [124, с. 11].

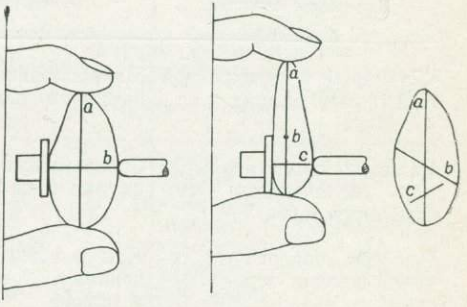


Рис. 3-1. Основные понятия и приемы измерения диаметра гальки.

Слева измеряется размер по оси *b*, в центре — по оси *c*, справа галька изображена в перспективе. По Крамбейну [166]

На практике понятие *диаметр* широко изменчиво в зависимости от способа измерения. Существующие методы его измерения основаны на допущении, что обломочные частицы сферичны или приближаются по форме к шару, и таким образом все измерения можно представить в виде диаметров этих шаров. Если эти условия не удовлетворяются, приводимые размеры или неточные или неправильные. Очень часто непосредственно диаметр не измеряется. Вместо него измеряет-

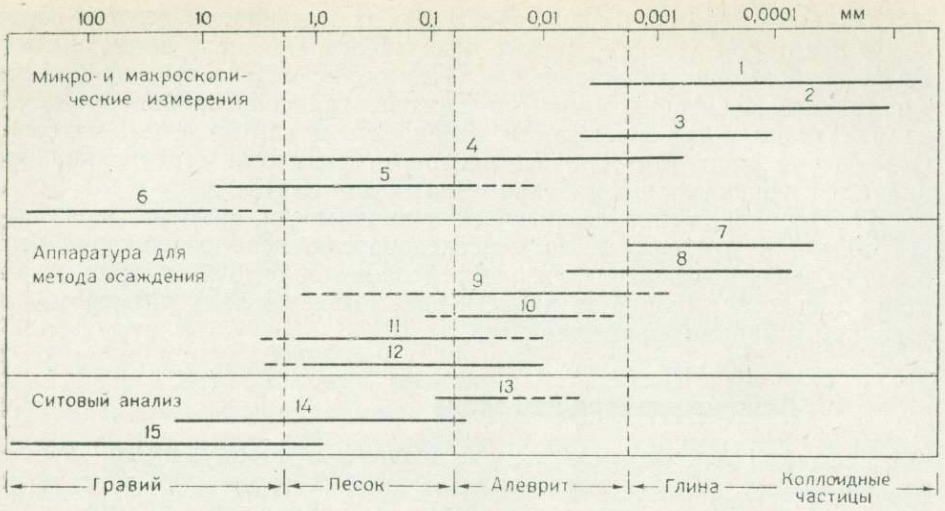


Рис. 3-2. Границы размеров зерен и методы механического анализа. По данным Мюллера, с изменениями [221].

1 — электронный микроскоп; *2* — ультрамикроскоп; *3* — микроскопия в ультрафиолетовом свете; *4* — поляризационный микроскоп; *5* — лупа со специальной шкалой; *6* — прямые измерения; *7* — центрифугирование в непрерывном потоке; *8* — осаждение центрифугированием; *9* — седиментационный цилиндр (весы, пипетка, гидрометр, определитель оптической плотности и т. д.); *10* — отмучивание воздухом; *11* — цилиндр Эмери; *12* — отмучивание; *13* — микроячеистые сита; *14* — проволочные сита; *15* —металлическая пластина с отверстиями

Таблица 3-1

Представления о размере и диаметрах зерен

Измеряемое свойство	Метод измерения	Диаметр или эквивалентная величина
«Размеры» конкретной гальки или валуна	Макроскопический, кронциркулем или шаблоном	«Длина», «ширина», «толщина», арифметическое, геометрическое или их логарифмическое среднее значение
Размеры проектируемого или увеличенного изображения зерен	Соответствующая шкала, окуляр с микрометром	Номинальный диаметр проекции (диаметр окружности той же площади, что и проектируемое изображение *
Размеры поперечных сечений мелких зерен	Как и выше, по увеличенному изображению в шлифе	Диаметр в тонком шлифе (диаметр окружности, имеющей ту же самую площадь, что и поперечном сечении **
Минимальная или наименьшая площадь сечения	Сита	«Ситовой диаметр» (ширина минимального квадратного отверстия, через которое пройдет частица)
Масса	Весы	Диаметр сферы той же массы и плотности, что и частица
Объем	Волюметр	Номинальный диаметр (диаметр сферы того же объема)
Площадь поверхности	Газоадсорбционная установка для оценки величин в $м^2/г$	—
Скорость осаждения	Седиментационные цилиндры, седиментационные весы и т. д.	«Эквивалентный радиус», диаметр осаждения (диаметр сферы, имеющей одинаковую с частицей скорость осаждения и плотность)

* Чаще определяется короткий размер проектируемого изображения.
** Чаще определяется изображение случайного отрезка поперечного сечения.

ся другой параметр, который с помощью определенных преобразований переводится в диаметр. Например, можно измерить объем гальки, а затем рассчитать диаметр сферы, имеющей такой же объем. Это будет номинальный диаметр Уодела [327], и величина его не зависит от формы или плотности гальки. С другой стороны, измерения скорости осаждения, обычно используемой для определения размерности зерен, применяются только в том случае, если плотность и форма частиц постоянны. Измеряя скорость осаждения, можно определять радиус или диаметр обломка, допуская его сферическую форму и плотность, равную 2,65 (кварц). В книге не рассматриваются и не оцениваются все существующие методы (рис. 3-2). Этот вопрос исчерпывающе освещен в различных пособиях по лабораторным методам [171; 58; 131; 154, с. 43—147; 221, с. 52—96; 89; 3; 43, с. 47—128]. В обобщенном виде определения понятия размера приведены в табл. 3-1. Однако исследователь не должен забывать о понятии размерности, особенно при интерпретации аналитических результатов гранулометрического анализа, который в силу объективных ограничений дает только приближенные данные.

Названия пород различной размерности

В геологической практике приняты различные термины общего пользования. Некоторые исследователи заменили эти общепринятые термины другими, менее известными. В табл. 3-2 приводятся различные термины, применяемые к размерности, и даются производные, образованные от них.

Таблица 3-2

Описательные термины размерности зерен

Структура	Термин		Латинский термин	
	Обычный	Греческий	Обломочные породы	Некластические структурные
Крупная	Гравий (гравийный)	Псефит (псефитовый)	Рудит (рудитовый)	Сферит
Средняя	Песок (песчаный)	Псаммит (псаммитовый)	Аренит (аренитовый)	Гранулит
Тонкая	Глина (глинистый)	Пелит (пелитовый)	Лютит (лютитовый)	Пульверит

Термины псефит, псаммит и пелит заимствованы из греческого языка, а Грабау [100] предложил применять более или менее равнозначные термины с латинским корнем (рудит, аренит и лютит) взамен таких обычных терминов, как гравий, песок и глина. В последних понятиях заложено определение состава или других признаков, поэтому, строго говоря, они не определяют размер частиц в породе. Если термин глина применять исключительно в минералогическом смысле, то не существует термина для определения тонкозернистого материала по размеру. Даже если употреблять термины в двойном смысле, т. е. обозначая как тип породы, так и размерность ее зерен, то весьма сомнительно, будут ли удовлетворены геологи, называя чистый известковый ил — глиной, а консолидированную разность — аргиллитом. Для таких образований более приемлем термин лютит, а тонкозернистый известняк можно назвать кальцилю-

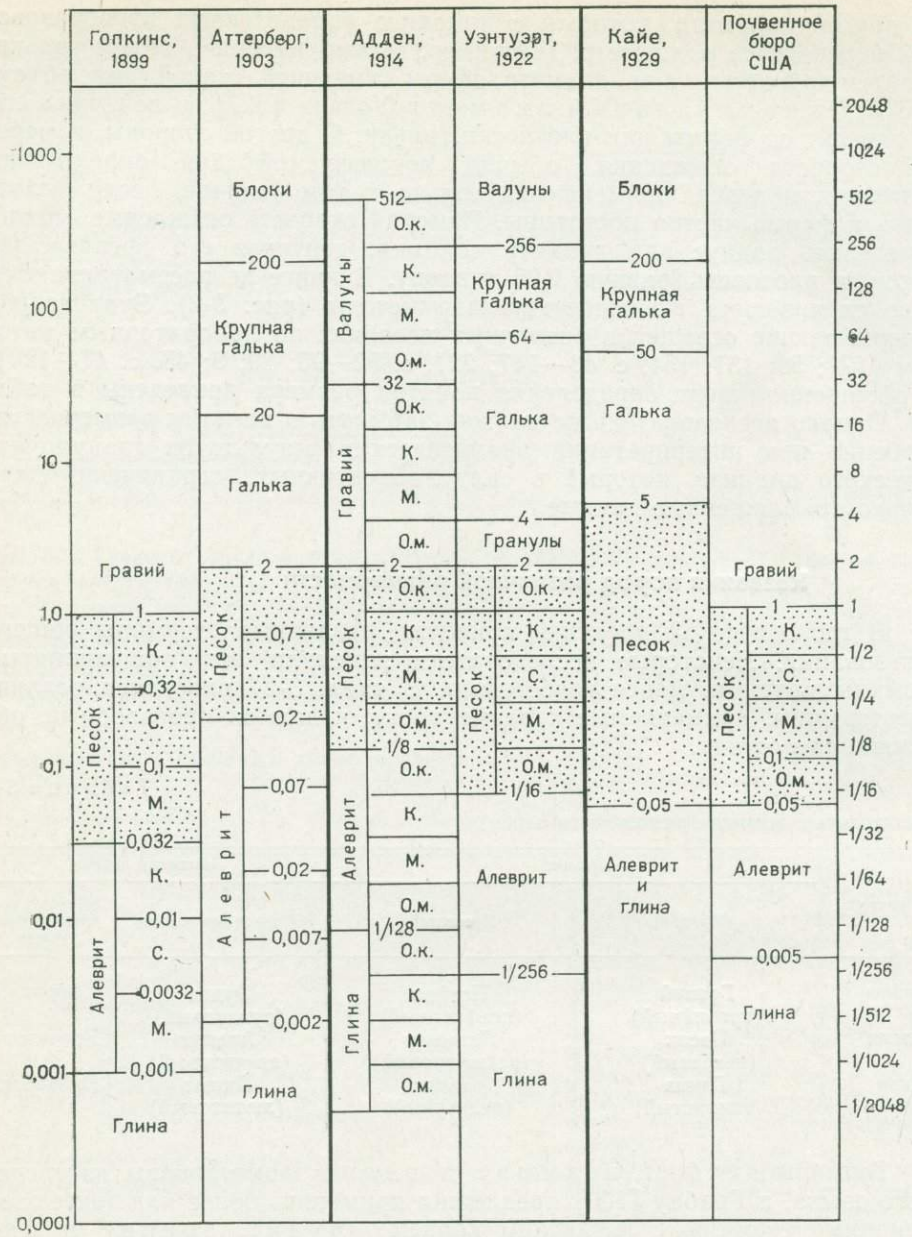


Рис. 3-3. Три типа представительной шкалы размерности.

Шкалы Гопкинса и Аттерберга являются геометрическими, десятичными и циклическими. Шкала Аддена, позже поддержанная Уэнтуэртом и принятая Комитетом Лейна, является геометрической, но не циклической и не десятичной. Шкалы Почвенного бюро (Министерство сельского хозяйства США) и Кайе неупорядоченные. Схема иллюстрирует различные значения гранулометрических терминов и подчеркивает необходимость их стандартизации. Обратите внимание на колебания размерности песчаной фракции (участки схем, отмеченные точками).
О. к. — очень крупный, К. — крупный, С. — средний, М. — мелкий, О. м. — очень мелкий

тит, его глинистый эквивалент — аргиллютит, аналогичным образом чистый карбонатный песок в литифицированном виде, вероятно, следует называть известняком, а не песчаником. Тиррел [318, с. 501] ограниченно применял латинские термины к осадочным породам и

греческие — к их метаморфическим производным, он, например, употреблял понятие пелитовый кристаллический сланец.

Вне зависимости от выбора одни и те же термины у разных исследователей означают различные предметы. Смысл, заложенный в термин песок, как понятие размерности имеет широкие пределы (рис. 3-3). Следовательно, терминологию необходимо стандартизировать. К сожалению, существует несколько стандартных схем. Строители, почвоведы и геологи пользуются каждый своей схемой. Даже среди седиментологов нет единого мнения; например, в Европе пользуются терминами, отличающимися от принятых в Северной Америке.

Стандарт, принятый большинством североамериканских седиментологов, берет начало в работах Аддена [320, 319]. Адден предложил геометрическую шкалу для ранжирования классов по размеру и вложил новое понимание в такие общепринятые термины, как гравий, песок, алеврит и глина. В 1922 г. Уэнтуэрт в соответствии с результатами опроса мнений научных работников модифицировал понятия, предложенные Адденом. В 1947 г. Комитет геологов и гидрологов («Комитет Лейна») рекомендовал принять к внедрению шкалу Уэнтуэрта — Аддена и термины размерности, опустив только один из них — класс гранул [189]. В настоящее время эта шкала общепринята среди исследователей в Северной Америке, а после дополнения ее понятием Ф, предложенным Крамбейном в 1938 г., шкала стала широко применяться повсюду.

Комитет по вопросам осадконакопления при Национальном Совете научных исследований издал несколько инструкций, посвященных номенклатуре осадочных пород, в которые вошли рекомендации по пересмотру терминов размерности [344, 341, 4, 316]. Рекомендации Комитета суммированы в табл. 3-3.

Валун (boulder) определяется как «обособленная масса породы, несколько окатанная или видоизмененная абразией при транспортировке, крупнее, чем крупная галька»; минимальный размер валуна более 256 мм. Для образований, возникающих при выветривании in situ, рекомендуются такие термины как валуны разрушения или валуны отслаивания. Термин блок сохраняется за «крупными угловатыми обломками, которые мало или совсем не изменены при транспортировке».

Крупная галька (cobble) * определяется теми же понятиями, что и валун, но размеры ее находятся в пределах 64—256 мм. Аналогичным образом существуют гальки отслаивания.

Галька представляет собой «обломок породы крупнее грубого песчаного зерна или гранулы, но мельче крупной гальки, который окатан или как-либо видоизменен под действием воды, ветра или льда». Диаметр гальки от 4 до 64 мм. Рыхлые скопления галек и крупной гальки называются галечником (gravel) **, который соответствен-

---

* Cobble ближе всего по смыслу переводится как «булыжник». Однако этот термин в геологической практике не употребляется. Здесь и далее дается перевод «крупная галька». — Прим. ред.

** Приводимый в оригинале термин «gravel» соответствует по размерности, как явствует из текста, принятым в советской геологической литературе понятиям «гравий» (1—10 мм) и «галька» (10—100 мм), почти полностью включая обе фракции. Этот термин чаще всего переводился словом «галечник», при этом подразумевалось, что в отложениях присутствуют и обломки размера гравия. Аналогично, словом галька в переводе обозначены окатанные обломки (pebbles) без строгого ограничения их размерности. Термин «гравий» появляется лишь там, где есть указания на принадлежность осадков именно к этой фракции. — Прим. пер.

но может быть галечным, валунным и т. д. Сцементированный галечник образует конгломерат.

Щебень — рыхлое скопление угловатых обломков пород, размерностью больше песчаной. Их консолидированный аналог — брекчия.

Таблица 3-3

Границы размеров общепринятых категорий и названия осадочных и эпикластических пород

Размер, мм	Окатанные, полуокатанные, полуугловатые			Угловатые	
	Обломок		Скопление	Обломок	Скопление
256	Валун	„Раундстоун"	Валунный галечник (gravel) Валунный конгломерат	Блок	
	Крупный галечник		Крупногалечный галечник (gravel) Крупногалечный конгломерат	—	Брекчия
64	Галька		Галечный галечник (gravel) Галечный конгломерат	—	Щебень
4	Гравий		Гравийный галечник (gravel)	—	
2	Песок		Песок Песчаник	—	1 мм Грубозернистый песок 1/2 мм
1/16	Алеврит		Алеврит Алевролит	—	—
1/256	Глина		Глина Аргиллит	—	—

Термин песок применяется для обозначения скоплений зерен минералов или обломков пород крупнее 1/16 мм и мельче 2 мм в диаметре. Уэнтуэрт [336] предложил обломки размеров от 2 до 4 мм называть гранулами. К алевриту относятся зерна размерностью от 1/16 до 1/256 мм, а к глинам — менее 1/256 мм в диаметре. Для более детального описания необходимо уточнить указанные термины и выделять очень грубый (крупный) песок, грубо (крупно) зернистый, средне- и тонкозернистый и т. д. Литифицированные разности этих отложений называются песчаником и алевролитом.

Приведенные выше определения пород по размерности зерна несовершенны во многих отложениях. Кроме размера частиц, в названии пород неизбежно заложен целый ряд других соображений. Нежелательно применение понятия окатанности, которое отражает конкретный процесс изменения формы (истирание) и подразумевает агенты, стоящие за процессами (ветер, вода, лед). Термины не являются чисто описательными, они несут генетический смысл. Вероятно, по сути дела невозможно и не нужно пытаться определять термины иначе. Если песчаные зерна охарактеризовать строго по размеру, то будет не-

возможно установить различия между зернами гранита и песчаника.

Терминология, предложенная Комитетом, неполная в некоторых отношениях. Например, можно сожалеть, что термин блок ранее употреблялся в ограниченном и особом смысле только конкретно к обломкам пирокластического происхождения. Более того, нет терминов, подобных блоку, для частиц размером менее валуна — недостаток, который не замечают, несмотря на то что Вудфорд [351, с. 183] расширил объем понятия для обозначения более или менее изометричных угловатых обломков размером более 4 мм. Плоские обломки, максимальный размер которых превышал 64 мм, Вудфорд называл плитами (slab), термины обломок (chip) и чешуйка (flake) применялись к угловатым плоским частицам, максимальные размеры которых составляли 64 и 4 мм соответственно. Отметим, что в этих определениях использованы два показателя: размер и форма. Следовательно, строго говоря, они не являются терминами по размеру.

Как до публикации инструкций Комитета, так и после них, продолжались попытки разрешить проблему номенклатуры по размерности зерна. Например, Фернальд [78] предложил термин «раундстоун» (roundstone) для обобщающего обозначения всех обломков крупных размеров — глыб, валунов и галек. Шрок [287] для обозначения обломочных фрагментов щебня предложил аналогичный по смыслу термин шарпстоун (sharpstone). Следовательно, термин шарпстоун конгломерат обозначает осадочную брекчию, а раундстоун конгломерат отвечает понятию обычный конгломерат. Здесь мы вновь встречаемся с двумя различными понятиями, заложенными в один термин, — размером и окатанностью.

Термин гранула, предложенный Уэнтуэртом, также имеет двойной смысл. Он применялся для характеристики определенных осадочных образований (некоторых силикатов железа типа зернистых гриналита или глауконита). В смысле размерности зерна он уже не употребляется. Комитет Лейна отнес материалы размером от 2 до 4 мм к классу гравийных пород.

Обзор проблемы номенклатуры или краткие изложения терминов размерности и обломочных скоплений можно найти в целом ряде работ [27; 154, с. 7—20].

Ограничения применимости различных терминов размерности в значительной степени спорные и принимаются «правильными» только в том случае, когда они являются общепринятыми и широко используются в работах исследователей осадочных пород. Уэнтуэрт [340], однако, утверждал, что существует также «естественная» основа для общепринятой номенклатуры. Он считал, что некоторые крупные классы обломочных материалов хорошо сопоставляются с основными формами переноса текучими водами и с некоторыми видами разрушения пород (см. с. 42). Аналогичным образом Багнольд [9, с. 6] для определения понятия «песок» использовал динамические свойства среды. За нижний предел «песка» принимается такой размер, при котором конечная скорость осаждения ниже, чем скорость вертикального противотечения, а верхним пределом является размер, при котором зерно, расположенное на поверхности, переставало перемещаться либо за счет непосредственного давления жидкости, либо при толчках со стороны других движущихся зерен. Такие определения по характеру поведения обломков зависят от природы перемещающей жидкости и действительны для «усредненных» условий потока. Багнольд далее ука-

зывал, что песок обладает характерной чертой, не типичной для более крупных или более мелких материалов, а именно способностью к самонакоплению, используя энергию транспортирующей среды для сбора рассеянных зерен в определенные скопления, собирая все зерна с поверхности.

Классификация осадочных скоплений

Несмотря на то что существует определенная договоренность о том, какие термины применять к отдельным зернам или обломкам, по отношению к их скоплениям согласия все-таки не существует. Поскольку естественные скопления редко состоят из частиц одного размера, проблема состоит в разработке номенклатуры для смешанных размеров. Например, термин галька достаточно точно определен, но понятия гравелит или конгломерат не имеют столь строгого обозначения. Существует несколько различных предложений. Вероятно, для того чтобы применение термина «гравелит» было оправдано, средний размер зерен должен находиться в определенном интервале размерности или 50% (или другое определенное количество) материала должно иметь гравийную размерность.

Как эти, так и другие методы определения скоплений не совсем однозначны и не могут быть признаны удовлетворительными. Например, плохо сортированный осадок, представляющий смесь крупного гравия и песка, можно классифицировать как грубо (крупно) зернистый песок в том случае, если средний размер обломков удовлетворяет этой категории, в то время как только 10 или 20% материала фактически отвечают грубо(крупно)зернистому песку, а остаток делят между собой гравий и более мелкий песчаный материал. В исключительно плохо сортированных смесях гравия, песка и алеврита или глины менее чем 50% скопления может составлять любой из этих материалов. Какое название можно дать таким осадкам? Различные авторы предлагали в этом случае разные названия [82, 81, 273].

Известны многочисленные попытки решения проблемы наименования смешанных осадков. Наметилось два подхода к этой проблеме. Один из них заключался в попытке стандартизации употребления преобладающего названия. В этом случае уточняется существующее название и соответственно пересматриваются граничные пределы и термины. При другом подходе устанавливаются более или менее условные границы для различных смесей и им дается название в соответствии с разработанным планом систематизации. Первый подход приводит к беспорядочным и кажущимся нелогичным границам и определениям, во втором случае могут возникнуть разногласия с коллегами. Оба описанных подхода можно иллюстрировать на примере проблемы номенклатуры смесей песка и гравия. Смесь, представляющая собой простую двухкомпонентную систему, состоит из двух конечных компонентов — песка и гравия, различные сочетания которых получают свои наименования (рис. 3—4,*а*). Однако Уилман [348, с. 343] отмечал, что значительное число так называемых месторождений гравия, находящихся в промышленной разработке, наполовину сложено песком, а во многих содержание песка составляет от 50 до 75%. Поэтому он предложил классификацию (рис. 3-4,*б*), в которой песок содержит не менее 75% материала песчаной размерности, галечный песок содержит ощутимую примесь гальки, но менее 25%, а песчаный гравий состоит на 50—75% из песка и содержит от 25 до 50% гра-

вия. По этой схеме при содержании гравийных зерен всего лишь 25% порода может получить название гравелит, а консолидированную разновидность такой породы полевой геолог назовет конгломератом.

Встречаются, хотя нечасто, трехкомпонентные смеси (тройные системы), состоящие из песка, алевролита и глины. На рис. 3-5 сделана попытка дать определения подобным смесям. Как видно, трехкомпонентные скопления изображаются в виде равносторонней треугольной диаграммы, каждая точка на которой является графическим отображе-

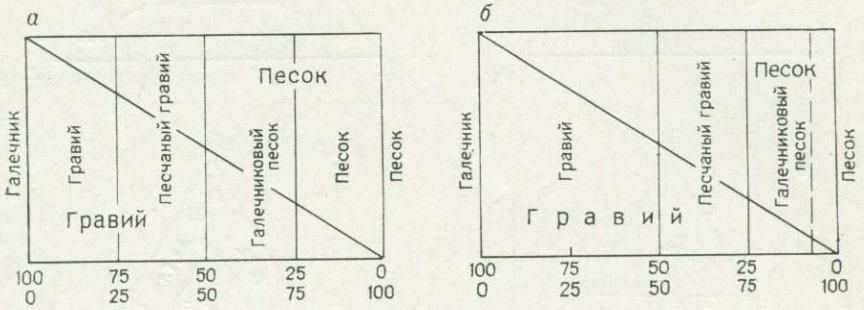


Рис. 3-4. Номенклатура песчано-гравийных смесей.

а — идеализированная «симметричная» классификация; *б* — классификация, основанная на полевых исследованиях. По Уилману [348]

нием соотношений между тремя компонентами. Перпендикуляры, опущенные из точки на стороны треугольника, показывают относительное содержание каждого из нескольких компонентов. Треугольник может быть разбит на поля, и для смесей, характеризующих поля, можно дать соответствующие названия.

Как видно из рис. 3-5, единого мнения по номенклатуре пород среди геологов, океанографов, почвоведов и строителей не существует. Например, термин глина в применении к смеси может отвечать 50%-ному содержанию материала глинистой размерности (*а*) или определять смесь, в которой такие материалы составляют не менее 80% (*г*).

Вместо тройной системы, базирующейся на соотношении трех компонентов, были предложены иные схемы классификации осадочных образований, основанные на двух компонентах. Схема Бейкера [10] построена на соотношении эквивалентной фракции (среднего размера) и фракционного фактора (коэффициент сортировки). Классификация Ниггли [225], подобно схеме Бейкера, требует знания всего спектра распределения по размеру. Она основана на соотношении двух критических значений на кривой распределения размеров.

Совершенно ясно, что не только нет единого мнения о номенклатуре, но очевидно, что большинство предлагаемых систем неприменимо без полного анализа породы по размеру зерен, который трудно или просто невозможно выполнить для хорошо сцементированных разностей пород. Следовательно, подобные схемы могут иметь ограниченное применение для практических нужд исследователей древних отложений.

Хотя обломочные отложения могут представлять собой смеси из трех (или даже четырех) компонентов, на практике это встречается редко. Большинство отложений состоит из одного компонента и со-

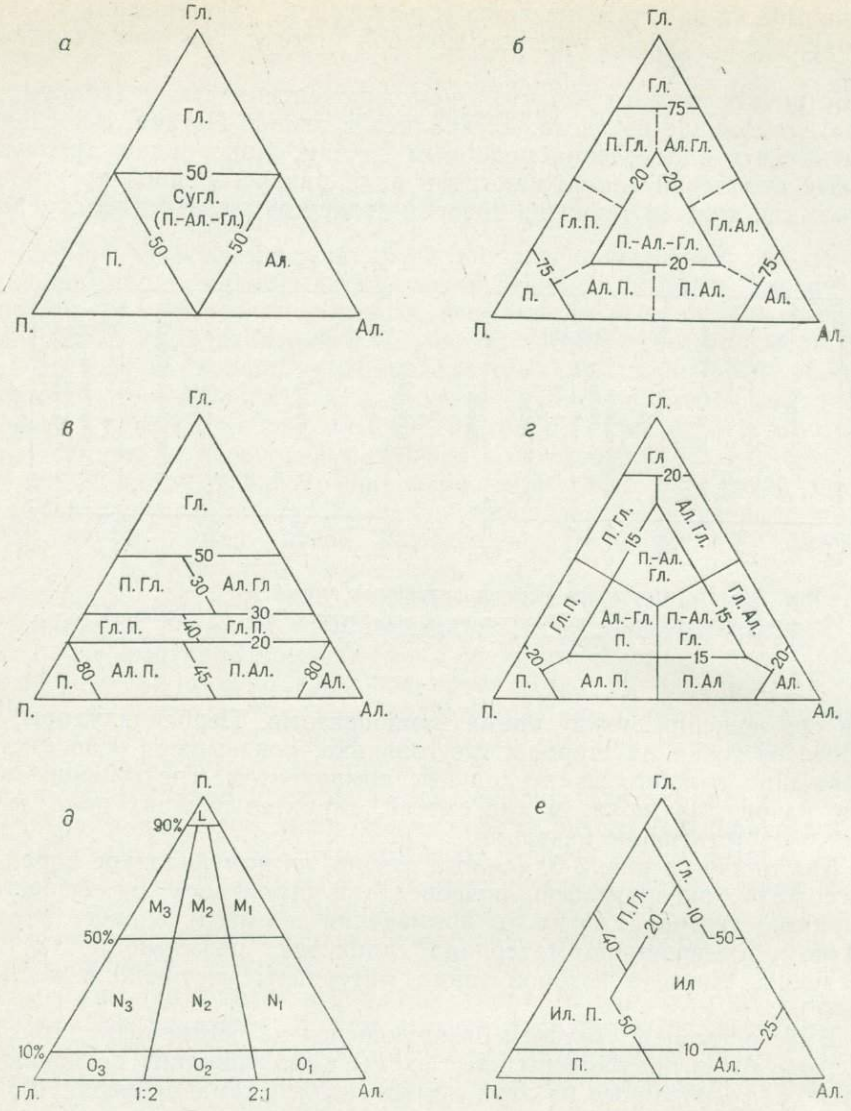


Рис. 3-5. Номенклатура песчано-алеврито-глинистых смесей.

а — по Робинсону [254]; *б* — по Шепарду [284]; *в* — Армейский инженерный корпус США; *г* — по Трефетену [311]; *д* — по Фолку [84]; *е* — по проекту 51 Американского нефтяного института [284]. П. — песок; Ал. — алеврит; Гл. — глина; Сугл. — суглинок (песчано-алеврито-глинистая смесь); Гл. П — глинистый песок; П. Гл. — песчаная глина; Ал. Гл. — алевритовая глина; Гл. Ал. — глинистый алеврит; П. Ал. — песчаный алеврит; Ал. П. — алевритовый песок; П. — Ал. Гл. — песчано-алевритовая глина; Ал.-Гл. П. — алеврито-глинистый песок; П. Ал. Гл. — песчано-глинистый алеврит; Ил. П. — илистый песок

держит примесь материалов из соседних по размерности классов. По этой причине нет необходимости создавать сложные тройные или четверные классификационные схемы. Вероятно, вполне достаточно придерживаться классификации Уэнтуэрта [336], приведенной в табл. 3-4.

Приведенная схема не охватывает все возможные смеси, однако в нее входит большинство (за некоторым исключением) осадочных пород, встречаемых в природе. Уэнтуэрт установил, что из 50 анализов

размерности пород, выбранных произвольно из сводки Аддена [320], только одна разновидность осадочных пород — тиллит — не поддается классификации по предлагаемой схеме.

Крынин [176] практически использовал тот же принцип, предложив применять термины конгломерат, песчаник и алевролит с соответствующими добавлениями, когда в породе присутствует ощутимая примесь зерен другой фракции. Например, песчаник может называться конгломератовым, если содержит более 20% гальки, или галечным, если содержание гальки колеблется от 10 до 20%.

Таблица 3-4

Название классов осадков

Процентное содержание фракций	Название класса
Гравий > 80	Гравий
Гравий > песок > 10, остальные < 10	Песчаный гравий
Песок > гравий > 10, остальные < 10	Гравийный песок
Песок > 80	Песок
Песок > алеврит > 10, остальные < 10	Алевритовый песок
Алеврит > песок > 10, остальные < 10	Песчаный алеврит
Алеврит > 80	Алеврит
Алеврит > глина > 10, остальные < 10	Глинистый алеврит
Глина > алеврит > 10, остальные < 10	Алевритистая глина
Глина > 80	Глина

Аналогичным образом при содержании алеврита более 20% песчаник будет называться алевритовым. Следуя этому принципу, конгломерат называется песчаным при содержании в нем более 20% песчаной фракции и т. д. Предполагается, что в каждом случае содержание дополнительной фракции не должно превышать 50%.

Подобно вышеописанной классификации, составлена схема Вудфорда [351 с. 183] для брекчий или скоплений угловатых обломков. Для скопления угловатых обломков размером более 2 мм он предложил термин щебень и рекомендовал применять следующие термины для описания: брекчия, в которой содержится более 80% обломков щебня; песчаная брекчия — более 10% песка; алевритовая брекчия — более 10% алеврита; глинистая брекчия, содержащая более 10% глины. В каждом отдельном случае содержание второй фракции не должно превышать 20%. В противном случае порода называется землистая брекчия и представляет особый объект для изучения (см. раздел «Тилль и тиллиты» в гл. 6).

Распределение зерен по размеру

Шкала фракций. Хотя в осадочных отложениях, например песке, крупные частицы отличаются от мелких на незначительно малую величину, необходимо ранжировать частицы по размеру на клас-

сы или фракции. Такое разделение непрерывного распределения по размеру необходимо по двум причинам. Во-первых, это стандартизация терминологии, которая систематизирует описание осадочных материалов и исключает таким образом смешение понятий. Во-вторых, это разделение размерности на достаточное число классов для целей статистического анализа. Удовлетворить последнее требование гораздо легче применяя стандартную шкалу, подразделения которой связаны между собой простыми соотношениями.

Величины размеров, подлежащих делению, очень большие. Экстремальный случай представляет собой валунная глина или тилль, в которой валун диаметром 1 м в миллион раз крупнее глинистой частицы размером 1 мкм. Для такого ранжирования стандартная линейная шкала неприемлема, потому что если принять за единицу класса 1 мм, практически все материалы — песок, алеврит и глина — окажутся в одном классе, а крупный песок и гравийная фракция будут поделены на 999 классов или фракций! Совершенно очевидно, что для подразделения величин в таком диапазоне необходима градуированная или геометрическая шкала. В такой шкале крупные классы применяются для частиц крупного размера, а мелкие классы — для мелких частиц. Как отмечал Багнолд [9, с. 2], в природе редко встречаются линейные шкалы. Если природа и отдает чему-либо предпочтение, то, может быть, соотношению между количественными показателями; ее редко интересует размер ради размера. Миллиметровое различие диаметров двух валунов несущественно, но такая же разница между размерами двух песчаных зерен представляется крупным и важным неравенством.

Следовательно, естественная шкала классификации по размеру является геометрической. Еще в 1898 г. это установил Адден в США. Он выбрал 1 мм за начальную точку отсчета и использовал шаг шкалы 1/2 (или 2, в зависимости от направления отсчета) и получил в результате предельный диаметр для классов 1, 1/2, 1/4 и так далее или 1, 2, 4, 8 и так далее в противоположном направлении (см. рис. 3-3). Приведенная шкала применяется до настоящего времени, ее использовал Уэнтуэрт в 1922 г. и Комитет Лейна Национального Совета по научным исследованиям в 1947 г. [189] (см. табл. 3-3).

Шкала Аддена имеет ряд недостатков. Она не подходит для анализа хорошо сортированных осадков, таких как пески дюн, поскольку число классов, на которое он делится, слишком мало для статистического анализа. Следовательно, шкалу следует детализировать, раздробив каждый класс пополам, а в некоторых случаях и на четыре подкласса. Однако подобное деление приводит к образованию ряда иррациональных чисел, ограничивающих классы, которые запоминаются с трудом. Более того, средние значения (геометрические средние) различных классов первоначальной шкалы Аддена, необходимые для статистических подсчетов, имеют иррациональные значения.

Для того чтобы избавиться от иррациональных значений пределов классов и средних величин, а также упростить статистическую процедуру подсчетов, Крамбейн [162] предложил логарифмическую, или Ф-шкалу. Эта шкала основана на закономерности, что все границы классов в шкале Аддена можно выразить в виде производных от числа 2. Например, четыре миллиметра равняются 2^2, 8 равно 2^3, а 1 равняется 2^0, 1/2 — это 2^{-1} и т. д. Поэтому он предложил вместо собственно диаметра пользоваться его экспонентой (логарифмом с основанием 2). Для того чтобы избежать отрицательных чисел в различных песчаных

фракциях и более тонких материалах, логарифм был помножен на —1, или, другими словами, $\Phi = -\log_2 d$ (диаметр) в мм (рис. 3-6).

Предлагались и получили применение множество других шкал, которые разбиваются на несколько категорий (см. рис. 3-3). Некоторые из них, подобно классификации Аддена, представляют собой геометрические прогрессии. Другие, как, например, классификация Аттерберга [9], также являются геометрическими, но к тому же десятичными и циклическими. В десятичной шкале границы размеров циклические и закономерно повторяются с изменением десятичного знака. Шкала Аттерберга, например, начинается с 2 мм (главные деления 2, 20, 200 и так далее по возрастающей и 0,2; 0,02 и 0,002 и и т. д.). Эта шкала не

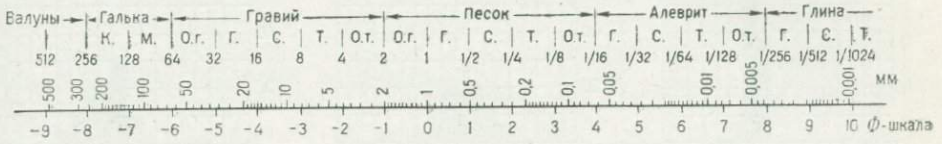


Рис. 3-6. Соотношение между границами классов по шкале Уэнтуэрта — Лейна и Ф-шкалой.

К. — крупные; М. — мелкие; О. г. — очень грубый; Г. — грубый; С. — средний; Т. — тонкий; О. т. — очень тонкий

обеспечивает достаточное число классов для аналитических целей, поэтому необходимо ее детализировать. Если разделение подчиняется логарифмическому закону, то результирующие градации будут равны корню квадратному из среднеквадратичных значений класса (геометрическое среднее). Эти величины также иррациональные и трудные для запоминания, если их не округлить. Шкала Аттерберга получила широкое распространение среди европейских почвоведов и геологов.

Некоторые шкалы не являются ни полностью геометрическими, ни линейными. Например, такую неупорядоченную шкалу применяет Министерство сельского хозяйства США, и она обычно принимается за основу почвоведами в Соединенных Штатах. Шкала подходит только для характеристики материалов средней и тонкой размерности, но не годится ни для статистического анализа, ни для грубозернистого материала.

Хотя построено множество шкал размерности (по некоторым подсчетам, не менее 20 [313]), общепринятой шкалы, удовлетворяющей требованиям почвоведов, строителей, океанографов и геологов, не существует. Для седиментологических исследований стандартная шкала должна быть геометрической, чтобы обеспечить достаточное количество классов для гранулометрического анализа и статистической обработки данных. Шкала Аддена и основанная на ней шкала φ, несмотря на то что не является ни десятичной, ни циклической, отвечает этому требованию. Она получила широкое распространение и послужила основой для определения границ применения различных терминов размерностей, использованных в настоящей книге.

Представление частот распределения по размеру. Если в механически образованных отложениях расположить обломочные элементы по размеру (песчаные зерна, гальки и тому подобное), то они друг от друга будут отличаться на бесконечно малые величины. Установлено, что частота распределения по размеру является непрерывной. Это непрерывное распределение можно подразделить на несколько классов или фракций. Таким путем облегчается задача сравнения распределе-

ний размеров одного осадка с другим и статистический анализ распределения.

Хотя данные по частоте распределения размерности осадка, подразделенные на классы, можно суммировать в виде таблицы (табл. 3-5), их также можно изобразить в графической форме. Графическое изображение легче для восприятия, чем столбики цифр в таблице. Графики облегчают задачу сопоставления нескольких различных анализов.

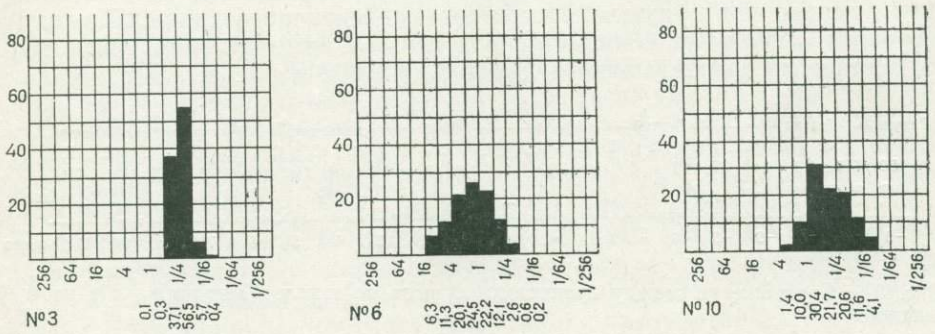


Рис. 3-7. Гистограмма гранулометрического распределения зерен в песчаниках (табл. 3-5)

Стандартные графические изображения представляют собой разновидность столбчатых диаграмм, гистограмму (рис. 3-7) и кумулятивную кривую (рис. 3-8), — обе разновидности — хорошо известные приемы для изображения частоты распределения любого типа. Однако при использовании в седиментологии эти приемы несколько отклоняются от стандартных способов.

Таблица 3-5

Данные результатов механических анализов

Фракция, мм	Обр. № 6		Обр. № 10		Обр. № 3	
	%	кум. %*	%	кум. %	%	кум. %
16—8	6,3	6,3	—	—	—	—
8—4	11,3	17,6	—	—	—	—
4—2	20,1	37,7	1,4	1,4	—	—
2—1	24,5	62,2	10,0	11,4	0,1	0,1
1—1/2	22,5	84,4	30,4	41,8	0,3	0,4
1/2—1/4	12,2	96,6	21,7	63,5	37,1	37,5
1/4—1/8	2,6	99,2	20,9	84,4	56,5	94,0
1/8—1/16	0,6	99,8	11,6	96,0	5,7	99,7
Менее 1/16	0,2	100,0	4,1	100,1	0,4	100,1
Всего	100,0		100,1		100,1	

* Кумулятивный процент.

Примечание. Образцы отобраны из висконсинских ледниковых отложений (плейстоцен), Данди, штат Иллинойс, лаборантом М. А. Розенфельд.

В гранулометрическом анализе диаграммы показывают процентное содержание каждого класса, основанное на массе материала этого класса, а не на количестве или процентном содержании, базирующихся на подсчете. Более того, значения размера, нанесенные

на оси x, на самом деле представляют собой логарифмы «диаметра», а не собственно размеры. Толщина столбиков на гистограмме, например, одинаковая, хотя классы, представленные на графике, неравны. Аналогичным образом шкала размерности (x-шкала) кумулятивной кривой распределения на самом деле имеет логарифмическую основу. В настоящее время стало всеобщей практикой наносить значение логарифмической величины «Ф» вместо диаметра. Это облегчает интерполяцию на графиках кумулятивных кривых. Более того, смысл шкал на обеих этих диаграммах оказался прямо обратным общепризнанному. Значения на оси убывают слева направо (вместо того чтобы увеличиваться). Как правило, сейчас кумулятивные кривые строятся на миллиметровой бумаге с логарифмическими делениями (рис. 3-9). Диаметр или значения в Ф-единицах наносятся как обычно, но кумулятивная частота наносится в вероятностном масштабе. Большинство кумулятивных кривых на таких графиках выглядят как отрезки прямой, а не как s-образная кривая на обычном графике (сравните рис. 3-8 и 3-9).

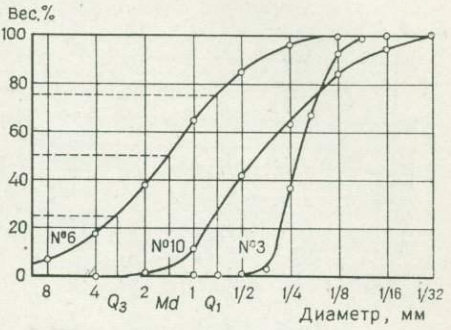


Рис. 3-8. Гранулометрический состав обломочных пород, изображенный в виде кумулятивных кривых.

Кривые построены по результатам анализов, приведенных в табл. 3-5. Песчаники образцов 6 и 10 характеризуются примерно одинаковой сортировкой, но резко отличаются по среднему размеру, а образцы 10 и 3 сложены зернами почти одинакового размера, но резко отличаются по сортировке. Основные точки для определения медианного размера и коэффициента сортировки показаны на примере образца № 6. Md — медиана; Q_1 — первая квартиль и Q_3 — третья квартиль

Параметры частот распределения зерен по размеру. Сопоставление гистограмм нескольких различных осадков выявляет определенные сходства или различия, которые также выражены и на кумулятивных кривых, но труднее интерпретируются. Адден [320] обратил внимание на эти различия и предположил, что они определенным образом связаны со способами транспортировки и (или) условиями осадконакопления. Некоторые вариации характера частот распределения приведены на рис. 3-10.

Существует несколько основных параметров частоты распределения. Как видно на рис. 3-10, во всех случаях один класс размерности лучше выражен, чем остальные. Такой класс называется *модальным*. Количественные показатели других фракций, или классов, сокращаются закономерно от этого модального класса. В исключительных случаях отмечаются второй или даже третий классы, не подчиняющиеся этому правилу, которые возвышаются над соседними классами (рис. 3.10,*е*). Эти параметры получили название *вторичной моды* (или, точнее, модального класса). Осадочные отложения, характеризующиеся больше чем одним модальным классом, называются *полимодальными*.

Изучение гранулометрических анализов или их графических изображений, например на рис. 3-10, позволило установить другие параметры. Некоторые отложения характеризуются небольшим или значительным числом классов или фракций, указывающих на узкий или широкий *интервал* размерностей зерен. Некоторые распределения носят симметричный характер (рис. 3-10,*а*, *б*, *в*), другие — асимметричны или *скошены* (рис. 3-10,*г*, *д*). В некоторых анализах на модальный

класс приходится значительная или большая часть осадка (рис. 3-10,*в*), в других, имеющих тот же интервал или количество классов, на модальный класс падает меньшее содержание (рис. 3-10,*б*). Другими словами, существуют различия в остроконечности кривой или эксцессов этих двух осадков. Эти различные параметры частоты распределения можно выразить в виде простых численных показателей. Следовательно, основными параметрами распределения являются следующие: 1) «средний» размер или центральная тенденция (средняя, медиана, мода); 2) «сортировка» или дисперсия значений вокруг среднего (среднее или стандартное отклонение); 3) симметрия (скошен-

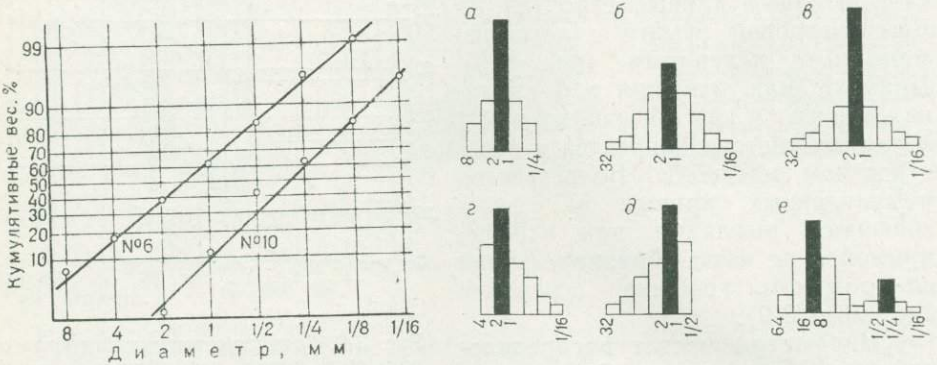


Рис. 3-9. Гранулометрический состав песков, изображенный на логарифмической бумаге.

Данные анализов из табл. 3-5

Рис. 3-10. Типы частот распределения зерен по размеру.

Типы *а*, *б* и *в* характеризуются одним и тем же модальным классом, но *а* и *б* различаются по сортировке; а тип *в*, хотя и похож на *б* по моде и сортировке, отличается по островершинности (эксцессу). Типы *г* и *д* четко асимметричные (скошенные) и отличаются друг от друга по направлению скошенности; тип *е* характеризуется бимодальностью, остальные все одновершинные

ность) и 4) остроконечность (эксцесс). Эти параметры, применяющиеся для характеристики любой частоты распределения, подробно рассмотрены в элементарных учебниках статистики.

Преимущества изображения этих параметров в виде простых чисел очевидны. Сравнение параметров позволяет седиментологам не только определить, что один осадок хорошо или лучше сортирован (обнаруживая меньшее стандартное отклонение), чем другой, но и установить, насколько сортировка лучше. В результате исследователь может сопоставить средний размер (или другой параметр) с расстоянием и дать количественную оценку соотношения размера с расстоянием переноса и тому подобное, или нанести на карту значения медианы или другого параметра, каждое из которых соответствует точке отбора образца, а затем провести изолинии на карте и определить направление течения и другие данные.

Параметры частоты распределения определяются или подсчитываются в определенных критических точках на кумулятивной кривой.

Сравнимые параметры можно подсчитать по результатам фактического анализа (так называемой «оценке моментов»). В результате затраченных значительных усилий были предложены различные пути оценки параметров размерности зерен. Все эти данные суммированы в работе Фолка [89]. В качестве справочных пособий рекомендуем

Графические параметры частот распределения зерен

Параметр	Словесная формула	Графические формулы, основанные на диаметре	Графические формулы, основанные на $\log_2$ диаметра (Ф)	
			По Крамбейну и Петтиджону [171, с. 280]	По Инману [130]
Центральная тенденция или «средний размер»	Медиана (Md)	$Md = P_{50}$	$Md_{\Phi} = \Phi_{50}$	$M_{\Phi} = 1/2(\Phi_{16} + \Phi_{84})$
	Среднее (M) Мода (Mo)	Mo — средняя точка наиболее обильного гранулометрического класса	$Mo_{\Phi} = \Phi$ — средняя точка наиболее обильного гранулометрического класса	(Ф — средний диаметр)
«Сортировка»	Дисперсия	$So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ (коэффициент сортировки)	$\sigma_{\Phi} = 1/2\,(Q_{3\Phi} - Q_{1\Phi})$ (Ф — квартильное отклонение)	$\sigma_{\Phi} = 1/2\,(\Phi_{84} - \Phi_{16})$ (Ф — отклонение формулы)
Симметрия	Скошенность	$Sk = \sqrt{Q_1 \times Q_3/Md^2}$ (коэффициент симметрии)	$Sk_{\Phi} = 1/2\,[(Q_{1\Phi} + Q_{3\Phi} - 2Md_{\Phi}]$ (Ф — квартильная симметрия)	$d_{2\Phi} = \dfrac{1/2\,(\Phi_5 + \Phi_{95}) - Md_{\Phi}}{\sigma_{\Phi}}$ (формула Ф — симметрии)
Островершинность	Эксцесс	$K = \dfrac{(Q_3 - Q_1)}{2\,(P_{90} - P_{10})}$ (квартильный эксцесс Келли)	$K_{\Phi} = \dfrac{(Q_{3\Phi} - Q_{1\Phi})}{2\,(P_{90\Phi} - P_{10\Phi})}$ (Ф — квартильный эксцесс)	$\beta_{\Phi} = \dfrac{1/2\,(\Phi_{95} - \Phi_5) - \sigma_{\Phi}}{\sigma_{\Phi}}$ (формула Ф — эксцесса)

Сокращения: P — персентиль; Q_1 — первая квартиль; Q_3 — третья квартиль.

Примечание. $Q_3 > Q_1$ и $P_{90} > P_{10}$.

также ряд отдельных статей [130] и несколько более крупных работ, в которых приводятся характеристика различных методов исследования и соответствующие расчеты [171, с. 228—267; 194, с.109—127].

Рассмотреть и оценить все существующие варианты невозможно. В целом устанавливается тенденция использования значения «Ф» (отрицательный $\log_2$ диаметра), а не собственно диаметра для характеристики частоты распределения и подсчета параметров размерности в определенных точках кумулятивной кривой, либо значения квартилей (25, 50 и 75%) совместно с 10 и 90% или 5, 16, 50, 84 и 95%. Некоторые из формул, определяющих параметры размерности, приведены в табл. 3-6.

Математическая сущность частот распределения. Адден [390] и другие исследователи отмечали, что в результате применения геометрической шкалы кривая распределения (или гистограмма) приобретает симметричную форму. Другими словами, распределение на логарифмической основе более или менее симметрично, особенно в том случае, если частота сопоставляется не с собственно размером, а с его логарифмом. Это наблюдение вызвало интерес к изучению природы частоты распределения и заставило исследователей определить тип функции и выразить ее с помощью уравнения, а также выяснить физические причины, лежащие в ее основе.

Крамбейн [163] установил, что размер зерен во многих обломочных осадках подчиняется логнормальному распределению и выразил распределение в виде Гауссовой функции, в которой фактический размер заменен на его логарифм. Крамбейн проверил справедливость сделанного вывода и установил, что большинство отложений достаточно хорошо удовлетворяют поставленным условиям. Логнормальный характер распределения размерности зерен можно легко установить, применяя для построения графика модифицированную вероятностную логарифмическую бумагу [228]. Частота распределения, выраженная в весовых процентах, накапливается стандартным путем и наносится на график против логарифма размера зерен (см. рис. 3-9). Распределение некоторых обломочных отложений лишь немного отклоняется от прямой, а в отдельных случаях не отклоняется вообще. Однако не все отложения подчиняются закону логнормального распределения.

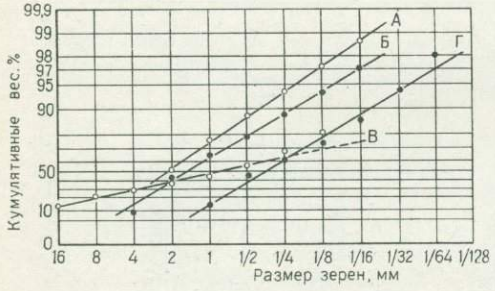


Рис. 3-11. Кумулятивные кривые весовых процентов, нанесенные на график, построенный в соответствии с законом Розина.

А — искусственно раздробленный кварц [172]; Б — измельченная изверженная порода [172]; В — туф [212] и Г — обломки выветрелого гнейса [337]

Багнолд [9, с. 116] считал, что распределение не является логнормальным, а определяется какой-то другой вероятностной функцией. Роллер [258, 257] обращал внимание на теоретические и практические недостатки вероятностного закона Гаусса как для грубозернистых, так и для тонкозернистых фракций большинства отложений. В некоторых случаях характер распределения вероятно приближается к этому закону в продуктах дезинтеграции, образованных в процессе бессистемного разрушения. Такой характер распределения размеров зерен, наблюдаемый в образце измельченного угля, описан в виде уравнения

Розином и Рамлером [259]. Как показали Крамбейн и Тисдел [172], часть грубообломочных пирокластических отложений, ледниковая валунная глина (тилль) и элювиальные продукты выветривания характеризуются распределением, указывающим на бессистемное разрушение материалов. Это наблюдение впоследствии подтверждено Китлеманом [147] (рис. 3-11). Даже распределение размерности зерен в обычных отложениях (таких как аркозовые и кварцитовидные песчаники) отвечает правилу Розина [61, рис. 4]. Однако Роллер [258, 257] указал на некоторые теоретические и практические недостатки этого правила.

Существуют некоторые свидетельства того, что многие, если не большинство осадочных образований, характеризуются частотой распределения, представляющей собой совокупность двух и более самостоятельных распределений. Каждое отдельно взятое распределение может подчиняться логнормальному закону, но сочетание распределений выражается четкой асимметричной кривой, в некоторых случаях даже бимодальной (или полимодальной). Ряд исследователей [306, 298, 324] предпринимали попытки расчленить суммарную кумулятивную кривую и выделить на ней составляющие группы отложений.

Распределение по размеру и контролирующие факторы

В общем виде наметилось три подхода к интерпретации результатов гранулометрических анализов. Первый подход связывает характеристики кривой с гидродинамической обстановкой (с собственно осадочным процессом). Эта точка зрения разработана Адденом [320] для объяснения бимодального распределения многих грубозернистых речных отложений; грубая фракция, по мнению автора, образуется в результате переноса волочением, а более тонкая выпадает в осадок в результате сальтационного переноса. Интерпретация гранулометрических кривых с точки зрения гидродинамических условий среды была разработана благодаря усилиям целого ряда исследователей [129, 217, 216, 95 и 324]. При втором подходе распределение зерен по размеру рассматривается главным образом как результат осадконакопления. В этом случае распределение объясняется составом исходных материалов и теми распределениями размерности зерен, которые возникают при их разрушении. Такой подход иллюстрируют различные теории процесса дробления, которые разработали Розин и Раммлер [259], Таннер [305] и Колмогоров [152], а также наблюдения некоторых других авторов [256, 292]. Третий подход заключается в эмпирическом изучении гранулометрических параметров осадочных отложений из различных геоморфологических обстановок настоящего и выяснении существующих между ними взаимоотношений, если таковые устанавливаются. Такой подход был разработан Адденом [320], затем он был усовершенствован Уэнтуэртом [337], а в настоящее время он успешно используется в работах многих исследователей [288, 93, 92, 209].

В следующем разделе рассматриваются каждый из перечисленных подходов к изучению гранулометрии осадочных отложений.

Гранулометрия и источники сноса. Создается впечатление, что в осадочных системах определенные размеры частиц менее представительны, чем другие. Первым на это обстоятельство обратил внимание Уэнтуэрт [340], который считал, что подобное наблюдение является естественным основанием для выделения крупных классов по шкале

размерности. Он объяснял недостаток определенных фракций и избыток других фракций как характером процессов образования частиц, так и определенными гидродинамическими факторами (табл. 3-7).

Каковы доказательства того, что такой дефицит определенных фракций действительно существует? В подтверждение этого Эйнштейн и другие [74] цитируют работу Неспера, посвященную изучению речных отложений Рейна в Швейцарии, в которых размер обломочных частиц колеблется от 5 мм до валунов диаметром более 100 мм. Между валунами и в изолированных заводях присутствует песок диаметром 1 мм и менее, однако нет частиц в интервале от 1 до 5 мм. Авто-

Таблица 3-7

Способы переноса и главные природные скопления

Способ переноса	Основной источник	Название скопления
Волочение	Все известные твердые породы	Гравий
Инертная суспензия (сальтация) *	Главным образом мономинеральные зерна зернистых кристаллических пород	Песок
Вязкая суспензия **	Главным образом мономинеральные зерна любых пород	Алеврит
Коллоидная суспензия	Материалы, разложенные до молекулярного уровня	Глина

* Волочение и сальтация действуют приблизительно в соответствии с законом шестой производной, который утверждает полную передачу кинетической энергии от воды к частице и не позволяет проявиться побочному эффекту вязкого волочения.

** Вязкая суспензия объясняет перенос тонких частиц, в которых поверхностный эффект выше по отношению к массе. Взаимоотношение размера и скорости в этом интервале определяется в соответствии с хорошо известным законом Стокса. Тем не менее более мелкие частицы удерживаются во взвешенном состоянии главным образом за счет кинетических эффектов, устанавливаемых в дисперсных системах, т. е. коллоидах.

Взято из работы Уэнтуэрта [340].

ры приходят к выводу, что такие частицы «встречаются редко по определенным геологическим и гидравлическим причинам». В Рейне грубообломочный материал является частью руслового аллювия, а песок — частью взвешенного материала.

Статистическая обработка около тысячи опубликованных результатов гранулометрических анализов показала, что существует дефицит фракций 2—4 мм (гравий) и 2—1 мм (очень грубый песок), а также, вероятно, фракции 1/8—1/16 мм [234]. Этот вывод подтверждается тем обстоятельством, что модальный класс редко приходится на указанные фракции. Очевидно, что модальная группа будет приходиться на эти классы не реже, чем зерна грубой и тонкой размерности, если бы не существовало реального дефицита этих фракций. Опубликованные результаты исследований 241 образца из аллювиальных гравелитов и песков Южной Калифорнии [50] показывают, что главная мода попадает в класс от 2 до 4 мм только трижды, по сравнению с 63 случаями, когда она приходится на фракцию 1/2—1/4 мм и 41 раз — на класс 64—32 мм. Эти наблюдения получили подтверждение в работе Шли [274, с. 1379], изучавшего покровные галечники нагорья Южного Мэриленда. Из 72 образцов русловых отложений мода ни разу не приходилась на классы 1—2 и 2—4 мм. На сводной диаграмме усредненных значений всех 72 образцов также устанавливается дефицит этих фракций (рис. 3-12).

То, что флювиальные отложения не представляют собой исключение в этом отношении, демонстрируют данные Хьюга [122, с. 25], полученные в результате изучения морских прибрежных и донных отложений в заливах Базард и Кейп-Код. Хьюг отметил, что медианы нескольких сотен образцов редко приходятся на класс 2—4 мм или на фракцию 1/16—1/32 мм. Аналогичным образом сводный анализ (среднее по 64 образцам [312, с. 29]) отложений залива Массачусетс показывает низкую частоту встречаемости фракций 1—2 мм. Проявление низкой частоты объясняется разрывом между двумя группами осадков, одна из которых перемещается штормовыми, а другая — более спокойными волнами. В целом отложения побережий и мелководья, в противоположность флювиальным, как правило, не характеризуются бимодальным распределением, и дефицит некоторых фракций проявляется только в том случае, если все имеющиеся анализы рассматриваются совместно.

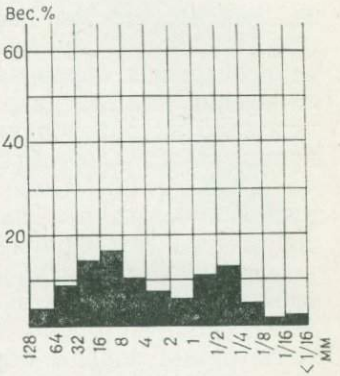


Рис. 3-12. Усредненный гранулометрический состав покровных галечников в нагорье южного Мэриленда (Брендивайн) по результатам 72 анализов. По данным Шли [274].

Обратите внимание на дефицит обломков в классе 2—1 мм

Не все исследователи убеждены, что наблюдается естественная недонасыщенность отложений фракциями 1—2 и 2—4 мм. Рассел [265] обращал внимание на концентрацию грубозернистого песка и мелкого гравия на определенных пляжах, где эти материалы присутствуют в большем количестве, чем обычно. Он пришел к заключению, что эти фракции отличаются гидродинамической неустойчивостью в руслах рек, где происходит их избирательное отделение, быстрый перенос в сторону моря и накопление на пляжах.

В эоловых осадках обнаруживается дефицит фракции 1/8—1/16 мм. Эта особенность была отмечена Адденом [320, с. 74]. Подобно тонкозернистым отложениям потоков, эоловые осадки редко характеризуются бимодальной кривой, но в них также редко модальный класс приходится на фракцию 1/8—1/16 мм. Адден не объяснял причину такой особенности, но предполагал, что она носит локальный характер и что в природе существуют эоловые осадки, мода которых приходится на фракцию, кажущуюся дефицитной. На разрыв между алевритом и песком также обращали внимание другие исследователи [256, с. 631; 305]. Этот вопрос впоследствии изучал Уолф [350]. Сводный результат изучения 930 гранулометрических анализов позволил установить дефицит фракции крупного алеврита. Уолф считал, что этот дефицит может быть связан со спецификой аналитической аппаратуры для изучения алевритов и других тонких материалов, отличающейся от той, что применяется при исследовании песков. Если кажущийся разрыв не является искусственным, связанным с нестандартностью аппаратуры, то он может возникать из-за недостаточной представительности образцов и исчезнет если в сводный анализ включить другие отложения.

Существует несколько возможных объяснений явного недостатка определенных гранулометрических фракций или по крайней мере дефицита осадочных отложений, мода которых приходится на эти фракции. Можно предположить, что материалы этих классов образовались при

выветривании и по определенным гидродинамическим причинам никогда не отлагались в виде модального класса или исчезли в процессе переноса из-за своей механической неустойчивости. Можно также предположить, что наблюдается первичный дефицит определенных классов размерности. Вполне возможно, что при разрушении исходных пород частицы не всех размеров образуются в равном количестве. Трудно установить, какая именно причина приводит к явному дефициту частиц определенного размера. Если эти частицы образовались при выветривании или истирании, что с ними произошло потом? Гидравлические причины могут препятствовать отложению таких частиц в определенных участках или в сочетании с частицами некоторых других размеров, но вряд ли они помешают их отложению в других местах. Рассел считал, что эти дефицитные классы отделяются и накапливаются обособленно. В противоположном случае следует предполагать, что такие частицы образовались при разрушении пород, но оказались механически неустойчивыми и разрушились, или с самого начала не происходило их образование в ощутимом объеме. Первое предположение привлекалось для объяснения явного дефицита частиц размером 2—4 мм [122, с. 26]. Такие частицы образуются при разрушении (без разрушения структуры) плутонических пород. Минеральные зерна, из которых сложены фрагменты пород, относительно крупные, поэтому можно предположить, что такие обломки текстурно слабые и не способны противостоять энергичному воздействию потока.

С другой стороны, более вероятно, что в результате процессов дезинтеграции породы образуется больше зерен определенных размеров и меньше других, тем самым будет создаваться начальный дефицит зерен определенного размера. При разрушении пород можно ожидать образование трех различных классов частиц (мы рассматриваем в качестве исходных кристаллические породы, разрушение осадочных пород просто приводит к высвобождению частиц из ранней фазы первичного происхождения). При разрушении некоторых типов пород характерно образование *блоков*, другие распадаются на составляющие обломки, в результате чего возникают *зерна* песчаной размерности. Примером первого типа пород является кварцит, второй тип представлен грубозернистыми кислыми изверженными породами и гнейсами. Продукты разрушения промежуточного размера встречаются относительно редко. Имеющиеся данные неоднозначны, в пяти образцах разрушенных (но не разложенных) пород гранитного состава [172] установлено наибольшее количество зерен в классе 2—4 мм (рис. 3-13). Тем не менее, по данным некоторых авторов [56, с. 102; 292], распределение обломочных кварцевых зерен тесным образом связано с распределением кварца в явнокристаллических породах. Зерна крупнее 1 мм встречаются редко. Образованные блоки превращаются в гальку, в результате истирания последней образуется тонкий алеврит или материал глинистой размерности, но не песок. Более того, дальнейшее разрушение в основном не происходит.

Продукты распада имеют размер глинистых частиц, поэтому вероятный дефицит должен возникнуть в алевритовом интервале. Однако алеврит достаточно широко распространен и его образование представляет собой загадку для исследователей. Роджерс и другие [256] считают, что алеврит образуется при откалывании частиц соответствующей размерности от более крупных зерен кварца. Эта точка зрения получила дальнейшее развитие в работе [293], авторы которой считали, что этот процесс проявляется наиболее эффективно при переносе

частиц ветром в пустынях. В экспериментальных исследованиях Кюнена [185] по изучению эолового переноса это предположение не подтвердилось. Кюнен объяснял происхождение алеврита выветриванием тонкозернистых кварцитовидных пород. Позже появилась точка зрения [325], что присутствие алевритовых пород в геологическом разрезе объясняется ледниковым перетиранием обломочных зерен. В пользу таких представлений свидетельствует тесная связь лёссов, сложенных в основном алевритовым материалом, с эпохами континентального оледенения.

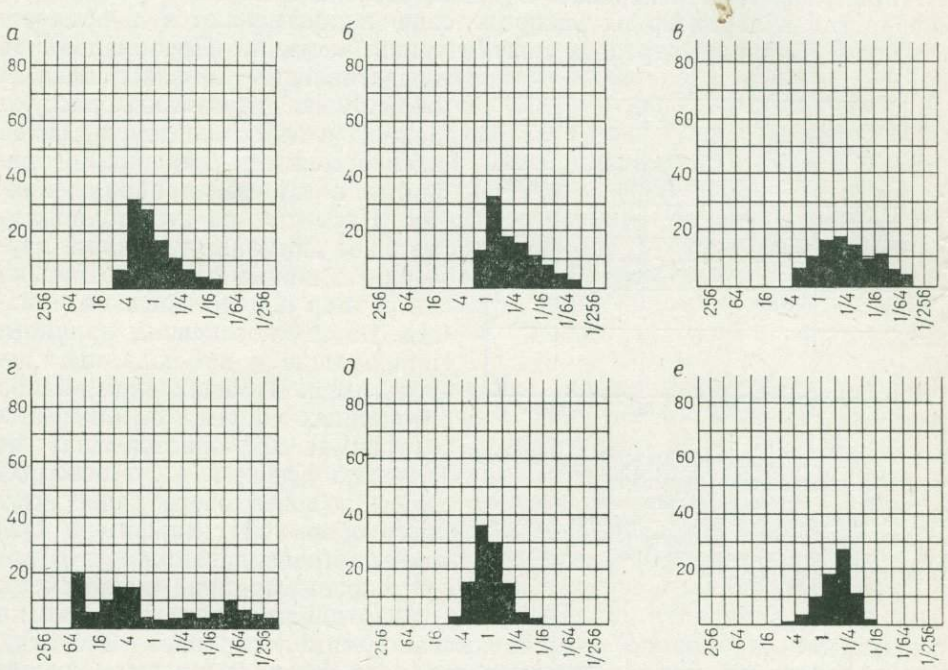


Рис. 3.13. Результаты механического анализа элювиальных материалов и генетически близких к ним отложений.

а — среднее по пяти образцам раздробленных гранитных и гнейсовых валунов из ледниковых наносов [172]; *б* — обломки выветрелых гнейсов, округ Колумбия [337]; *в* — среднее для двух образцов из элювиальной почвы на гнейсах. Северная Каролина [172], анализы неполные, примерно 6% меньше 1/128 мм; *г* — склоновый элювий, смытый дождями [337]; *д* — песок из сухого русла Эль-Сентро, Калифорния (в основном гранитного состава); *е* — сухое русло, Суперио, штат Аризона

В какой степени гранулометрический состав наиболее представительной фракции оказывает влияние на кумулятивные кривые определенных отложений? Особый бимодальный характер кривой грубозернистых флювиальных отложений объясняется первичным дефицитом тех фракций, которые разделяют моды (см. рис. 6-4). Сохранится ли бимодальный характер кривой распределения у отложений, образованных потоками? Для ледниковых отложений — валунных глин, или тиллей такое положение справедливо. Анализы тиллей устанавливают присутствие одной или нескольких второстепенных мод, появление которых не случайно (см. рис. 6-17). Эти меньшие моды, вероятно, отражают «начинку» льда каким-то особым материалом, имеющим предысторию сортировки и отложения. Лед, передвигавшийся по песчаным наносам, вобрал в себя значительное количество этого материала и таким образом гранулометрический анализ устанавливает второстепен-

ную моду в классе песка. Происходит ли аналогичная «загрузка» водноосажденных материалов менее ясно, хотя некоторые исследователи считают, что такой процесс имеет место? Свенсон [303] считал, что отложения берегов р. Миссисипи в значительной степени изменены за счет материала, принесенного крупным притоком — рекой Макуокета. По мнению Керри [54], характер гранулометрических кривых большинства донных отложений в Мексиканском заливе определяется соотношениями нескольких различных осадков, отлагавшихся одновременно.

Гранулометрия и перенос. В какой степени и каким образом размер частиц и характер их распределения видоизменяются в процессе переноса? Влияние переноса понято лишь частично. Преобладающие представления основаны главным образом на дедуктивных рассуждениях и слабо подтверждаются экспериментальными исследованиями и полевыми наблюдениями. Несмотря на то что максимальное внимание уделялось изучению влияния транспортировки на размер переносимых материалов, до сих пор неясны причины, приводящие к наблюдаемым результатам. В общем виде размер гравийных зерен, переносимых потоками, сокращается вниз по течению (рис. 3.14). Поскольку углы и поверхность более крупных обломков сглажены и окатаны, предполагается, что при переносе истирание является активно действующим процессом и сокращение размера по течению вызвано этим истиранием. Это отчасти справедливо, но, как указывается в гл. 14, в отдельных случаях сокращение размера нельзя, вероятно, объяснить только абразионным процессом, оно скорее всего отражает падение силы потока, связанное с уменьшением его градиента.

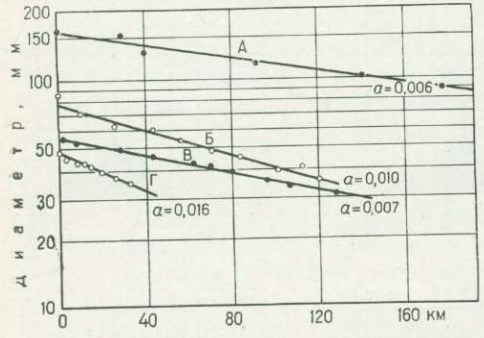


Рис. 3-14. Соотношение между диаметром гальки и расстоянием переноса.
А — наиболее крупные гальки в р. Рейн; Б — речные отложения р. Мур; В — образец известняка Т-33, истираемый в мельнице [333]; Г — известняк, истираемый в мельнице [166]; α — коэффициент сокращения размера

То, что песок и гравий претерпевают сокращение размеров зерен в процессе транспортировки, почти не требует доказательства. Окатанность, которой характеризуются все зрелые обломки, подразумевает процесс истирания и потерю массы. Следовательно, остается изучить более внимательно процессы, ведущие к уменьшению размера, их значимость и влияние на характер частоты распределения.

Абразия — это обобщенное понятие, в которое вкладывается понятие износа или истирания. В этом смысле термин применяется для обозначения механического сокращения размера. Однако отдельные исследователи различают несколько процессов, приводящих к уменьшению размера; они употребляют термин абразии в более ограниченном смысле. Маршалл [200] различал три процесса: собственно абразию, столкновение и измельчение. Абразия происходит при трении гальки друг о друга. Вероятно, это самый медленный процесс износа материала. Столкновение характеризуется определенными ударами, которые крупные обломки наносят мелким, и следовательно, процесс ощутим в том случае, если наблюдается заметное отличие по размеру

между крупными и мелкими обломками. Если такое различие существует и крупные обломки значительно преобладают, частицы мелких размеров несут серьезные потери за короткие отрезки времени. Измельчение происходит при размалывании мелких зерен, испытывающих постоянный контакт и давление галек, более крупных по размеру. Этот процесс действует быстрее, чем столкновение частиц. Песчаный материал, смешанный с гравийным, за несколько часов превращается в алеврит и глину в шаровой мельнице.

Уоддел [327] выделил четыре процесса, вызывающие уменьшение размеров частиц: растворение, истирание, откалывание и раскалывание. Различия между ними в первую очередь определяются соотношением размеров отделенной части первоначального обломка. Характер самого действия не учитывается. Если уменьшение обломка происходит на величину, оптически не различимую, подразумевается процесс растворения. Растворение может происходить либо в ионной, либо в коллоидной форме. Если обломок сокращается на видимую величину, но менее чем на 1/150 своего размера, то процесс определяется как истирание. Если отделяемая часть еще крупнее и представляет собой, например, сколотый угол зерна, процесс именуется откалыванием. Если при разрушении обломка образуются два примерно равных зерна, то можно применять термин раскалывание.

В результате обычного истирания гравия образуются обломки алевритовой и глинистой размерности, а не песок. Явления откалывания и раскалывания наблюдаются относительно редко, за исключением обстановок, характеризующихся высокими скоростями, в результате чего образуются осколки и обломки дробления. Например, Бретц [30] обратил внимание на многочисленные обломки дробления гравия на базальтовом плато в штате Вашингтон, США. По данным этого автора процент гальки и валунов сначала окатанных, а затем разрушенных значительно превышает то, что наблюдается в современных барах р. Колумбии. Бретц делает вывод, что гравийные отложения плато пермещались наводнениями исключительной силы. Однако гравий в современных потоках становится окатанным, несмотря на проявления сильных течений. Несмотря на то что нормальное истирание преобладает над остальными процессами, раскалывание не является редким; обломки раздробленного гравия нередко устанавливаются в большей части гравелитовых отложений. Содержание обломков дробления, вероятно, связано не только с интенсивностью процесса, но и определяется свойствами породы к раскалыванию и, возможно, некоторыми другими постседиментационными процессами образования трещин.

Кюнен [179, с. 350] тоже пытался анализировать процесс абразии. Он выделял семь процессов, приводящих к сокращению размера зерен: раскалывание, раздавливание, откалывание, растрескивание, дробление, растворение, абразия частиц, переносимых ветром. Растрескивание — процесс, объясняющий образование на поверхности галек серповидных знаков столкновения, продувание песка — это износ, производимый песком, который проносится мимо неподвижной гальки.

Не существует полного или исчерпывающего исследования влияния процессов сокращения размерности на гранулометрические параметры отчасти потому, что одновременно в природных условиях происходит и сортировка материала, и различить ее эффект от действия

каждого из этих процессов достаточно трудно. Как отмечал Маршалл, при определенных условиях некоторые зерна испытывают ускоренное сокращение размера, нежели другие. Это обстоятельство в значительной степени изменяет состав первоначальной «смеси» в «шаровой мельнице». Если в процессе сортировки выносятся мелкозернистые материалы, в итоге в остатке возрастет содержание зерен средней размерности и улучшится сортировка (уменьшится стандартное отклонение).

Значительный интерес исследователи проявляют к изучению скорости уменьшения размерности зерен и факторов, которые ее определяют. Определенные сведения о скорости можно получить, изучая процесс истирания в шаровых мельницах и связанных с ними экспериментов, однако трудно применить полученные результаты к природным условиям, в которых сокращение размеров только частично и в незначительной степени связано с истиранием. В большинстве случаев уменьшение размерности по течению потока объясняется сортировкой.

Лабораторные исследования представляют еще один подход к решению проблемы. Начиная с Дебре [62], последующие исследователи сделали значительный вклад в ее разрешение. Лабораторные работы, однако, имеют ряд недостатков. Они слишком упрощают процесс, исследователь не уверен, что условия в мельнице даже приблизительно соответствуют тому, что происходит в потоке или на пляже. Результаты экспериментальных исследований иногда экстраполируются без соблюдения разумных пределов, поскольку в большинстве случаев эксперименты проводятся с обломками галечной размерности; было бы ошибочно результаты таких исследований применять к песчаному материалу. После первых работ Дебре было выполнено большое количество лабораторных исследований по изучению процессов истирания обломочного материала [332, 338, 200, 276, 167, 244, 245, 240, с. 22], (см. рис. 3-14). В этих работах использованы результаты исследований истирания в шаровых мельницах или вращающихся барабанах. В современных экспериментах [179, 178, 184, 28] использован круговой лоток, устройство, которое считается вполне сопоставимым с природными потоками.

Эти лабораторные исследования показали, что сокращение размеров обломков при абразии и связанных с нею процессах зависит от размера исходного материала, его происхождения (прочности), характера и интенсивности процесса (жесткости условий); размера и содержания сопутствующих материалов; характера ложа, по которому перемещаются обломки (песок или гравий); длительности процесса или расстояния, на котором происходит абразия.

Наиболее заметно влияние размера обломков; гравийные зерна довольно быстро истираются и окатываются, тогда как истирание песка происходит чрезвычайно медленно. Даже в классе гальки процент разрушенных галек на данном отрезке переноса больше для гальки крупных размеров [179, рис. 7]. Изучение обломков разных размеров, а не образцов, представленных зернами одного размера, приводит к сложным результатам. В смесях максимальные потери несут зерна наименьших размеров, вероятно потому, что подвергаются воздействию со стороны более крупных обломков. Все исследователи признают, что прочность материалов является несомненно важным фактором. Максимальное сопротивление истиранию в основном оказывают кремень, кварциты и жильный кварц, далее идут метаморфические породы, а известняки и рыхлые песчаники оказывают наименьшее сопро-

тивление [238, 179, с. 349—350]. Интенсивность процесса, или жесткость условий также является важным фактором. С возрастанием интенсивности увеличивается скорость потери массы обломков. Экспериментальные исследования Кюнена [179, с. 344] показали, что абразия пропорциональна квадрату скорости. Существуют ли критические скорости для определенных минералов и пород, при превышении которых процессы откалывания или раскалывания преобладают над абразией [174], — не установлено. Характер поверхности ложа, по которому перемещается обломочный материал, также играет важную роль [179, с. 350]. Если дно, по которому перемещается осадок, сложено песком, то сокращение размеров зерен происходит в пять раз меньше, чем если оно выполнено гравием. Первоначальная форма обломков является второстепенным фактором, однако с увеличением их окатанности скорость истирания падает. Влияние геологического процесса при истирании гравийных отложений менее ощутимо, чем для песков. Экспериментальные работы по изучению деятельности прибоя немногочислены [184]. Очевидно, истирание гравийных зерен под действием прибоя происходит быстро.

Все лабораторные исследования показали, что скорость сокращения размера зерен максимальна на ранних стадиях процесса и экспонентно уменьшается во времени или с расстоянием [167, 276].

Экспериментальное изучение абразии песков проводилось многими исследователями [62, 6, 309, 183, 181, 182, 20]. Полученные результаты показывают, что при отсутствии грубообломочных материалов истирание песка происходит значительно медленнее. Дебре [62], например, считал, что песчаное зерно при переносе на расстояние в 1 км уменьшается на 0,01%. Кюнен [180, с. 50], применив для исследований вместо мельницы круговой лоток, установил, что кварцевые зерна диаметром 0,5 мм теряют на 1 км переноса 0,0001%; эта величина настолько мала, что перенос зерна на расстояние 10 тыс. км не приведет к сколько-нибудь заметному окатыванию. Поскольку средняя протяженность рек составляет примерно 1 тыс. км, 10 циклов механического истирания зерна приведут к потере массы менее 1%. В других лабораторных исследованиях, применяющих мельницы [20, 309], отмечается большее сокращение размера, однако представляется маловероятным, чтобы речной перенос приводил к значительному уменьшению кварцевых песчаных зерен. Превращение кубика со стороной 1 мм в шарик диаметром 1 мм потребует уменьшения первоначального объема на 47,5%. Даже если принять во внимание самые большие цифры сокращения размера, приводимые отдельными исследователями, то нельзя ожидать существенного изменения первоначального размера зерен или их формы; в лучшем случае возможна незначительная окатанность зерен. Фотографии зерен [309] кварцевого песка до и после обработки, эквивалентной 8 тыс. км транспортировки, подтверждают сделанный вывод. Нет видимого эффекта транспортировки и на фотографиях дробленых кварцевых зерен [180, прилож. 1], испытавших перенос на 248 км. Эффект, оказываемый эоловыми процессами на обломочные зерна, на несколько порядков выше, чем результат воздействия водной среды [183], что привело Кюнена к выводу о решающей роли ветра при окатывании песчаных зерен. Зерна размером менее 0,05 мм (в диаметре) не окатываются вообще.

Какова в свете этих лабораторных исследований роль естественной абразии в уменьшении размеров отдельных обломков или в изменении параметров определенного обломочного класса? Процессы, изме-

няющие форму, окатанность и характер поверхности обломков, рассмотрены в других разделах настоящей главы. Заметное сокращение размера обломочных зерен вниз по течению многих потоков только в незначительной степени вызвано процессами истирания. В основном это объясняется падением силы потока и уменьшением его градиента (см. гл. 14). Вероятно, процессы абразии в большинстве известных условий осадконакопления не влияют на размер кварцевых песчаных зерен. Короче говоря, распределение песчаных зерен является скорее результатом гидравлических факторов, нежели абразии, и в основном размер зерен имеет унаследованный характер от материнских пород и является результатом разрушения породы, не зависящим от процесса транспортировки и его агента.



Рис. 3-15. Связь между динамикой переноса отложений, гранулометрическими классами и точками перелома на кривой распределения. По Вишеру [324].

1 — перелом между твердым стоком и суспензией; *2* — суспензионный класс Б; *3* — класс материалов, разделяемых сальтацией А; *4* — класс материалов, разделяемых сальтацией А′; *5* — перелом, равный 2Ф; *6* — класс материалов, переносимых волочением В

Гранулометрический состав и процессы осадконакопления. Постепенно получает подтверждение точка зрения, что в большинстве случаев частоты распределения отражают комбинацию двух или трех групп обломочных зерен, связанных с различными формами переноса, и таким образом при интерпретации кумулятивных кривых необходимо научиться различать эти группы и связывать их с определенными гидродинамическими процессами (рис. 3-15).

Такой подход был первоначально применен к речным грубообломочным образованиям. Эти отложения характеризуются бимодальным распределением. В противоположность им, распределения зерен в песках имеют одну моду. Например, из нескольких сотен опубликованных анализов аллювиальных гравийных отложений Калифорнии примерно 92% образцов характеризуются более чем одной модой [50]. Аналогичная картина типична только для 42% песков, связанных с грубообломочными отложениями. В общем виде бимодальные грубозернистые отложения описываются кривой, одна мода которой падает на грубую фракцию, а вторая, меньшая, приходится на песчаные фракции (см. рис. 6-4). Как правило, моды разделяют 4—5 фракций. Следовательно, главный компонент породы характеризуется диаметром, превышающим размерность второй моды в 16—32 раза. Аллювиальные грубозернистые осадки в других районах также имеют типичное бимодальное распределение. Примерно 85% паводковых грубозернистых отложений в районах Сан-Габриель и Арройо-Секо (Калифорния) характеризуются бимодальным распределением [165, 168]. Из 23 образцов грубообломочных отложений террас Блэк-Хилс [238] двадцать образцов оказались с бимодальным распределением.

Сделанные наблюдения интерпретированы как свидетельство присутствия двух классов обломков, каждый из которых связан с определенным способом переноса. Адден [320, с. 737] писал, что «... транспортирующая среда ... стремится к переносу и отложению обломков

двух определенных размеров, а не всех подряд. Основной осадок, образованный таким образом, будет содержать избыток преимущественно грубого материала, который транспортируется перекатыванием». Он предполагал, что главная мода приходится на мелкозернистую фракцию, а подчиненная попадает на грубообломочный класс. Обычно наблюдается обратное соотношение.

Фрейзер [90] считал, что одновременное отложение валунов и тонкозернистого песка невозможно, и обращал внимание на то, что скорость потока, несущего валуны диаметром 25 см, должна уменьшиться на 60%, и тогда смогут осаждаться частицы размером 1 мм. Такие резкие перепады скорости маловероятны, и Фрейзер полагал, что в любой конкретный момент река обычно отлагает материал ограниченной размерности и что тонкий материал среди грубозернистого появляется в результате последующего заполнения. Такая же точка зрения высказывалась исследователями грубообломочных отложений р. Пиав в Италии [57]. Пламли [238] также считал мелкозернистые отложения, составляющие вторую моду, в большинстве случаев захваченным материалом, заполняющим пустоты в основной массе грубообломочных пород. Для подтверждения своих взглядов он отмечал, что если вообразить шарики двух размеров (причем мелкие могли бы помещаться в пространстве между крупными), то в этом случае мелкая фракция составит от 22 до 32% породы по массе, в зависимости от плотности упаковки. Поскольку естественные грубообломочные отложения содержат в среднем 20% фракций второй моды, вполне вероятно, что эти фракции и есть захваченный тонкозернистый материал. Принимая во внимание отклонение галек от сферической формы, варьирующий размер двух рассматриваемых фракций и беспорядочную упаковку, можно констатировать удивительное совпадение теоретической модели и наблюдаемого явления.

Конечно, не исключена возможность, что бимодальное распределение объясняется техникой опробования, при которой отобранный образец представляет два различных слоя, каждый из которых характеризуется своим классом обломков [9, с. 118—124]. Однако, как правило, бимодальный характер кривой не вызывается искусственными причинами, например методом опробования, на что указывает такое же распределение зерен в образцах, отобранных из определенно единых слоев. Возможно, что оба класса обломочных частиц отлагаются в один и тот же этап осадконакопления.

Бимодальное распределение — всего лишь особый случай, демонстрирующий смешение двух классов, отстоящих достаточно далеко друг от друга, для того чтобы проявились две моды. Там, где различие между ними незначительное, устанавливается одна мода. Однако кривая суммарного анализа четко асимметрична, а распределение заметно отходит от логнормального. Постоянно крепнущая уверенность, что многие распределения отражают суммарный эффект присутствия двух или трех подклассов обломочных зерен, объясняет попытки связать образование этих подклассов с различными видами транспортировки осадка и перейти от особого случая проявления бимодальности к общему, рассматривающему распределение в большинстве осадочных пород.

Многие авторы признавали сложную природу распределения обломочных зерен по размеру и делали попытки связать его с изменяющимися условиями переноса [67, 113, 112]. Значительный шаг в этом направлении сделал Мосс [217, 216, 218]. Он выделил три подкласса,

связанные с различными процессами осадконакопления. Эти подклассы распознаются на кумулятивной кривой. Основная часть распределения находится между 20 и 80%. Эта часть осадка образуется в результате сальтации. Грубозернистый «хвост» распределения отлагается при волочении обломков, а тонкозернистый «хвост» распределения слагают материалы, отлагающиеся из суспензии и западающие в промежутки между основными обломочными компонентами. По наблюдениям Мосса [216], в грубообломочных речных отложениях основная часть осадка сложена фракциями волочения. Эти отложения характеризуются бимодальным распределением.

Основной вклад в изучение взаимосвязи подклассов обломков и гидродинамических условий в настоящее время сделал Вишер [324]. Он предположил, что гранулометрические кривые всех обломочных отложений отражают суммарный эффект присутствия трех классов, образовавшихся при волочении, сальтации и отложении из суспензии, что каждый класс характеризуется логнормальным распределением и, следовательно, графиком в виде отрезков прямых в вероятностном масштабе (использующим логарифм диаметра или φ-единицы) (см. рис. 3-15). Такие соотношения преобладают примерно в двух тысячах гранулометрических анализов, представляющих различные условия осадконакопления.

Какая связь существует между формой гранулометрической кривой, т. е. относительным содержанием и характером компонентов осадка и условиями осадконакопления, выраженными через обычные геоморфологические понятия? Вишер считал, что параметры отдельных кумулятивных кривых могут служить основанием для фациальных реконструкций, но предупреждал, что «любая попытка определить точные пределы наклона и перегиба кривой или процентное содержание трех основных классов для определенных условий осадконакопления будет безрезультатной».

В заключение следует сказать, что некоторые попытки установить смысл гранулометрических кривых для обломочных отложений оказались достаточно успешными. Гидродинамические факторы до некоторой степени сопоставимы с геоморфологической обстановкой. В определенных условиях может преобладать определенный процесс, который будет второстепенным в других условиях.

Распределение обломочных зерен и восстановление условий осадконакопления

Адден считал, что размер обломочных зерен в осадке определяется гидродинамическими условиями, преобладавшими в момент его отложения. Из этого следует, что если древние отложения образовались в условиях, похожих на сегодняшние, то анализ современных осадков позволит установить гранулометрические характеристики каждого типа, что в свою очередь можно использовать для выяснения происхождения древних отложений. В соответствии с этим Адден выполнил множество «механических анализов» состава отложений, особенно эоловых, и опубликовал [320] результаты более 350 таких анализов вместе с заключением об определенных «законах», по которым происходит распределение механического состава обломочных отложений. С целью расширения данных Аддена, Уэнтуэрт [337] опубликовал более 800 результатов анализов, представленных в графическом виде. Изучение гистограмм Уэнтуэрта показывает, что графические изображения отложений

из различных осадочных обстановок отличаются. Наиболее существенное различие наблюдается, например, между ледниковыми тиллями и пляжевыми песками. С другой стороны, совершенно различные осадки очень похожи по механическому составу, например пески пляжей и дюн.

Трудности определения тесно связанных условий осадконакопления или агентов отложения осадков по результатам гранулометрического анализа или графических построений не остановили поиск исследователей. Келлер [143] воспользовался количественным отношением показателей двух классов, соседних с модальными, и ввел отношение $F:C$ для распознавания эоловых и пляжевых песков; этот коэффициент является приближенной мерой симметрии. После работы Келлера некоторые исследователи применили более сложный подход к использованию одного или нескольких гранулометрических параметров для распознавания речных, пляжевых и дюнных песков. Фридман [93, 92, 94] пытался различать пляжевые и дюнные пески построением графика зависимости симметрии от среднего, симметрии и стандартного отклонения для разделения речных и пляжевых песков (рис. 3-16). Аналогичный подход других исследователей [209] дал результат, подтверждающий выводы Фридмана. Некоторые седиментологи строили диаграммы рассеяния, основанные на двух переменных. Например, Пассега [231, 230] и Булл [35] сопоставляли на графиках первую персентиль C (обычно наиболее крупный размер) со средним размером M. Авторы полагали, что определенный тип диаграммы CM указывал на процесс или способ осадконакопления. Например, Пасега считал, что на диаграмме CM можно различать отложения турбидитов и обычных потоков.

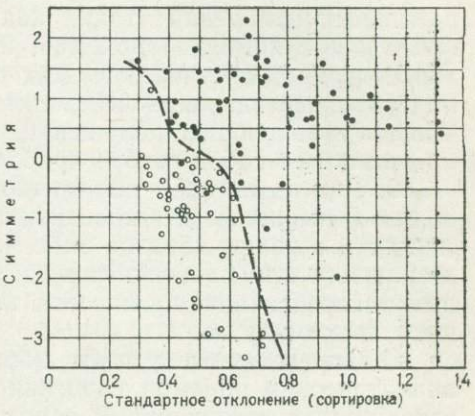


Рис. 3-16. График зависимости между третьим моментом (симметрия) и стандартным отклонением в Ф-масштабе для речных и пляжевых песков. По Фридману [92].

Залитые кружочки обозначают образцы речных отложений

Гранулометрические параметры в различных комбинациях для восстановления условий осадконакопления были использованы многими исследователями [203, 99, 275, 151, 69, 295, 36]. Не всем им удалось успешно различать условия накопления песчаных отложений с помощью указанной методики. В некоторых случаях построения были безуспешными, в других — на диаграммах рассеяния наблюдались значительные перекрытия, т. е. полученные результаты были неоднозначными.

В усложненных методиках применяются одновременно более двух переменных. Такая техника дискриминантного анализа была опробована Саху [269, 268]. Клован [149] применил факторный анализ к отложениям залива Баратария, Луизиана, для того чтобы выделить факторы, связанные с обычными процессами: прибоем, донными течениями и осаждением в спокойной воде.

В заключение можно сказать, что попытки увязать гранулометрическое распределение с условием накопления осадка имели частичный

успех. Отчасти отрицательные результаты можно объяснить предположением, что гранулометрическая кривая носит полностью гидродинамическую природу, а каждая среда осадконакопления характеризуется различными гидродинамическими режимами. Ни одно из предположений не является полностью исчерпывающим. Влияние источника сноса (т. е. параметры размерности отложений, попадающих в осадочную обстановку) вероятно никогда не получит всеобъемлющей оценки. Помимо этого, один и тот же гидродинамический процесс может проходить в различных условиях осадконакопления. Иначе говоря, гидродинамические условия и условия осадконакопления, определяемые обычными геоморфологическими понятиями, могут не совпадать [295].

Заключение. 1. Отдельные обломки можно исследовать с помощью различных измерений (таких как взвешивание или определение объема), или с помощью приемов, применимых к скоплениям обломков (просеивание, отмучивание или газовая адсорбция). Все результаты подобных исследований переводятся в значение «диаметра» зерна с помощью упрощающих допущений, многие из которых в лучшем случае представляют собой грубое приближение.

2. Распределение обломочного материала, определенное таким образом, выражается в процентном содержании классов различной размерности в целом образце либо на основании массы материала в каждом классе или по количеству зерен в соответствующих классах. Кривые распределения по массе и количеству зерен значительно отличаются друг от друга.

3. Определенные успехи достигнуты в применении стандартных аналитических приемов изучения рыхлых осадков, главным образом современных отложений. В основном эти приемы неприменимы к консолидированным древним породам и, следовательно, их применение ограничено. Ограничена также применимость выводов, сделанных по результатам изучения современных отложений, особенно по различию нескольких осадочных обстановок по структурным параметрам.

4. Еще одно серьезное ограничение исследования гранулометрического состава — влияние диагенетических изменений на первоначальный характер распределения. Эти изменения происходят за счет жизнедеятельности организмов, распада основных крупных компонентов, перекристаллизации и других процессов, коренным образом изменяющих первоначальное распределение зерен по размеру. Аналогичный эффект оказывают аналитические методы дробления и диспергирования, которые предшествуют седиментационному анализу. Распределение размерности в глинистых породах зависит от влияния диагенетических факторов и процедуры исследований. Поэтому основное внимание было уделено изучению характера распределения зерен в песчаниках, менее подверженных влиянию вышеупомянутых факторов.

5. Остается спорным следующее положение: указывает ли тип распределения зернистости на какой-нибудь определенный способ накопления или условия седиментации? Если даже это и так, то использовать полученные данные для интерпретации условий осадконакопления древних литифицированных отложений практически невозможно.

6. Короче говоря, несмотря на многочисленные публикации и продолжительные работы, направленные на формулирование определения размерности, измерение размера и подсчет параметров распределения, практический результат на пути решения геологических вопросов неудовлетворительный и непропорционально мал по сравнению с затраченными усилиями.

7. Однако определенные выводы по гранулометрии отложений можно сделать даже для полностью литифицированных пород. Сюда относятся замер и картирование максимального размера гальки в конгломератах, установление фенокластов (крупных обломков, указывающих на неотсортированность материала) и, конечно, данные о характере строения породы, не являющиеся, строго говоря, показателями размерности, но имеющие геологическое значение. К ним относятся форма, окатанность, характер поверхности зерен и, конечно, состав породы.

Форма и окатанность

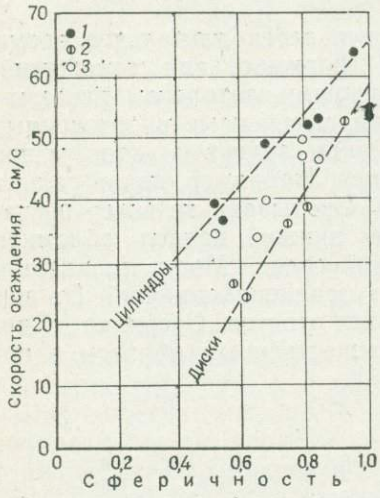
Форма и окатанность гальки и песчаных зерен длительное время применялись для расшифровки истории формирования отложений, в которых они присутствуют. Даже начинающим литологам известны причудливые формы выветривания и гальки, иссеченные и обточенные ветром или обработанные ледником. Влияние других агентов менее заметно и вызывает противоречивые суждения. Например, какая галька более уплощенная, пляжевая или речная? Окатывает ли ветер песчаные зерна эффективнее, чем вода? Каков нижний предел обломков (если он существует), окатываемых в водной среде? Могут ли кварцевые зерна стать окатанными за один цикл осадконакопления? На подобные вопросы до сих пор нет убедительных ответов. Очевидно, однозначный ответ помог бы исследователям существенным образом в интерпретации истории образования отложений.

Форма

Формы предметов можно классифицировать несколькими способами. Из геометрии известны определения таких правильных форм, как куб, призма, шар, цилиндр и конус. Аналогичным образом в кристаллографии существует классификация твердых тел, ограниченных плоскими поверхностями. Ни одна из названных систем для характеристики формы осадочных обломков недостаточна. В лучшем случае форма гальки только примерно повторяет правильные геометрические контуры. Можно применять термины, указывающие на сходство, такие как призматическая, бипирамидальная, пирамидальная, клиноподобная или параллельно-таблитчатая формы [342]. Но такая классификация представляет собой только качественное описание и, как правило, не имеет прямого отношения к поведению указанных предметов в процессе переноса. Вместо нее требуется количественный показатель формы, поддающийся математическому или графическому анализу, используя который можно построить кривые распределения формы или его частоты. Однако даже определенные четкие формы не удается определить простыми численными показателями. К ним относятся кристаллические формы некоторых обломочных тяжелых минералов и диагностически важные изогнутые формы, типичные для обломков вулканического стекла (осколки в туфах и туфогенных отложениях). Характерную форму пород, источенных ветром (монограннников и трехгранников) [33, 347], осколков грубозернистых пород, образованных временными водотоками [30], и сглаженных ледниковых валунов [326] не удается выразить простым численным показателем. Тем не менее по ряду соображений оправдано применение количественного или числового показателей

формы, для разработки которых выполнен большой объем исследований.

Для оценки количественных показателей формы необходимо выбрать стандарт, которым служит шар. Дело не только в том, что в результате длительной абразии обломочные зерна многих пород и минералов принимают форму шара или приближенную к нему, шар обладает некоторыми исключительными свойствами, которые делают его приемлемым стандартом. Из всех возможных форм шар обладает минимальной площадью поверхности для данного объема. Благодаря этому свойству шар имеет максимальную скорость осаждения из раствора, в котором смешаны частицы всевозможной формы, объема и



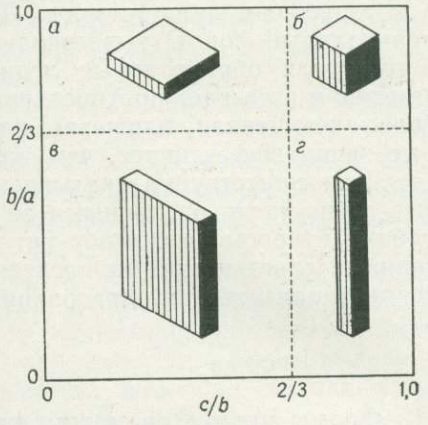


Рис. 3-17. Соотношения между формой и скоростью осаждения. По Крамбейну [169].
1 — цилиндры, *2* — диски, *3* — другие формы

Рис. 3-18. Классификация кальки по форме, предложенная Зингом.
Обратите внимание на то, что все указанные формы частиц (прямоугольные параллелепипеды) обладают одной и той же окатанностью (0), но все имеют разную форму: *а* — уплощенная или таблитчатая; *б* — равноосная; *в* — трехосная (параллелепипедальная); *г* — удлиненная

плотности [169] (рис. 3-17). Следовательно, при переносе в форме суспензии более сферичные частицы будут отделяться от других частиц того же размера и плотности, но обладающих менее сферичной формой.

В идеальном случае такое свойство обломка, как сферичность, определяется отношением s/S, где s — поверхностная площадь сферы того же объема, что и рассматриваемый обломок, и S — фактическая площадь его поверхности. Для шара это отношение равно единице, для других обломочных частиц оно будет меньше единицы. Поскольку измерение поверхностной площади неправильного обломка представляет трудную задачу, сферичность приблизительно определяется соотношением d_n/D_s, где d_n — диаметр сферы того же объема, что и обломок, и D_s — диаметр описывающей сферы, обычно ее длинный диаметр [328].

В образцах песка или гравия каждая частица или обломок характеризуются своим значением сферичности. Часть обломков, однако, может иметь дискообразную форму, они могут быть уплощенными или

вытянутыми по двум осям и укороченными по третьей. Некоторые обломки вытянуты только по одной оси и имеют продолговатую или цилиндрическую форму. Обе формы характеризуются низкой сферичностью. По коэффициенту сферичности различить эти формы невозможно. Однако при некоторых исследованиях, например при изучении строения грубообломочных отложений, делать такие различия очень важно.

В связи с этим были предложены другие показатели формы. Все они связаны с определением и измерением нескольких «диаметров» обломка и выбором одного или нескольких соотношений для характеристики формы.

Зинг [353] для характеристики четырех классов по форме применил соотношения b/a и c/b (где a, b и c соответственно длина, ширина и толщина обломка, рис. 3-18, табл. 3-8).

Таблица 3-8

Классы обломков по форме. По Зингу

Номер класса	b/a	c/b	Форма
I	$>2/3$	$<2/3$	Уплощенная (дискообразная)
II	$>2/3$	$>2/3$	Равноосная (сферическая)
III	$<2/3$	$<2/3$	Трехосная (параллелепипедальная)
IV	$<2/3$	$>2/3$	Удлиненная (цилиндрическая)

Это следующие классы обломочных зерен: уплощенные, удлиненные, трехосные и равноосные, положения которых на графике коэффициента сферичности Уодела показаны на рис. 3-19.

Предлагались и другие показатели, характеризующие уплощенность или вытянутость обломка. Они рассмотрены в многочисленных публикациях [154; 153, с. 138—147, 161—178; 80, 124, 43]. Снид и Фолк [294] предложили поправку к определению Зинга — Уодела и дали следующую формулу для определения максимального коэффициента сферичности $(c^2a^{-1}b^{-1})^{1/3}$, которая, по данным авторов, больше соответствует наблюдаемой скорости осаждения, чем коэффициент сферичности Уодела.

Практические трудности применения методов измерения и выражения формы или сферичности заключаются в том, что они связаны с измерениями, которые можно проводить на гальках, не связанных матриксом, и затруднены или практически невозможны в применении к песчаным зернам или литифицированным грубообломочным породам и песчаникам. Тем не менее процессы, обусловливающие форму гальки и геологическое значение этого показателя, необходимо изучать. Гальку можно извлечь из древних отложений, и этот возможный путь изучения породы не следует забывать.

Что сейчас можно сказать о геологической значимости формы гальки или песчаного зерна? Форма кварцевых зерен песков изменчива. Наблюдается тенденция зерен приобрести форму, приближенную к сферической. Однако даже в наиболее зрелых песках кварцевые зерна обнаруживают несколько удлиненную форму, соотношение длинной и короткой осей колеблется от 1,0 до 2,5, приближаясь в основном к 1,5. Уэйланд [332] отметил тенденцию обломочного кварца к удлинению по оси c и связывал это явление с неравномерным истиранием,

объясняемым небольшими различиями в значениях твердости по разным кристаллографическим направлениям. Удлинение кварцевых зерен параллельно оси *c* (рис. 3-20) наблюдалось некоторыми исследователями [128] в изверженных и метаморфических породах, даже в гранитах, являющихся источником образования отложений. Следовательно, окончательная форма обломочного зерна в значительной степени определяется его первоначальный формой. Лабораторные исследования показали [22, 218], что кварц обладает слабой призматической и ромбоидальной спайностью, поэтому зерна, образующиеся при растрески-

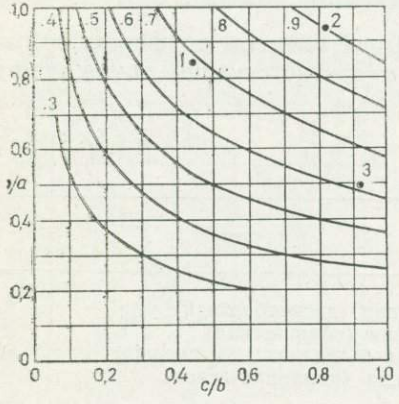


Рис. 3-19. Соотношения между сферичностью и коэффициентами формы, по Зингу.
Кривые соответствуют линиям равной сферичности. Точки 1 и 3 попадают в один класс сферичности (0,6—0,7), хотя форма обломка, соответствующего точке 1, уплощенная, а точке 3 — удлиненная

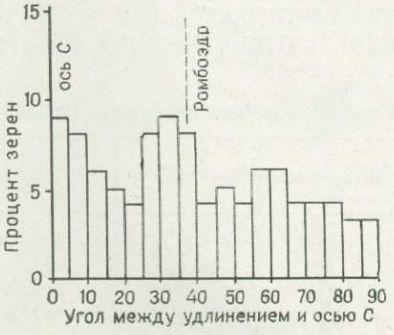


Рис. 3-20. Гистограмма соотношения между удлинением и кристаллографическими направлениями в первичных зернах кварца из хлоритового сланца. По Ингерсону и Рамиду [128]

вании, оказываются удлиненными параллельно оси *c* или под незначительным углом к ней; это явление отмечалось и ранее [314]. Таким образом, форма зерен обломочного кварца в основном объясняется его первоначальной формой или характером трещиноватости. Некоторые исследователи предполагали, что зерна кварца метаморфических пород более удлиненной формы, чем зерна изверженных пород [175] и что по этому признаку можно различать обломочный кварц из этих источников [23]. Последующие исследования [21] не подтверждают это предположение.

Считается, что форма галек также в значительной степени предопределяется первоначальной формой обломка, которая в некоторых случаях зависит от текстуры породы. Однако нельзя отрицать, что под влиянием некоторых геологических процессов форма гальки изменяется, и можно наблюдать такие следы их деятельности, как, например, эоловая обработка песком или воздействие льда. Справедливо ли это наблюдение для пляжей, где, по данным некоторых исследователей, галька, обработанная прибоем, более плоская, чем речная? Одни исследователи поддерживают эту точку зрения — другие опровергают [188, 335, 184, 107] (рис. 3-21 и 3-22). Некоторые исследователи в результате лабораторного изучения и полевых наблюдений приходят к выводу, что процессы механического истирания, происходящие на пляже, очень слабо влияют на уплощенность гальки [184, с. 37]. Однако вполь-

не возможно, что сортировка грубообломочного материала происходит таким образом, что уплощенная галька накапливается на пляжах, эту точку зрения развивал Ландон [188]. В некоторой степени этот вывод получил развитие в работе Хамберта [125, с. 36], который установил смещение уплощенной гальки вниз по пляжу и отставание от нее гальки сферической формы. Это не значит, что абразия совсем не видоизменяет сферичность обломков. Однако большинство опубликованных работ показывает, что это преобразование незначительно и, вероятно, многие изменения, наблюдаемые вниз по течению, вызваны скорее от-

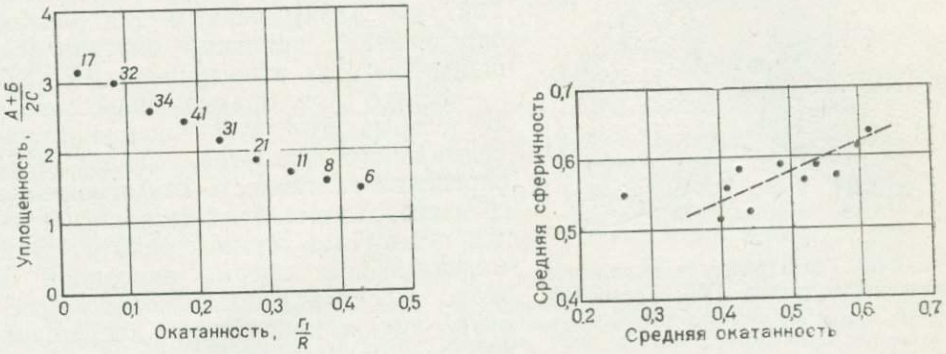


Рис. 3-21. График соотношения между окатанностью и уплощенностью, построен по результатам измерений 201 гальки, пляж Нантакет, штат Массачусетс, США. По Уэнтуэрту [334].

Для упрощения гальки объединяются в подгруппы и каждая точка соответствует среднему положению гальки в определенной группе. Цифра рядом с точкой показывает количество образцов в каждой группе. Из графика видно, что с увеличением окатанности, уплощенность уменьшается

Рис. 3-22. Соотношение сферичности и окатанности галек риолита (24—75 мм), отобранных на пляже озера Верхнее. По Грогану [107].

Поскольку хорошо окатанные гальки обладают большей сферичностью, следует вывод, что длительная абразия на пляже приводит к увеличению сферичности, а следовательно, к уменьшению уплощенности

бором по форме, чем ее преобразованием. Эта точка зрения получила развитие в ряде работ [264, 238, 294, 124, 322, 57]. Однако Добкинс и Фолк [66], изучавшие и измерявшие сферичность и окатанность большого числа галек из рек и пляжей о. Таити, установили, что пляжевая галька обладает максимальной окатанностью и минимальной сферичностью, более плоская, чем грубообломочные отложения в реках, переносящих материал того же состава.

Эти наблюдения позволяют предположить, что форма обломков — важный фактор в процессе осадконакопления; она реагирует на влияние потока. Некоторые исследователи установили тесную связь между сферичностью, или показателем формы, и скоростью осаждения [167; 294, рис. 4] (см. рис. 3-17). Лабораторные исследования Бриггса и других [31] показали, что форма зерна так же важна, как и плотность (по влиянию на скорость осаждения различных типов тяжелых минералов). Несомненно, поведение песчаных зерен и гальки в потоке существенно отличается для их различных форм. Равноосные зерна по определению не могут обладать направленной ориентировкой, обломки в виде уплощенных дисков образуют чешуйчатую текстуру, а расположение удлиненных форм совершенно иное (см. рис. 3-31).

Окатанность

Окатанность характеризует остроту краев и углов обломочных отложений, она не зависит от формы. Некоторые прямоугольные геометрические формы — куб, пластина, призма и тому подобные (см. рис. 3-18) — обладают острыми углами и их радиусы кривизны равны нулю. Тем не менее они отличаются друг от друга по форме (а следовательно, и по сферичности). Однако термин окатанность в литературе используется как по назначению, так и во многих случаях отождествляется с формой [264]. Различие между этими терминами фундаментально и его не следует забывать. Уэнтуэрт [332] первым дал четкое определение понятия окатанности, определив его отношением r_i/R, где r_i — радиус дуги, описывающей наиболее острый угол, а R — половина максимального диаметра. Уодел [327] определял окатанность как отношение среднего радиуса дуги нескольких углов и выступов зерна к радиусу дуги максимальной сферы, вписанной в зерно. Поскольку практически применять такой показатель достаточно сложно, представляется целесообразным оперировать двухразмерной фигурой, т. е. сечением или проекцией изучаемой частицы или обломка, а не собственно трехмерным предметом. В этом случае окатанность определяется как средний радиус дуг, вписанных в углы проекции зерна, разделенный на радиус максимальной вписанной окружности (рис. 3-23). Математическое выражение для окатанности следующее:

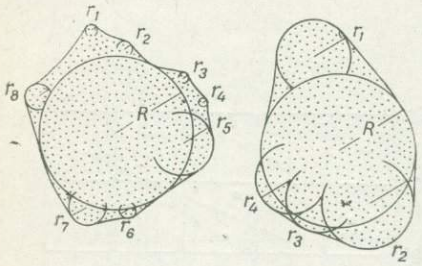


Рис. 3-23. Геометрическое выражение окатанности гальки. По Крамбейну [165]

$$P_{\text{rho}} = \frac{\sum \left(\frac{r_i}{R} \right)}{N},$$

где r_i — конкретные радиусы углов, N — число углов и R — радиус максимальной вписанной окружности. При таком определении шар имеет как окатанность, так и сферичность, равные единице. Однако другие несферичные предметы могут иметь окатанность, равную единице; например, тело в виде капсулы, представляющее собой цилиндр, ограниченный с торцов двумя полушариями. Различные исследователи предлагали свои уточненные определения окатанности, рассмотренные в ряде работ [154, с. 147—161; 124, с. 11—15; 243, с. 138—142].

Как уже указывалось, термин окатанность применяется довольно свободно. Такие понятия как окатанный, полуокатанный, полууглова тый и угловатый также являются терминами свободного пользования. Для того чтобы эти понятия имели более точное значение, они были переведены в количественные термины, по аналогии с более точными определениями размерности обломочных зерен. В большинстве таких работ применяются показатели окатанности Уодела [265, 85]. Выделяемые классы неравны (табл. 3-9). Петтиджон пересмотрел границы классов таким образом, чтобы их середины примерно образовывали геометрическую прогрессию. Пауэрс [242] определил и назвал шесть степеней окатанности (вместо пяти) таким образом, что границы классов достаточно приближаются к геометри-

ческой шкале $\sqrt{2}$. Фолк [85] по аналогии со шкалой φ — размерности Крамбейна [163] назвал шкалу окатанности ρ-шкалой.

Степени окатанности по Петтиджону, приведенные в табл. 3-9 и изображенные на рис. 3-24, следующие.

Угловатые (0—0,15) — очень незначительные следы обработки, края и углы острые, второстепенные углы (мелкие выступы на контуре зерна помимо главных) многочисленные и острые.

Таблица 3-9

Степени окатанности обломков

Определение окатанности	Рассел и Тейлор		Петтиджон, настоящее издание	
	Границы класса	Среднее*	Границы класса	Среднее**
Угловатые	0—0,15	0,075	0—0,15	0,125
Полууглова́тые	0,15—0,30	0,225	0,15—0,25	0,200
Полуокатанные	0,30—0,50	0,400	0,25—0,40	0,315
Окатанные	0,50—0,70	0,600	0,40—0,60	0,500
Хорошо окатанные	0,70—1,00	0,850	0,60—1,00	0,800

* Среднеарифметическое.

** Среднегеометрическое (приблизительно), за исключением класса угловатых обломков. Большинство частиц, даже свежеотколотых, обладает определенной окатанностью, редко меньше 0,10. Следовательно, на практике нижний предел угловатых зерен не равен нулю, поэтому среднее в этом классе, вероятно, около 0,125.

Полууглова́тые (0,15—0,25) — определенные следы обработки, края и углы окатаны в некоторой степени, многочисленные второстепенные углы (10—20), хотя в меньшем количестве, чем в классе угловатых зерен.

Полуокатанные (0,25—0,40) — значительные следы обработки, края и углы округлены, второстепенные углы значительно сглажены, число их не превышает 5—10. Площадь первичных граней сокращена, первоначальные углы между ними сглажены, но еще заметны.

Окатанные (0,40—0,60) — первоначальные грани почти полностью исчезли, сохраняются некоторые относительно плоские поверхности. Между сохранившимися гранями тупые углы, все первичные края и углы сглажены до плавных кривых, второстепенные углы в явном меньшинстве (0—5). При окатанности 0,60 все второстепенные углы исчезают. Первоначальная форма зерна еще угадывается.



Рис. 3-24. Классы окатанности гальки:
а — угловатая; *б* — полууглова́тая; *в* — полуокатанная; *г* — окатанная; *д* — хорошо окатанная

Хорошо окатанные (0,60—1,00) — не сохраняют первоначальные грани, края или углы, поверхность целиком состоит из обширных выпуклостей, плоских участков нет, второстепенных углов нет. Первоначальная форма обломка предполагается по настоящей форме зерна.

Каково геологическое значение окатанности и какую пользу этот параметр может иметь для определения расстояния, направления и скорости переноса осадочных частиц? Начиная с работ Дебре [62], многие исследователи пытались дать ответ на эти вопросы с помощью полевых и лабораторных исследований. Проведенные работы показали,

что окатанность увеличивается резко в начале переноса, а затем изменение этого показателя с расстоянием происходит постепенно (рис. 3-25, 3-26). Это наблюдение, сделанное сначалом Дебре, получило четкое количественное подтверждение в работах Уэнтуэрта [335, 333, 334]. На долю Крамбейна [167] выпало сформулировать наблюдаемые взаимоотношения в математической форме. Он отмечал, что степень



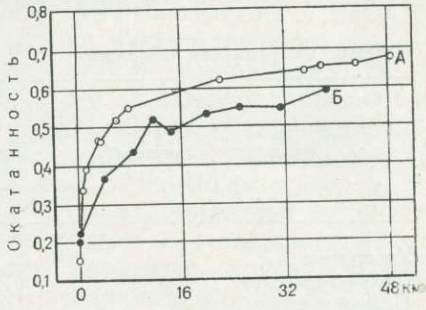


Рис. 3-25. Изменение размера (по массе), окатанности и сферичности обломков известняка в зависимости от расстояния переноса по экспериментальным данным. По Крамбейну [167]

Рис. 3-26. Соотношение между окатанностью известковой гальки и расстоянием переноса в водотоках, район Бэлк-Хилс, штат Южная Дакота, США. По Пламли [238]
А — ручей Рашид-Крик; *Б* — ручей Батл-Крик

изменения окатанности является функцией разности между окатанностью в любой точке и неким значением предельной окатанности, показателем, в определенной степени зависящим от материала и гидрологического режима конкретного потока или пляжа. Эту зависимость можно выразить формулой

$$P = P_L(1 - e^{kx}),$$

где P — окатанность в любой точке, P_L — предельная окатанность, x — расстояние и k — коэффициент окатанности. Это уравнение удовлетворяет как лабораторным, так и полевым наблюдениям [165, 168] (рис. 3-27).

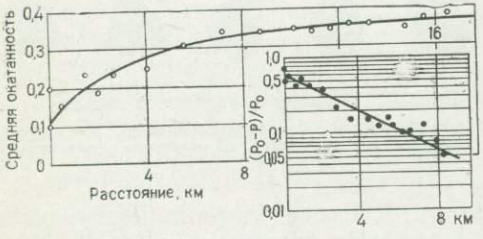


Рис. 3-27. Изменение окатанности гальки по ручью Арройо-Секо, Калифорния. По Крамбейну [168].

Галька гранодиоритов, размером 16—32 мм. На врезке показан график зависимости $(P_0—P)/P_0$ от расстояния, где P — окатанность в любой точке и P_0 — предельное значение окатанности

Результаты последующих лабораторных исследований Крамбейна [167, с. 482] и работ Пламли, посвященных грубообломочным отложениям русел Блэк-Хилс [238, с. 566], заставили усомниться в справедливости уравнения Крамбейна. Процесс окатывания оказался более сложным. Пламли пришел к выводу, что изменение окатанности с расстоянием пропорционально не только разности между окатанностью в данной точке и предельной окатанностью, но также зависит от расстояния транспортировки.

Каково бы ни было точное выражение уравнения окатанности, получено ли оно экспериментально при истирании обломков в шаровой мельнице или из наблюдений за природными потоками, окатанность

во времени (расстоянии) растет вначале быстро, а затем медленно. Вероятно, существует предельное значение окатанности, отчасти связанное с составом обломков (например, для кремня оно ниже, чем для кварца или известняка) [294]. Более того, окатывание крупных обломков происходит быстрее. На какое расстояние должна переноситься галька, чтобы стать хорошо окатанной (0,60)? Лабораторные и полевые исследования не дают точного ответа на вопрос, но позволяют предположить примерный порядок цифр. Изменение куба до шара диаметром, равным стороне куба, связано с потерей около 47,5% первоначального объема или массы. Следовательно, можно предположить, что потеря одной трети или половины массы приведет к максимальной окатанности обломка, и дальнейшее сокращение размера не будет сопровождаться увеличением окатанности. Как видно из данных Крамбейна [167], потеря одной трети массы связана с образованием обломка окатанностью около 0,60 (хорошо окатанного). Дальнейшая потеря массы не приводит к значительному изменению окатанности. Обломок известняка достигает такой окатанности через 11,2 км. Принимая цифры Дебре (от 0,001 до 0,004 части массы теряется гранитной галькой на один километр переноса), можно рассчитать, что для хорошей окатанности (т. е. потери одной трети первоначальной массы) потребуется перенести ее на расстояние от 84 до 333 км. Расчет, несмотря на свою приближенность, дает, вероятно, правильный порядок цифр.

Кюнен [179], проводивший эксперименты по изучению переноса грубообломочного материала в круговом лотке, установил, что обломок известняка становится хорошо окатанным при переносе на 50 км, обломок габбро теряет 35—40% массы на расстоянии 140 км. Обломок жильного кварца теряет 0,001 массы на 1 км переноса и, следовательно, будет хорошо окатан через 300 км.

Пламли [238] установил, что известняковая галька в двух водотоках Блэк-Хилс становится хорошо окатанной (0,60) на расстоянии 18 и 37 км соответственно (см. рис. 3-26). Галька кварцитов в грубообломочных отложениях нагорья Брандивайн (штат Мэриленд, США) характеризуется окатанностью 0,59 [274]. Ближайшее поднятие, откуда мог поступать обломочный материал, находится на расстоянии 72 км. Кварц в грубообломочных отложениях р. Колорадо (штат Техас, США) приобрел хорошую окатанность менее чем через 161 км. Известняковые гальки достигают максимальной окатанности до слияния притока с главным руслом [294]. Эти результаты подтверждены исследованиями гранитных галек в р. Дунаец (Польша), достигающих максимальной окатанности на расстоянии 125 км [322], и наблюдением, что в р. Пиав (Италия) происходит быстрое окатывание гальки известняков и кварца, после чего степень ее окатанности не изменяется на значительном расстоянии по течению [57].

Поскольку известно, что высокая степень окатанности отвечает уже первым километрам переноса, очевидно, угловатые или полуугловатые обмотки переносились потоком на расстояние в единицы километров, максимально на 16—24 км. Более того, за исключением ближайших к источникам сноса участков, окатанность обломков почти не меняется или мало изменяется в региональном плане, что серьезно ограничивает применение этого параметра для восстановления палеопотоков.

Хорошо известно, что галька пляжевых отложений окатана, но ее окатанность еще труднее связать с расстоянием переноса (см. рис. 3-22). Можно только утверждать, что после выноса грубообломоч-

ных отложений из области размыва они становятся более окатанными. На пляжах, так же как и в реках, должен существовать лимит окатанности.

Полевые и лабораторные данные показывают, что окатывание песчаных зерен происходит очень медленно по сравнению с окатыванием грубых обломков. Дебре [62] установил, что песчаные зерна теряют 0,0001 часть своей массы при переносе на 1 км. Тайл [309] провел эксперименты с истиранием кварцевого песка, которые показали, что после 100 часов обработки в мельнице образец теряет 22% массы, что эквивалентно переносу на расстояние 8 тыс. км. В среднем это меньше, чем 0,0001 часть на 1,6 км переноса. Маршалл [200] показал, что для зерен диаметром 2—3 мм потеря массы на 1,6 км составляет 0,0005. Кюнен [182] применил для исследований лоток вместо вращающегося барабана и установил, что потери песчаных зерен составляют еще меньшую величину. Кварцевые зерна теряют всего лишь один процент массы при переносе на 10 тыс. км [180]. Эта потеря настолько незначительная, что окатанность обломков практически не устанавливается. Поскольку расстояние переноса в большинстве русел не превышает 1 тыс. км, в потоках песчаные зерна не окатываются, если допускать, что лабораторные данные верны.

Как показывают экспериментальные работы Кюнена [183], эоловые процессы значительно эффективнее влияют на окатывание песчаных зерен; на одинаковом расстоянии потеря массы кварцевым зерном превышает цифры окатанности для водного переноса в 100 или 1000 раз. Обломки кварца кубической формы обтачиваются ветром до идеальной сферической формы. Из лабораторных исследований Кюнена можно сделать вывод, что водный перенос совершенно не окатывает зерна кварца или полевых шпатов. Абразионные процессы, происходящие на пляжах, вероятно, более эффективны, но вряд ли они в значительной степени влияют на окатанность песчаных зерен. Эоловые процессы являются мощным механизмом истирания песчаных зерен диаметром до 0,1 мм и не оказывают практического влияния на обломки размером менее 0,05 мм. Следовательно, появление в разрезе окатанных песков считается указанием на участие в их образовании эоловых процессов.

Эффективность процессов, происходящих на пляже, еще не получила полной оценки. Фолк [86], наблюдая чередование песчаников, сложенных плохо окатанными и хорошо окатанными кварцевыми зернами в кварцитах свиты Тускарора (силур) в Западной Виргинии (США), объяснял образование хорошо окатанного материала деятельностью прибоя. Некоторые авторы [304, с. 412] подсчитали, что расстояние переноса обломочного материала в приливных эстуариях достаточно для окатывания кварцевых зерен даже при том низком процессе потери массы, который установил Кюнен.

Полевые наблюдения подтверждают результаты лабораторных исследований. В классической работе Рассела и Тейлора [265] показано, что окатанность песка, переносимого р. Миссисипи между Кейром (штат Иллинойс, США) и Мексиканским заливом (расстояние около 1770 км), явно уменьшается вниз по течению. Авторы пришли к заключению, что поток не окатывает обломочных зерен, а уменьшение окатанности вызвано увеличением степени дробления обломков. Наблюдается перепад окатанности на расстоянии 1770 км от 0,24 до 0,18, т. е. на 23,5%. С другой стороны, Пламли [238] показал, что окатанность грубозернистого песка (фракция 1,0—1,414 мм) р. Батл-Крик, район Блэк-Хилс (штат Южная Дакота, США) увеличивается с 0,21

до 0,36 (на 71%) на расстоянии всего 64 км. Однако окатанность зерен той же песчаной фракции в р. Чейен (штат Южная Дакота, США) увеличивается с 0,42 до 0,44, едва больше 5% на расстоянии переноса 240 км (рис. 3-28). Кварцевые обломки (0,088—0,250 мм) в песках Рио-Гранде (Аргентина) не обнаруживают существенного различия окатанности на расстоянии более 100 км переноса [205, рис. 16 и 17]. Окатанность песков, перенесенных вдоль берега озера Эри, как и песков в р. Миссисипи, уменьшается вниз по течению [235], что явно связано с сортировкой материала. Поскольку между сферичностью и окатанностью существует прямая зависимость, уменьшению сферичности обломков вниз по течению потока соответствует ухудшение окатанности. Очевидно, что в руслах крупных рек с медленным течением, таких как, например, Миссисипи, преобладает процесс сортировки, и таким образом любое улучшение степени окатанности обломков по течению реки будет замаскировано сортировкой материала в том же направлении. Трудно предположить, что круто падающие горные потоки Блэк-Хилс, переносящие грубообломочный материал, смогут окатывать песчаные зерна, а в реке Миссисипи будет ухудшаться окатанность материала за счет возрастающей степени раздробленности.



Рис. 3-28. Соотношение между окатанностью и расстоянием переноса зерен кварцевого песка фракции 1,0—1,414 мм в водотоках штата Южная Дакота. По Пламли [238].
А — река Чейен, Б — ручей Батл-Крик

Не получила полной оценки роль процессов растворения в формировании окатанности кварцевых зерен. Кюнен [183, с. 448] считал, что она чрезвычайно незначительная, поскольку в противоположном случае растворение должно в первую очередь отражаться на окатанности мельчайших зерен, которые характеризуются на самом деле минимальной окатанностью. В определенных условиях, особенно в некоторых типах почв, наблюдается растворение кварца in situ. В частности, на это явление обращал внимание Крук [51].

Следует иметь в виду, что однажды приобретенная окатанность обломков, особенно кварцевых песков, не исчезает. Более того, кварцевые пески обычно переотлагаются, поэтому окатанность материала в любых конкретных отложениях может быть унаследованной от более ранних стадий переноса. Это положение также справедливо для гальки кварцитов или жильного кварца.

Попытки использовать окатанность песчаных зерен для диагностики условий осадконакопления имели ограниченный успех. По данным некоторых исследователей [17, 331], изучавших современные отложения на побережье района Галф-Костл, обломочный материал из различных обстановок незначительно отличается по степени окатанности.

Структура поверхности

Мелкие или микроскопические черты рельефа поверхности обломочных зерен, не зависящие от их размеров, формы или окатанности, называются структурами поверхности. К ним относятся полировка, образование матовой поверхности, царапины на поверхности

и т. п. Некоторые черты различимы невооруженным глазом, другие видны только под микроскопом, а в некоторых случаях — под электронным микроскопом. Считается, что многие из этих черт имеют генетическое значение [155]. Это положение иллюстрируют царапины на ледниковых валунах. Образование матовой поверхности песчаных зерен объясняется эоловыми процессами.

Песчаные зерна или галька могут унаследовать свою форму и окатанность от более древних отложений различного происхождения, также и частица или обломок наследуют знаки на поверхности. Однако для преобразования этих черт строения необходимы меньшее истирание и значительно меньший перенос, чем для изменения окатанности, формы или размера. Знаки на поверхности зерен или обломков легко наносятся и легко стираются. Например, Уэнтуэрт [334, с. 114] экспериментальным путем определил, что перенос на расстояние 560 м может привести к уничтожению ледниковых царапин с поверхности известняковой гальки без существенного изменения формы. Бонд [24] отмечал, что матовая поверхность песчаных зерен из отложений пустыни Калахари исчезает менее чем через 64 км переноса материала р. Замбези. Наиболее вероятно, что структуры поверхности зерен отражают последний цикл переноса. Но, как и в случае других характеристик, песок смешанного происхождения будет состоять из зерен, обладающих разнообразными поверхностными структурами. Было даже высказано предположение, что на структуры поверхности, образованные за один цикл, могут накладываться структуры последующего цикла [157], таким образом одно зерно может регистрировать несколько эпизодов из своей истории.

Существуют различные структуры поверхности, но их можно объединить в две категории. Один класс выделяется по матовой поверхности или полировке обломка. В другом объединены знаки на поверхности, черты микрорельефа (царапины, ударные щербины и тому подобное).

Полировка и матовая поверхность

Полировка, или глянец, характеризуется блеском поверхности т. е. свойством, связанным с закономерностью отражения света. В результате рассеяния или диффузии света образуется *тусклая* или *матовая* поверхность. На полировку зерен указывают отблески от поверхности. Причина образования полировки или ее отсутствия до конца не понятна. Вполне вероятно, что существует несколько причин.

Полировка может возникать механическим способом, при слабом истирании или износе, в частности, если абразивный материал является тонкозернистым. Так образуется эоловая полировка выходов кварцитов и отдельных обломков (эоловых многогранников). Полировка может возникать за счет отложения стеклоподобной пленки или глазури, той, что известна под названием *пустынный загар*. Хотя происхождение этого образования не выяснено, общепринятым является мнение [190], что пустынный загар образуется за счет воды, присутствующей в породе, испаряющейся под жарким солнцем; вещества, растворенные в воде, выделяются в форме труднорастворимых окислов железа, марганца и кремнезема, смесь которых образует тонкие крепкие оболочки на зернах. Некоторые геологи считают, что хорошо отполированные зерна образуются при пескоструйной обработке. Лаудермилк считал, что некоторые разновидности лишайников аккумулируют

железистые и марганцевые соединения. Рост лишайников прекращается с накоплением этих продуктов, которые переносятся на поверхность гальки кислотами, образующимися при отмирании лишайников; так можно объяснить появление марганцевых оболочек на обломках пород, не содержащих марганец. Процессы испарения и окисления под жарким солнцем пустыни приводят к образованию остатка, слагающего пустынный «загар». Однако Хант [125], отмечая выраженный характер этого явления в аридных районах, считал, что оно может развиваться и в гумидных областях и что значительная часть «загара», наблюдаемого сегодня в пустынях, образовалась ранее в более гумидном климате.

Наиболее совершенная полировка устанавливается на гальках, окруженных глинами, примером которых являются гастролиты, или «желудочные камни» древних рептилий — плезиозавров. Наиболее известны из них гальки из морских меловых глинистых отложений [111, 300]. Хотя об этих образованиях написано очень много, нет единого мнения по поводу происхождения их полировки, которую объясняли эоловой деятельностью, истиранием в желудке животного и уплотнением глинистого матрикса.

Полировка и особенно высшая ее степень — глянец — явления исключительные. У большинства галек поверхность тусклая. Редко бывают хорошо полированы кварцевые зерна. С другой стороны, некоторые песчаные зерна поражают характером поверхности, которую различные исследователи описывали как «матовую» или «морозную» (frosted). Например, такая поверхность наблюдается у хорошо окатанных зерен кварцевых песчаников Сент-Питер (ордовик) в верховьях долины р. Миссисипи. Образование матовой поверхности объяснялось эоловой деятельностью, и Кайе даже картировал это свойство плейстоценовых отложений в Европе, рассматривая его как критерий доледниковой эоловой деятельности. Внешнее ее сходство с поверхностью, образующейся при пескоструйной обработке стекла, подтверждает это теоретическое предположение. Однако последние работы [187, 186, 248] показали, что образование матовой поверхности зерен наиболее вероятно вызывается химической коррозией — обработкой кварцевого зерна слабым раствором плавиковой кислоты за короткий отрезок времени. Кварцевые зерна в карбонатных песчаниках слегка корродируются или частично замещаются карбонатным цементом. Такие зерна, подвергшиеся химической обработке, обладают матовой поверхностью [330], что позволяет предположить их постседиментационное происхождение. Однако Рот [260] считал, что матовая поверхность зерна образуется при первичном разрастании зерна, а не при истирании или растворении.

Как отмечали Кюнен и Педок [187], микрорельеф зерна, вызывающий рассеяние света, и образующаяся при этом матовая поверхность объясняются несколькими процессами. Макроскопические черты вероятно объясняются процессами абразии, но микрорельеф (черты менее 2 мкм в основном и создают матовые поверхности) создается химическим путем в результате чередования увлажнения и высыхания, связанного с образованием и испарением росы и соответствующим растворением и осаждением. Этот химический процесс образования матовой поверхности захватывает все зерно полностью, даже углубления на его поверхности. Грубые элементы матовой поверхности образуются за счет абразии только на выступающих частях зерна.

Наиболее изученные черты микрорельефа на гальках и валунах хорошо видны невооруженным глазом. К ним относятся штриховка, царапины, следы ударов и щербины или ямки. Штриховка и царапины на поверхности гальки представляют собой в основном результат ледниковой обработки. Уэнтуэрт [339, 343] обращал внимание на воздействие субарктических рек, в которых образуются штрихованные валуны. Содержание таких валунов в некоторых руслах достаточно высокое; во многих случаях большинство обломков крупнее определенного размера покрыто штриховкой. Галька, испещренная речным льдом, не имеет характерных граней, образуемых ледником. Штрихованная галька встречается не так уж часто даже в ледниковых отложениях. Уэнтуэрт [342], изучавший моренные образования в Висконсине, отмечал совершенство штриховки валунов, слагающих эти отложения. Было изучено более 600 галек и валунов, 40% которых не обнаруживают признаков штриховки, на 50% она слабая или четкая на одном боку и только 10% обломков покрыты хорошо выраженной штриховкой (см. рис. 6-20). Наиболее часто встречается и лучше всего выражена штриховка на известняковых валунах. Валуны, сложенные кремнистыми или грубозернистыми изверженными породами, практически лишены штриховки. Следовательно, не вызывает удивления тот факт, что древние, хорошо сцементированные тиллиты, из которых практически невозможно извлечь гальку или валун, обнаруживают единичные штрихованные обломки или не содержат их вообще.

Штрихи выглядят как идеально узкие, прямые или почти прямые царапины, четко врезанные в поверхность, на которой они находятся. С ними связаны *следы ударов* (bruises), которые грубее, короче и шире, чем штрихи, и обычно располагаются кулисообразно. *Гвоздевидные* (nailhead) царапины представляют собой штрихи, у которых наблюдается выраженная начальная точка штриха. Такие царапины становятся у́же от этой точки или сходят на нет, штрих либо не имеет конца, либо он неясно выражен. Если валуны заключены в матрикс, их штрихи вытянуты по направлению движения льда. Они, следовательно, располагаются параллельно длинным осям валунов (см. раздел, посвященный текстуре пород).

Можно выделить четыре основных типа штриховки: параллельную, субпараллельную, разбросанную (беспорядочную) и решетчатую. Решетка намечается при пересечении двух или большего количества параллельных систем. Субпараллельная и беспорядочная штриховка характерны для ледниковых валунов. Параллельная и субпараллельная штриховки вытянуты вдоль длинной оси валуна. Уэнтуэрт [343] отмечал, что решетчатый тип, особенно с редко расположенными штрихами, встречается относительно чаще на валунах из ледовых речных заторов, чем на ледниковых валунах.

Штриховка (и зеркала скольжения) также образуется при деформации пород под давлением. Такие знаки устанавливаются на гальках или валунах, заключенных в тонкозернистый матрикс. В результате таких деформаций обычно образуются *микроштрихи*, наиболее крупные из которых едва различимы невооруженным глазом [136, 47]. Микроштриховка обычно параллельная, а не беспорядочная, и галька, помеченная таким образом, обнаруживает «тектоническую полировку». Этими чертами в сочетании с микротрещинами деформационные струк-

туры поверхности отличаются от тех, что были нанесены на гальку до ее отложения.

Для некоторых галек характерны шрамы в форме полумесяца или следы ударов, особенно если они сложены кремнями или плотными кварцитами. Эти мелкие отметины возникают при ударах о поверхность валуна или гальки и, вероятно, указывают на высокую скорость течения. Их происхождение связывается скорее с речной деятельностью, чем с процессами на пляже [148].

Поверхность многих галек нарушена вмятинами или ямками. Они могли образоваться при травлении и избирательном растворении неоднородных компонентов породы. Грубозернистые изверженные породы характеризуются ячеистостью или пещеристостью, а поверхность обломков мелкозернистых пород, таких как кремни, кварциты и большинство известняков, обычно гладкая. В различных условиях абразии обломки даже грубозернистых пород могут оказаться гладкими. В обычном случае термин ямчатая (pitted) галька применяется к гальке или валунам, вмятины на которых не связаны ни со структурой породы, ни с избирательным выветриванием. Такие углубления обычно встречаются на контакте между соседними галькаами. Размеры углублений различные, от нескольких сантиметров в поперечнике и до сантиметра глубиной (рис. 3-29). Обычно ямки имеют гладкие края и резкий контур, как будто вырезаны в породе мелкой ложкой. Кюнен [177] проанализировал литературу, посвященную таким ямчатым галькам и проблеме их образования. Их происхождение объясняли взаимным повреждением под давлением (тезис, несостоятельность которого легко показать), а также явлением растворения, вызванного давлением в точках соприкосновения [296, 177].

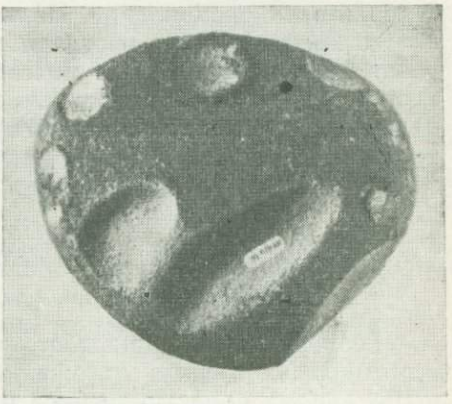


Рис. 3-29. Ямчатая галька из докембрийских отложений, Большое Невольничье озеро, Северо-Западная территория Канады. Фото С. Вебера

Ямчатую гальку не следует смешивать с «травленой галькой», испытавшей растворение верхней части и настолько корродированную, что она по форме напоминает раковину [278].

Микрорельеф гальки легко виден невооруженным глазом. Однако микрорельеф песчаных зерен различается только под микроскопом. Поэтому только недавно началось тщательное изучение микрорельефа песчаных зерен в основном под электронным или сканирующим электронным микроскопом [158, 159, 160, 239, 156, 198, 301, 161, 248, 79]. Эти исследования установили на поверхности кварцевых зерен бесчисленное множество отметин различных размеров и формы.

Значительные усилия были затрачены на увязку определенных типов микрорельефа с характерными условиями осадконакопления. Особое внимание было уделено типам микрорельефа на зернах, образовавшихся в литоральной, эоловой и ледниковой обстановках. Задача заключалась в отборе образцов из различных условий осадконакопления для того, чтобы установить характерные структуры поверхности каж-

дого обломка. К сожалению, было установлено, что песчаные зерна в некоторых изученных обстановках претерпели сложную историю, испытали первоначально перенос льдом и возможно в воде, прежде чем накопились в виде современного пляжа или дюны. Наложение структур поверхности, образовавшихся в различных условиях [157, с. 453—454], установлено давно, хотя считалось, что предыдущие структуры поверхности быстро стираются. Плохое понимание связей между микрорельефом поверхности и определенными процессами, отсутствие каких-либо общепринятых способов измерения или описания наблюдаемых отметин — все это уменьшает значимость структуры поверхности песчаных зерен как критерия для установления способа или условий осадконакопления. Польза от такого подхода к изучению древних отложений практически не установлена; несомненно, диагенез коренным образом изменяет поверхность зерен, поэтому даже если установлены критерии, основанные на объективных и воспроизводимых данных, может оказаться, что применять их к древним породам трудно, особенно если песчаники настолько сцементированы, что могут изучаться только в шлифах.

Структура и геометрия каркаса осадочных пород

Структура

Геологи давно проявляют интерес к структуре осадочных пород, особенно обломочных отложений. Джемисон [132, с. 349] наблюдал в Шотландии ориентированное расположение обломков в речных отложениях, но систематическое изучение структур не проводилось до выхода в свет книги Бруно Зандера [270]. Хотя в этой книге рассматривались в основном структуры метаморфических пород, в ней содержались методические указания и основные принципы изучения, которые можно легко применить для исследования структур осадочных пород. За последние годы объем публикаций по этому вопросу значительно вырос. Опубликованные работы тщательно рассмотрели Поттер и Петтиджон [241, с. 23—61] и Йоханссон [134].

Основная цель большинства исследований первичной структуры осадочных отложений заключалась в восстановлении направления потока, преобладавшего во время образования отложений. Только сравнительно недавно структуру отложений стали использовать для выяснения процесса переноса. Изучение структуры главным образом проводилось на песчаниках, грубообломочных отложениях и тиллях плейстоценового и доплейстоценового возраста. Структура пород оказывает большое влияние на их физические свойства, а именно, на тепловую, электрическую, флюидную и ультразвуковую проводимость.

Изучению структур доломитов и известняков уделяется меньше внимания, чем эти породы заслуживают. Возможное практическое применение результатов таких исследований показано в монографии Зандера [270], посвященной изучению триасовых известняков и доломитов Австрии.

Определения и основные положения

Структура (fabric). Этот термин седиментологи употребляют обычно для обозначения пространственного размещения и ориентировки элементов породы. В таком применении он у́же, чем термин gefüge (структура), применяемый Зандером [270], в который он вкладывал

определение таких свойств, как гранулометрический состав, сортировка, пористость и т. д.; эти свойства обычно определяют структуру породы. Элементом структуры осадочной породы может считаться единичный кристалл, галька или песчаное зерно, раковина или любой подобный компонент.

Упаковка определяется распределением или «плотностью» размещения элементов структуры. Даже в породе, нацело сложенной сферическими элементами, равными по размеру, существует несколько способов, которыми эти сферы можно расположить или упаковать. Когда форма и размеры элементов различны, характер упаковки усложняется. Хотя структура породы и ее упаковка между собой тесно связаны, это не одно и то же.

Любой несферичный элемент (такой как галька) ориентирован в пространстве. Когда из всевозможных направлений значительное число элементов принимают определенную ориентировку или выбирают преимущественное направление, про такие элементы (например, грубообломочные отложения, содержащие ориентированную гальку) говорят, что они характеризуются предпочтительной ориентировкой или обнаруживают анизотропную структуру. Тип строения подчеркивается расположением длинных осей гальки, субпараллельным размещению граптолитов в глинистых сланцах, выдержанному залеганию раковин моллюсков выпуклой стороной кверху и т. п. Такая структура породы считается направленной. Если же структура подчеркнута расположением кристаллографических направлений (например, оси *c* кварцевых зерен), то такая структура называется кристаллографической. Обе разновидности структуры могут быть тесно связаны между собой или не связаны вообще и, наконец, в породе, состоящей из обломков других пород или раковин, кристаллографическая структура не устанавливается.

Выделяются два генетических типа структур: деформационные и наложения. Деформационная структура образуется при внешнем воздействии на породу и возникает при вращении или движении слагающих элементов под давлением или росте новых элементов общей ориентировки в напряженном поле. Такой тип структуры характерен для метаморфических пород. Структура наложения (apposition fabric) возникает во время отложения материала и является «первичной» структурой. Большинство осадочных пород характеризуется именно этим типом структуры, хотя уплотнение осадочных пород, сопровождаемое уменьшением пористости, отчасти проявление деформации, видоизменяют первичную структуру. Подобную деформацию может приостановить процесс ранней цементации, и несколько его стадий можно установить по некоторым конкрециям [226]. Структура наложения (первичная) фиксируется поведением линейных элементов (например, длинных осей гальки) в силовых полях, например в гравитационном или магнитном полях Земли. Большинство несферичных предметов выбирают наиболее устойчивое положение, и в результате действия силы тяжести по длине такие тела ориентированы параллельно поверхности отложения осадка. Однако под действием потоков положение этих элементов изменяется и может происходить их переориентировка в соответствии с направлением течения.

Не все седиментационные структуры (первичные) относятся к этому типу. Часть из них представляет собой структуры роста, которые образуются при росте кристаллов и часто связаны со свободной поверхностью. В результате роста кристаллов, располагающихся пер-

пендикулярно к таким поверхностям, например в жеодах, жилах и т. д., образуются первичные структуры такого типа. Они рассматриваются в разделе, посвященном диагенетическим структурам.

Элементы структуры и их анализ

Только те элементы структур, которые имеют неравные размеры по осям, реагируют на движение потока и приобретают определенную ориентировку. Сфера, в которой все размеры равны, может не реагировать на течение. С другой стороны, трехосный эллипсоид ориентирован в пространстве, и его положение можно определить. Обычно определяют ориентировку длинной оси, если эллипсоид продолговатый, и короткой, — если он приплюснутый.

Почти каждый обломочный компонент может служить элементом структуры, хотя максимальную ценность имеют те обломки, у которых размеры по осям не равны. Обычно изучают положение в пространстве самых нехарактерных осей гальки или песчаных зерен. Наиболее информативными элементами структур, особенно в глинистых отложениях, являются листочки слюды, даже слюды глин, и обломки растительной ткани (стебли растений, продолговатые обрывки листьев). Обломки скелета, особенно ортоцерид, тентакулиты, раковины двустворчатых моллюсков и круто закрученные гастроподы легко поддаются ориентировке и являются полезными элементами структуры породы.

Ориентировку элементов структур, например, гальки можно охарактеризовать двумя углами. Один из них — направление («простирание»), или азимутальный угол между некоторой осью гальки и меридианом; другой — склонение («погружение» или «падение») этой оси, угол между рассматриваемой осью и горизонтальной плоскостью. Длинные оси галек могут иметь преимущественную ориентировку, но у гальки определенной формы, например, приближающейся к диску, преимущественная ориентировка длинной оси может отсутствовать или (в лучшем случае) будет особо выражена. В этом случае ориентировку контролируют широкие плоские стороны предмета. Положение этих сторон (плоскостей a—b) определяется по азимуту и углу, который они образуют с вертикалью («полюсом плоскостей»). По существу, это направление совпадает с наименьшим диаметром гальки (ось c).

Если гальку, извлекаемую из матрикса, отметить соответствующим образом в обнажении, а затем в лаборатории ориентировать в том же положении по отношению к странам света, что она имела в обнажении, то, применяя гониометр, можно измерить азимут и угол падения длинной оси и перпендикуляра к максимальной площади сечения [114]. Конечно, если слои наклонены, то этот наклон необходимо соответствующим образом учесть. Читателю, заинтересованному в изучении технологии отбора образцов и методики измерения, можно рекомендовать соответствующие работы [241, с. 28, 40; 26, с. 258—312].

Результаты наблюдений над сотней или бóльшим количеством галек можно представить графически в различном виде. Например, при определении направления движения льда по результатам замера ориентировки длинных осей валунов в тиллитах. Значения азимутов можно сгруппировать в классы (через определенный интервал, например, через 20°), выделить модальный класс или подсчитать среднее арифметическое значение азимутов. Методы подсчета, использующего по-

добную «круговую» частоту распределения, рассмотрены и проанализированы в работе [133, с. 313—333]. Возможно, более правильно представлять данные в виде круговой диаграммы. Наклоны можно обрабатывать аналогичным способом.

Диаграмма, на которой изображены как азимут, так и наклон длинной оси элемента структуры, называется «диаграммой петроструктуры» [150, с. 226—262]. Положение каждой измеренной длинной оси изображается в виде точки на полярной координатной бумаге, или точки на полярной равномерной сетке Ламберта, или на так называемой сетке Шмидта (рис. 3-30,*а*). Сгущение точек или их разброс указыва-

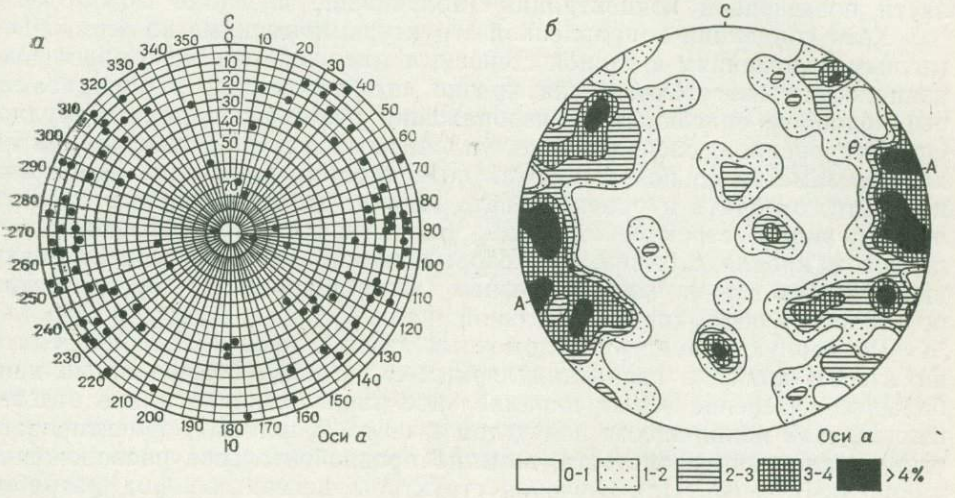


Рис. 3-30. Структура тиллей:

а — распределение длинных (а) осей гальки тиллей на озере Висконсин, показано на равноплощадной полярной координатной бумаге; *б* — то же, только в виде диаграммы «петроструктуры». По Крамбейну [164].
Черным показаны максимальные значения, свыше 4%

ют соответственно на наличие или отсутствие преимущественной ориентировки. Такие диаграммы становятся особо наглядными, если представить, что каждая галька по очереди помещается в центр полого шара точно в таком положении, которое она занимает в обнажении. Длинная ось гальки (или любая другая) вытягивается до пересечения с поверхностью шара. Точка пересечения в нижней половине шара («южное полушарие») затем наносится на «полярную» карту этого полушария.

Ориентировка линии в пространстве (оси гальки и т. д.) на диаграмме изображена в виде точки. Плоскость также можно представить в виде точки, отвечающей точке пересечения нормали или перпендикуляра к плоскости с поверхностью шара. При желании можно, например, таким же образом изобразить ориентировку косой слоистости или на одной диаграмме показать ориентировку многих слоев в косослоистых отложениях.

Если линейные элементы ориентированы беспорядочно, то точки, изображающие эти линии на диаграмме, будут на ней бессистемно разбросаны. Если же наблюдается преимущественная ориентировка линий, то точки на диаграмме соберутся в группы. Для изображения группирования или плотности точек проводятся соответствующие изо-

линии. На карте плотности населения проводятся изолинии и соответствующей раскраской — количество человек, проживающих на квадратном километре территории. Аналогичным образом на диаграммах петроструктур проводятся изолинии для изображения количества точек на единицу площади (рис. 3-30,*б*). Обычно показывается относительное количество точек (процент), а не их фактическое число. Единица измерения обычно соответствует одному проценту площади диаграммы.

Точки, соответствующие осям элементов структуры или нормалям к определенным плоскостям (косослоистым прослоям, например), могут означать центры (так называемые полюса) или зоны, или области повышенной концентрации (получившие название поясов).

Хотя концепция направленной структуры применима ко всем обломочным отложениям в равной степени, в том числе и к некоторым разновидностям известняков, для крепко сцементированных пород замеры, подобные описанным, и изображения результатов делать трудно. Ориентированное расположение уплощенных галек в конгломератах хорошо заметно по положению их поверхностей, но обычно невозможно найти, отобрать и ориентировать гальки, что не позволяет сделать полный анализ структуры породы. Более информативно изучение подошвы и кровли пластов, на которых можно увидеть ориентировку удлиненных галек, конусообразных (или вытянутых) органических остатков или обломков растительной ткани.

Размерную структуру обломочных зерен в песчаниках определить нелегко. В шлифах, перпендикулярных слоистости, обычно видно наибольшее измерение зерна, параллельное напластованию или в отдельных случаях находящееся под углом к нему. В шлифах, ориентированных параллельно слоистости, заметно предпочтительное расположение удлиненных зерен. Для изучения структуры песчаных пород разработано несколько методов [202, 222, 26].

Понятие симметрии и типы структур

Когда элементы структуры ориентированы беспорядочно, она называется изотропной, а при предпочтительной ориентировке — анизотропной. Несмотря на что что количество возможных структур достаточно велико, в осадочных породах устанавливается лишь несколько относительно простых разновидностей. Поскольку ориентировка элементов структуры (например, гальки) зависит от формы, вероятно, целесообразно кратко рассмотреть типичные случаи узоров ориентировки обломков основных классов, выделяемых по форме.

Эти типы ориентировки наилучшим образом различаются по отношению к двум поверхностям: горизонтальной плоскости, примерно совпадающей с поверхностью осадконакопления, и вертикальной плоскостью, параллельной направлению течения потока. Важное значение имеет ориентировка элемента структуры или соотношение между узором, образованным группой таких элементов и упомянутыми плоскостями.

Разумеется, что для сферических тел структурные узоры не характерны. Удлиненные формы характеризуются по ориентировке их длинных осей. Они могут иметь беспорядочную или изотропную ориентировку (рис. 3-31,*а*). Эти формы могут располагаться в горизонтальной плоскости, но беспорядочно внутри этой плоскости, и поэтому полюса собираются в пояс, соответствующий простой гравитационной структуре (рис. 3-31,*б*). Для удлиненных тел обнаруживается ориентировка

структур, образованная течением и возникающая при переориентировке в горизонтальной плоскости, когда полюса либо секут направление течения (рис. 3-31,*в*), либо располагаются параллельно ему (рис. 3-31,*г*). Возможны и другие варианты ориентировки удлиненных форм, но они встречаются редко, например, может быть единственный полюс в центре диаграммы (вертикальная длинная ось некоторых натечных образований).

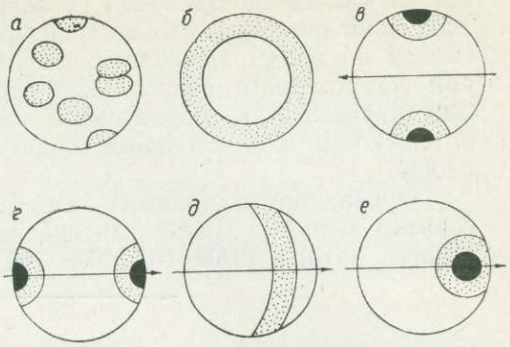


Рис. 3-31. Схематическая диаграмма основных типов ориентировок осадочных структур:

а — изотропная или беспорядочная; *б* — пояс в плоскости наслоения; *в* — меридиональное расположение полюсов в плоскости слоистости, перпендикулярной потоку (стрелка); *г* — широтное расположение полюсов в плоскости слоистости; *д* — пояс, падающий против потока; *е* — полюс, падающий против потока. Возможны различные сочетания приведенных типов структур

Ориентировку приплюснутых или дискообразных элементов структуры можно характеризовать по расположению коротких осей, как правило, перпендикулярных к диску. Диски могут располагаться в плоскости наслоения и полюс короткой оси будет перпендикулярен пласту, в этом случае образуется простая гравитационная структура (рис. 3-31,*д*), или утолщенные элементы могут перераспределяться течением и приобретать направленное расположение навстречу потоку, в этом случае полюс короткой оси смещен на «периферию» диаграммы (рис. 3-31,*е*).

Структуры осадочных пород

Структура грубообломочных отложений. Направленная ориентировка гальки в грубообломочных породах известна уже давно. Отмечалось, что плоская галька в грубообломочных отложениях и конгломератах, наподобие кровельной черепицы, иногда располагается внахлест, это явление было описано как «кровельная структура» [18, с. 53—54] (рис. 3-32 и 6-7). Кайе [38] изучил наклон около 4 тыс. галек из свит различного возраста (от палеозойских до современных). Расположение галек внахлест встречается достаточно часто, в морских отложениях наблюдаются вариации направления, а в речных осадках направление удивительно выдержанное. Средняя величина наклона гальки в речных отложениях колеблется от 15 до 20°, наклон галек в морских отложениях составляет 2—15°. В целом чем галька площе, тем больше она наклонена. Ориентировка гальки крупного размера яснее выражена, чем мелкой, а гальки, соприкасающиеся друг с другом, ориентированы более четко, чем полностью изолированные. По данным Унрута [322, рис. 21], угол наклона гальки уменьшается вниз по течению, что, по мнению автора, объясняется «плохой сортировкой грубообломочного материала». Йоханссон [135], проводивший скрупулезные исследования после Кайе, отмечал, что расположение галек внахлест является наиболее достоверным указанием направления потока в современных реках. Величина наклона колеблется от 10 до 30°, эти колебания в определенной мере связаны как с удлиненностью обломков, так и с «гидродинамическими условиями». Исключительно крутой

наклон гальки, почти в 40°, установленный Уайтом [346] в докембрийских конгломератах Кевинаван, объясняется концентрацией плоской гальки по краям эрозионных воронок, и таким образом является мерой естественного откоса. Если это так, то разность между наклоном биссектрисы угла, образуемого стенами воронки и перпендикуляром к плоскости напластования, будет отвечать первичному углу падения слоев.

Ориентировка длинных осей вытянутых по форме галек понятна гораздо меньше. Даже фактический материал нередко противоречив. Многие авторы [165, 168, 274, 70] указывали на расположение удли-

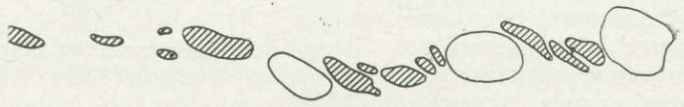


Рис. 3-32. Схема черепитчатого расположения гальки архейских конгломератов, озеро Литл-Вермильон, западная часть провинции Онтарио, Канада (см. рис. 6-7). По Петтиджону [233]

ненных галек параллельно направлению потока. Однако некоторые исследователи сообщают о поперечной ориентировке галек в потоке [315, с. 36; 322; 68; 280; 267]; такая же ориентировка подтверждена экспериментально [271, 145]. Эти противоречивые наблюдения, вероятно, являются результатом действия различных факторов. Йоханссон отмечал, что галька, которая переносится при волочении по ложу русла, откладывается перпендикулярно направлению потока, а галька, заключенная в транспортирующую среду, например в ледниковый лед, грязевый поток и тому подобное, стремится ориентироваться по направлению перемещения, поскольку в движущейся среде возникает срезающее напряжение. Как сообщает Раст [267], поперечная ориентировка наиболее выражена в том случае, когда единичная галька встречается в песчаном пласте. С увеличением содержания гальки поперечное расположение исчезает и появляется ориентировка, приближающаяся к параллельной с направлением течения. Скорость течения также является фактором, влияющим на ориентировку обломков; в быстрых потоках образуется скорее параллельная, нежели поперечная ориентировка.

Структура тиллей. Избирательная ориентировка обломочных материалов в тиллях использовалась в качестве критерия для определения направления движения льда [250, 249, 164, 120, 142, 114, 323, 281, 345, 141 и др.]. Удлиненные валуны в тиллях наземной морены ориентированы параллельно направлению движения льда, что подтверждается расположением ледниковой штриховки, ледниковых борозд и другими доказательствами движения льда. В ряде случаев наблюдается второстепенная поперечная ориентировка (см. рис. 6-21). В других моренных тиллях структуры бывают значительно сложнее. Структура тиллей оказалась весьма ценным элементом для определения направления движения льда, особенно в «ископаемых» тиллях, в которых другие критерии отсутствуют [193, 110].

Структура песчаников. Структуры песков и песчаников изучены еще хуже, чем грубообломочных пород, в первую очередь из-за трудностей изучения тонкозернистых материалов. Делались попытки измерить

положение фактических [277] и видимых [106, 104, 105] длинных осей зерен и определить ориентировку кристаллографических *c*-осей [262] исходя из предположения, что между ними существует тесная связь.

Уэйланд [332] отмечал, что длинная ось обломочных зерен кварца совпадает с кристаллографической осью *c*. Ингерсон и Рамич [128] подтвердили данные Уэйланда. В соответствии с этим можно ожидать, что если донные течения придадут несферичным зернам кварца во время отложения избирательную ориентировку, то порода будет характеризоваться кристаллографической структурой. Анализ петроструктуры, проведенный Уэйландом для песчаников Сен-Питер (ордовик), по-

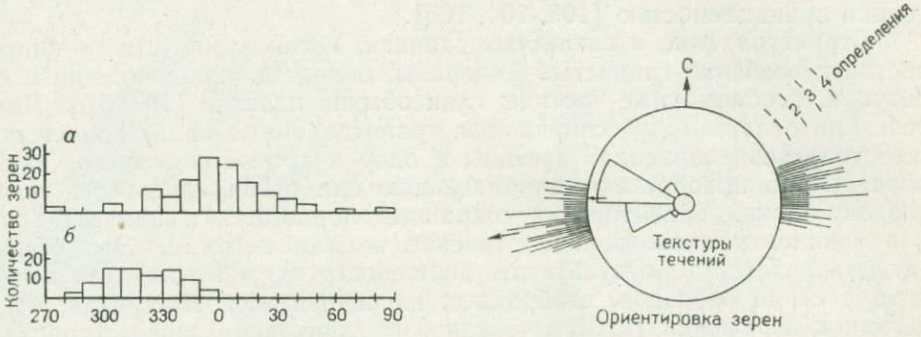


Рис. 3-33. Ориентировка длинных осей песчаных зерен в образце граувакки из свиты Таннер:

а — разрез, перпендикулярный слоистости (обратите внимание на тенденцию к расположению зерен параллельно слоистости); *б* — линия разреза ориентирована параллельно слоистости. Отмечается группировка зерен у азимута примерно 320°. По Хельмболду [116], с разрешения издательства «Шпрингер».

Рис. 3-34. Направленная ориентировка зерен, сопоставленная с азимутами текстур течений по 57 образцам девонских песчаников из центральной части Аппалачей. По Мак-Айверу [195]

казал, что оптические оси кварцевых зерен обнаруживают подобную ориентировку. Роуланд [262] пытался детально исследовать соотношения между ориентировкой по форме и кристаллографическими направлениями обломочного кварца, но полученные им результаты оказались неубедительными. Существующие трудности отчасти возникают потому, что кварц обладает ромбоэдрической спайностью, хотя и весьма несовершенной, однако в его удлиненных обломках кристаллографическая *c*-ось заметно совпадает с вытянутой осью [22, 25, рис. 6, 352]. Тем не менее соотношение между длинным размером обломка и кристаллографической ориентировкой позволяет определить первую величину с помощью фотометра в шлифах, изготовленных параллельно слоистости [202, 201].

В общем виде направленную структуру кварца, связанную с направленным течением, можно наблюдать в шлифах, ориентированных параллельно напластованию, особенно в песчаниках с нарушенной горизонтальной слоистостью (рис. 3-33). График видимых длинных осей зерен, наблюдаемых в таких шлифах, обычно показывает, что среднее направление этих осей параллельно или почти параллельно направлению потока, восстановленного по подошвенным знакам [283]. Аналогичное совпадение между структурой породы и диэлектрической анизотропией отмечал Мак-Айвер [195, рис. 13], (рис. 3-34). Однако известны и исключения из этой закономерности [227, 229].

Указанные соотношения были подтверждены лабораторными исследованиями [61], которые показали, что длинные оси зерен располагаются параллельно потоку, толстые концы асимметричных зерен направлены навстречу течению. Изучение современных отложений пляжей, рек и дюн указывает на явные ориентированные структуры [222, 53].

Изучение шлифов песчаных пород в сечениях, перпендикулярных слоистости и параллельных течению потока, обычно показывает, что песчаные зерна, как правило, располагаются внахлест, обычно, хотя и не всегда, приподнимаясь навстречу течению [283].

Установлено, что структура осадочных пород тесно связана с векторной проницаемостью [106, 104, 105].

Структура глин и глинистых сланцев. Установлено, что глинистые частицы, особенно глинистые минералы, обладают слюдоподобным габитусом, и обломочные частицы глин обычно плоские [199, 15]. Даже если они отлагаются беспорядочно, гравитационные силы и последующее уплотнение приводят частицы в одну и ту же плоскость, таким образом они приобретают параллельную или субпараллельную ориентировку. Такая ориентировка сокращает пористость и придает глине или аргиллиту анизотропное строение и сланцеватость. Это хорошо устанавливается по результатам рентгеноструктурного анализа каолинита в серии образцов, отобранных из сидеритовой конкреции, от ее центра к периферии [226]. Очевидно, что конкреция зарегистрировала историю уплотнения окружающих ее глин. Конкреция зародилась до наступления ощутимого уплотнения и развивалась до почти полного уплотнения. Структура каолинита обнаруживает направленное изменение от почти беспорядочной в самом центре до хорошо ориентированной на поверхности. Дальнейшее обсуждение химических и механических факторов, определяющих структуру глин, изложено в работе Мида [206].

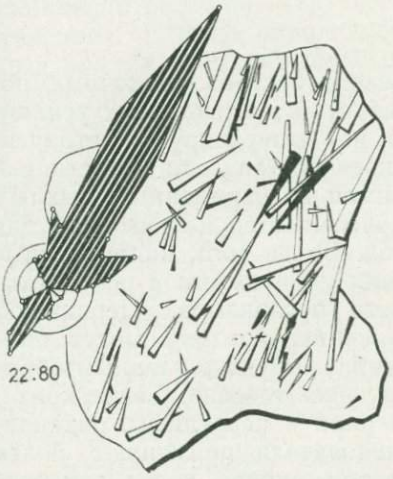
Изучение шлифов глинистых пород, ориентированных перпендикулярно слоистости, показывает эффект «одновременного погасания» в скрещенных николях, указывающий на хорошо выраженное параллельное расположение частичек глинистых минералов. Однако Келлер [144] показал, что в некоторых огнеупорных глинах минеральные частицы располагаются беспорядочно, он объяснял это ростом частиц в глинистом теле после отложения. Такие глины обнаруживают раковистый или неправильный излом.

Структура известняков и доломитов. Первичные структуры известняков и доломитов изучали Зандер [270] и Холт [119]. Холт описал хорошо выраженные кристаллографические текстуры. Зандер описал главным образом структуры роста в порах и других полостях, образованные друзоподобными сростками кристаллов на стенках таких пустот. Маловероятно, чтобы в недеформированных известняках или доломитах наблюдались бы хорошо выраженные кристаллографические структуры.

Направленные структуры встречаются достаточно часто. Они связаны с ориентированным расположением различных плоских (или удлиненных) или выпукло-вогнутых скелетных обломков организмов [71, табл. II]. Более полно эти структуры рассматриваются ниже; диагенетические текстуры описаны в заключительной части настоящей главы, а также в главе, посвященной известнякам.

Ориентировка органических остатков. Органические структуры также подвержены влиянию течений. Оторванные створки выпукло-вогну-

той формы могут лежать или выпуклой, или вогнутой стороной вверх, но если они переносятся течением, их ориентировка становится однообразной, в данном случае выпуклой стороной вверх. Направленная ориентировка таких раковин является указателем скорости течения и положения подошвы и кровли крутопадающих или перевернутых слоев [286, с. 314]. Однако отмечалось, что в определенных отложениях, предположительно турбидитах, разрозненные створки имеют прямо противоположную ориентировку, а именно вогнутой стороной вверх [52, с. 30]. Подобная ориентировка действительно может быть образована турбидитным течением [208].



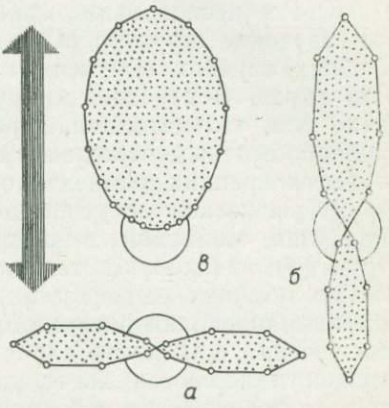


Рис. 3-35. Ориентировка ортоконовых цефалопод в верхнедевонских отложениях (келльвассеркальк), в окрестностях Бикена, Центральная Европа. По [282]

Рис. 3-36. Идеальные диаграммы ориентировки раковин:

а — поперечная ориентировка раковин удлиненной формы; *б* — продольная ориентировка удлиненных асимметричных форм; *в* — ориентировка, определяемая реакцией живых организмов на течение. По [282].
В случаях *а* и *б* действуют только законы механического накопления

Ориентированные органические остатки могут указывать на направление течения. Давно отмечалось, что тентакулиты и колонии граптолитов [263, 214] обнаруживают направленную ориентировку в плоскости слоистости. Ченовит [45, с. 556—559] показал, что ортоцераконовые цефалоподы и крутозакрученные гастроподы обнаруживают явную ориентировку в трентонских отложениях на территории штата Нью-Йорк. Они стремятся расположиться длинной стороной либо параллельно, либо перпендикулярно к направлению знаков ряби в тех же слоях. Ченовит считал, что раковины, перпендикулярные ряби и параллельные направлению течения, ориентированы таким образом из-за смещенного центра тяжести. Эта точка зрения получает подтверждение, если нанести положение длинных осей и отметить направление апикального конца изучаемых форм (рис. 3-35). По данным Зейлахера [282, с. 59], равные, но разнонаправленные моды розы течений («галстук-бабочка») соответствуют ориентировке обломочных раковин перпендикулярно направлению течения, а неравные, но также противоположные моды указывают на расположение параллельно течению. Большая мода указывает направление вверх по течению (рис. 3-36) потока.

Один из самых распространенных критериев палеотечений «углистая слоистость» — линейность, подчеркнутая параллельным расположением углефицированных растительных остатков. Наблюдается ориентировка остатков как перпендикулярно [232, с. 1051], так и параллельно [49, с. 1759] направлению потока, предполагаемая по характеру других осадочных структур. В обычном случае обломки ориентированы параллельно потоку, однако некоторые удлиненные кварцевые зерна [127] и большинство вытянутых органических остатков [282, с. 95] располагаются в соответствии со знаками ряби длинной стороной параллельно углублению, разделяющему знаки ряби.

Оценка осадочных структур

Как и исследование гранулометрического состава осадочных пород, изучение структур было связано с затратой значительных усилий, в обоих случаях полученные результаты не компенсируют затраченного труда. В изучении гранулометрического состава это отчасти вызвано тем, что методика, хорошо применимая к современным рыхлым грубообломочным отложениям и пескам, оказывается непригодной для изучения крепких сцементированных пород. Более того, направленные структуры песков могут быть нарушены или уничтожены в результате оползания, волнений и жизнедеятельности организмов. Первичную структуру маскируют тектонические движения, которые могут полностью заменить ее деформационной. Изучение структур главным образом направлено на восстановление направления течения. Такие критерии течения, как косая слоистость, знаки ряби и иероглифы, различаются и измеряются легче, поэтому исследователи применяют более трудоемкий структурный анализ только в том случае, когда эти критерии отсутствуют.

Максимальная ценность структур, особенно структур песчаных пород, заключается в установлении ориентировки песчаных тел, вскрытых в процесе бурения. Если существует возможность связать структуру с формой песчаного тела и затем выявить структуру в ориентированном керне, ценность прогнозирования геометрии песчаного тела по одной скважине становится очевидной. Знание структурных особенностей породы также способствует пониманию ее геофизических свойств, связанных с анизотропией песчаного тела.

Геометрия каркаса обломочных отложений

Упаковка. Упаковка породы определяется характером расположения элементов каркаса, в котором каждый элемент закреплен и удерживается на своем месте в гравитационном поле Земли силами сцепления или точечного контакта друг с другом [102, с. 790].

Изучение упаковки важно по нескольким причинам. Плотная упаковка приводит к сокращению объема порового пространства и размера пор и, следовательно, существенно изменяет пористость и проницаемость породы. «Открытая» или «свободная» упаковка оказывает прямо обратный эффект. Вопрос о том, какие агенты и процессы приводят к колебаниям упаковки, интересовал последователей пляжевых отложений, в которых иногда обнаруживают свободную упаковку, а в других случаях — наоборот [146]. Хотя первоначальные контакты между зернами главным образом тангенциальные, межслойное растворение может изменить их настолько, что характер контактов будет со-

вершенно иной, и зерна придут в тесное соприкосновение друг с другом. Изучение взаимоотношений зерна с зерном может пролить свет на природу и глубину постседиментационных диагенетических изменений.

Для анализа упаковки породы требуется дать точное определение явления, разработать подходящую меру «плотности» упаковки и оценить ее преобразования в постседиментационный период. Изучение упаковки может идти как в теоретическом, так и в экспериментальном направлениях с привлечением анализа упаковки равных или разных по размеру шаров и по пути исследования упаковки естественных скоплений обломков как экспериментальным путем, так и в природных условиях. В ряде опубликованных работ рассматривается определенный подход (или несколько подходов) к решению этой проблемы, наиболее крупными являются монографии Гратона и Фрейзера [102, 90] и сравнительно недавние публикации Кана [139, 137, 138].

Элементами каркаса грубообломочных осадочных пород — конгломератов, гравелитов и песков — являются галька и песчаные зерна, из которых эти отложения состоят. Эти обломочные элементы несферичные и неравные по размеру. Тем не менее, для понимания явления упаковки и его влияния на пористость и проницаемость необходимо представить, что твердые обломки представляют собой сферы (во многих случаях компоненты этих грубообломочных отложений имеют почти сферическую форму, а среднее значение сферичности зерен многих песков составляет 0,8 или более). В первую очередь следует рассмотреть агрегаты, сложенные равными шарами, а затем смеси из шаров различного размера.

Упаковка шаров одного размера может быть беспорядочной (или постоянно повторяющейся) и геометрически упорядоченной. Существует шесть принципиальных разновидностей упорядоченной упаковки, но одна из них, а именно ромбоэдрическая упаковка [289, с. 305], является самой «плотной», т. е. обладает минимальной пористостью и наиболее компактным расположением твердых шаров. Поскольку эта же упаковка наиболее устойчивая, строение большинства естественных равнозернистых скоплений приближается к ромбоэдрическому расположению. Упаковка большинства отложений в высшей степени неупорядоченная, хотя в каждом конкретном случае можно выделить «колонии» или участки, характеризующиеся наиболее плотной упаковкой. Ромбоэдрическая упаковка характеризуется элементарной ячейкой из шести плоскостей, проходящих через центры восьми шаров, расположенных в углах правильного ромбоэдра, каждая сторона которого равняется $2R$ (рис. 3-37). Ромбоэдрическая упаковка прямо противоположна кубической (наиболее «свободной» из возможных упорядоченных упаковок), в которой единица решетки представляет собой куб (восемь углов являются центрами составляющих шаров). При ромбоэдрической упаковке пористость равняется 25,95%, в кубической составляет 47,64%.

На любой плоскости, проведенной произвольно через упорядоченно упакованные шары, обнаруживается чередование участков, сложенных твердыми материалами, и пустот. Однако площадь этих пустот не будет истинной мерой площади, через которую возможно прохождение флюида, поскольку часть пространства будет блокироваться другими зернами. Если же плоскость пройдет через центры шаров в одном из наиболее плотно упакованных ромбоэдрических слоев, то площадь пустот в таком сечении и будет истинной величиной мини-

мальной площади проводящих каналов или мерой того, что можно назвать «эффективной пористостью». При плотной ромбоэдрической упаковке, когда общая пористость составляет 25,95%, эффективная пористость равняется 9,3%. Это различие не влияет на свойство поровой системы удерживать флюиды, но оно связано с движением флюидов через породу, т. е. с ее проницаемостью.

Если значительное число шаров равного диаметра расположить некоторым образом, то можно будет найти шар определенного минимального диаметра, который сможет пройти между крупными шарами и окажется в промежутке. Для наиболее плотной упаковки критический диаметр равняется 0,154D (где D — диаметр крупных шаров).

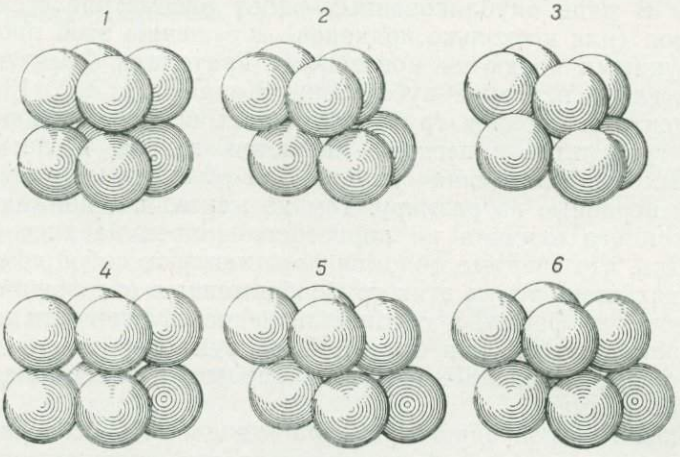


Рис. 3-37. Шесть возможных вариантов упаковки шаров. По Гратону и Фрейзеру [102].

Первый вариант — наиболее «открытая», или кубическая упаковка, шестой вариант — наиболее «плотная», или ромбоэдрическая упаковка

Аналогично рассуждение о критическом значении диаметра шара, который хотя и слишком велик, чтобы пройти между крупными шарами, но может быть заключен в межгранулярном пространстве и вероятно, может попасть туда во время образования осадка. Критические значения заполненности равняются 0,414D и 0,225D при ромбоэдрической упаковке (в этом случае наблюдается два типа пустот разного размера). Эти теоретические рассуждения нельзя применять непосредственно к отложениям, поскольку они не сложены шарами и не обладают полностью упорядоченной упаковкой. Тем не менее, если материал, заполняющий промежутки в грубообломочных отложениях, крупнее 0,154 диаметра гальки, эта мелкая фракция отложений не была привнесена в осадок, а образовалась одновременно с ним. Эти наблюдения следует учитывать при анализе бимодального характера распределения, установленного в некоторых классах грубообломочных отложений.

В первичном осадке контакты между обломочными зернами либо тангенциальные, либо точечные. Случайное сечение через такой матрикс редко проходит через эти точки. Следовательно, в таких сечениях зерна совершенно не соприкасаются друг с другом (рис. 3-38). Однако, если контакты между зернами сильно изменены в сторону увеличения их площади соприкосновения, случайное сечение пройдет через боль-

шее количество контактов, и количество контактов, приходящееся на зерно в данном поле зрения, увеличится (табл. 3-10). По мере видоизменения тангенциальных контактов они становятся протяженными, выпукло-вогнутыми и сутурными (рис. 3-39). Джейн Тейлор [308] изучала контакты зерен в песчаниках с различных глубин в штате Вайоминг. Обычные пески обнаруживают 1,6 контакта на зерно (более вероятно 0,85 контакта на зерно, по данным Гейтера [98]). На глубине 900 м песчаники имеют 2,5 контакта на зерно, а на глубине 2570 м количество контактов возрастает до 5,2. Следовательно, песчаники как

Таблица 3-10

Количество контактов на зерно в песках и песчаниках

Тип отложений	От	До	Среднее	Источник
Равные шары			0,63	Гратон и Фрейзер [102]
Искусственный песок	1,00	1,52	1,28	Гейтер [98]
Искусственный песок	—	—	1,6	Тейлор [307]
Известковый оолит	0,70	1,30	0,90	—
Ортокварциты (6 обр.)	1,2	3,1	2,2	Манри [1949 г.]
Ортокварциты (3 обр.)	2,3	3,5	2,7	—
Песчаник	2,1	3,6	(2,8)	Бодри [1949 г.]
Субграувакки	1,7	2,2	(1,9)	Хейс [1951 г.]
Субграувакки	2,3	5,2	4,1	Тейлор [307]

Примечание. Значения, взятые в скобки, являются средними из экстремальных.

бы претерпевают процесс «сгущения», который приводит зерна в близкий и протяженный контакт друг с другом. Тейлор объясняла эти изменения явлением межслойного растворения и осаждения, а также течением кварцевых зерен в твердой фазе. Она приводила различные свидетельства давления, такие как, например, изогнутые листочки слюды или потрескавшиеся зерна кварца. Однако возможность течения кварца в твердой фазе трудно доказать*, и выпукло-вогнутые контакты, наблюдаемые Тейлор, могут, по предположению Вальдсмидта [329], означать эффект растворения. Другие обломочные зерна, исключая кварцевые, могут быть пластичными, и их деформация приводит к потере пористости. Риттенхауз [253] произвел оценку влияния такого механического уплотнения.

Были предприняты попытки измерения упаковки. Одним из параметров измерения является количество контактов на зерно. Кан [138] предложил два параметра: упаковочное приближение, которое по существу отвечает количеству контактов на зерно (отношение числа контактов зерна с зерном к суммарному числу зерен, подсчитанных по пересечению), и упаковочную плотность, соответствующую отношению суммы всех пересечений зерен к общей длине пересечения (существенная составляющая пористости при отсутствии цемента). Многие исследователи предлагали свои показатели упаковки [291; 290; 2, с. 678; 75, с. 71; 207].

К сожалению, изучение контактов зерен и измерение упаковки ведутся все еще довольно субъективно, отчасти из-за неточных или неполных наблюдений. Первоначальные границы кварцевых зерен

* В метаморфизованных кварцито-песчаниках происходит миграция границ кварцевых зерен, иногда приводящая к полной рекристаллизации исходной породы (бластез). Это явление и отвечает понятию «течение кварца в твердой фазе». — Прим. ред.

в некоторых песчаниках частично или полностью исчезают из-за вторичных нарастаний кварца и наблюдать их можно только с помощью катодолюминесцентной трубки. Другие границы настолько завуалированы материалами цемента, что наблюдать контакты зерна с зерном не удается.

Пористость. Пористость породы определяется процентным соотношением порового пространства к общему объему породы и отвечает пространству породы, свободному от твердой минеральной фазы.

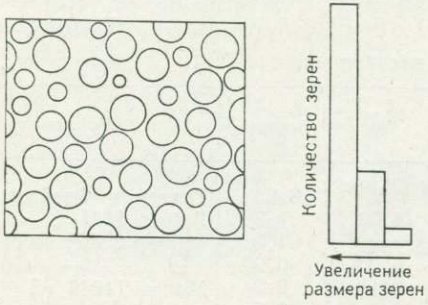


Рис. 3-38. Произвольное сечение упакованных шаров равного размера и вид сечения в плане. По Гратону и Фрейзеру [102].

Обратите внимание на кажущееся отсутствие контактов между шарами и кажущиеся колебания размера

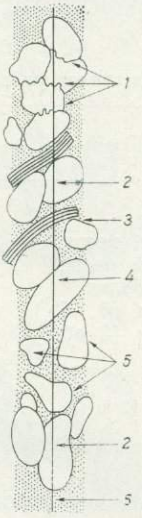


Рис. 3-39. Термины, определяющие структуру и типы контактов между зернами. По Петтиджону, Поттеру и Сиверу [236], с разрешения издательства «Шпрингер».

1 — сутурный контакт зерен; *2* — выпукло-вогнутый; *3* — точечный; *4* — протяженный; *5* — обособленные (плавающие) зерна; *6* — линия пересечения

Определяемая таким образом пористость является общей, т. е. объемом всего порового пространства, в противоположность эффективной пористости. В суммарное поровое пространство включаются все промежутки или полости, независимо от того, связаны ли они между собой, и, следовательно, общая пористость больше эффективного порового пространства, в которое включаются только полости, свободно связанные между собой.

В противоположность кристаллическим породам, в которых пористость равняется нулю, обломочные породы обычно умеренно или высоко пористые. Эта пористость объясняется тем, что обломочные компоненты в момент отложения не образуют протяженного контакта, они соприкасаются друг с другом по касательной. Система пор составляет как проводящие каналы для прохождения флюидов через породу, так и объем для их накопления. Поэтому объем такого пространства, образующаяся емкость породы и ее проницаемость представляют огромную важность при изучении нефти и газа, рассолов и подземных вод. По этой причине значительные усилия были затрачены на разработку методов измерения пористости и практические ее определения. Заинтересованного читателя автор отсылает к различным лабораторным пособиям, в которых эти методы описаны [221, с. 244, 55]. Для дальнейшего ознакомления со всеми аспектами пористости рекомендуем познакомиться с книгой фон Энгельгардта [76].

Пористость обломочных отложений является главной причиной и основным условием диагенетических преобразований породы. Например, пористость приводит к неоднородному распределению давления, создаваемого массой перекрывающих пород; эта масса распределяется на относительно небольшие площади контакта между зернами, что приводит к растворению зерен в точках соприкосновения и осаждению растворенных веществ в пустотах. Более того, флюиды, заключенные в порах, образуют среду, в которой происходят химические реакции, и они могут сами вступать в реакцию с зернами каркаса отложений. В результате растворения и химического осаждения, выполнения пустот и других диагенетических изменений пористость отложений уменьшается во времени и, следовательно, с глубиной [97, рис. 7; 96]. Чем выше степень диагенеза* осадочной породы, тем большее сходство обнаруживает она с породами метаморфического или изверженного происхождения.

Пористость можно рассматривать как первичное, так и как вторичное явление [90]. Первичная пористость является наследуемой характеристикой и формируется во время образования породы. Вторичная пористость образуется в результате последующих изменений, которые могут увеличить первоначальную пористость. Вторичная пористость чаще всего образуется в карбонатных породах, хотя и некоторые разновидности песчаников приобретают вторичную пористость в результате выщелачивания карбонатного цемента.

На первоначальную пористость породы влияют неравномерный гранулометрический состав, форма зерен, способ отложений и упаковка осадков, а также уплотнение в процессе осадконакопления и после него.

Теоретически размер зерен не влияет на пористость. На самом деле тонкозернистые отложения характеризуются повышенной пористостью по сравнению с грубообломочными отложениями (табл. 3-11). Однако это наблюдение не устанавливает связи между причиной и следствием, поскольку размер может быть тесно связан с другими свойствами, такими как форма, которая часто является первопричиной отмеченных различий пористости.

Разно- или равнозернистость обломочных частиц имеет принципиальное значение для пористости породы [255]. Обычно максимального значения пористость достигает в породе, сложенной зернами равного размера. Прибавление к такому сочетанию других песчаных зерен, более крупных или мелких по размеру, приведет к уменьшению пористости, и это понижение в определенных пределах прямо пропорционально количеству добавленного материала [98, рис. 2] до тех пор, пока смесь не будет состоять из равного количества всех представленных размеров.

С другой стороны, прибавка глины увеличивает пористость [97, рис. 4]. Однако между распределением зерен по размеру и пористостью не существует простого соотношения. Фрейзер [90] и другие показали, что совершенно различные смеси могут обладать одинаковой пористостью.

Влияние формы зерен на пористость также малопонятно. В общем виде зерна высокой степени сферичности стремятся к упаковке с минимальным поровым пространством. Например, Фрейзер установил, что равномернозернистые пляжевые и дюнные пески, уплотненные в лабо-

---

* Для глубоко измеренных, но не метаморфизованных осадочных пород в нашей стране применяются термины «эпигенез» и «катагенез». — Прим. ред.

раторных условиях, обладают пористостью около 38—39%, в то же время дробленые кварцевые зерна имеют пористость около 44%. Поскольку сферичность дробленых кварцевых зерен около 0,60—0,65, а пляжевого песка, вероятно, около 0,82—0,84, ясно, что форма зерен оказывает незначительное, но ощутимое влияние на пористость. Фрейзер установил, что влияние на пористость наиболее выражено в породе, сложенной исключительно плоской галькой. Определенные обломочные известняки, такие как ракушняки, очень пористы и обнаруживают текстуру типа «жареного картофеля» (potato-chip). Пористость отложений такого типа может достигать 88% [71, с. 108]. Аналогичным образом только что образованные глины обнаруживают очень высокие значения пористости — до 85%.

Таблица 3-11

Соотношение между пористостью и гранулометрическим составом. По данным Ли [1919, с. 121]

Размерность материала	Пористость, %		Размерность материала	Пористость, %	
	от	до		от	до
Грубый песок	39	41	Мелкий песчанистый суглинок	50	54
Средний песок	41	48	Мелкий песок	44	49

Способ отложения и упаковка зерен оказывают выраженное влияние на пористость. Для модели, сложенной равными шарами, расчеты показывают, что пористость колеблется от 26 до 48% для наиболее плотной упаковки шаров и наиболее свободного их расположения соответственно. Пористость образца экспериментально уплотненного песка колеблется от 28 до 36%. Однако в природе наблюдается преобладание наиболее плотной упаковки с минимальным объемом пустот, поэтому роль упаковки в общем виде незначительна.

Влияние уплотнения на пористость рассмотрено в других главах книги (главы 8 и 12). Максимальный эффект оказывает уплотнение на пористость глин и аргиллитов, пористость является функцией глубины погружения в соответствии с выражением:

$$P = p\,(e^{-bx}),$$

где P — пористость, p — средняя величина пористости глин на поверхности, b — постоянная, x — глубина погружения [7]. Первоначальная пористость глин может сокращаться более чем наполовину, но во многих случаях уменьшается на 10% и менее. Уплотнением песков, однако, можно пренебречь. Начальная пористость песка (35—40%) может уменьшиться до очень низкого значения за счет растворения и переотложения или выполнения пор принесенным цементом. В среднем пористость песчаников колеблется от 15 до 20%. Высокая пористость некоторых разновидностей песчаников до 85%, например девонской свиты Орискани в центральных Аппалачах, объясняется выщелачиванием первоначального карбонатного цемента [173].

Проницаемость. Проницаемость — это свойство породы, позволяющее прохождение флюидов без ущерба для ее строения или смещения ее частей. Порода считается проницаемой, если она пропускает через себя ощутимое количество флюидов за определенный отрезок времени и будет непроницаемой, если степень прохождения флюидов назначитель-

на. Очевидно, скорость расхода через данное поперечное сечение зависит не только от породы, но и от характера флюида и гидравлического напора или давления.

Проницаемость пористой среды можно выразить через объем флюида Q (см^3/с), проходящий через сечение площадью C (см^2) на расстояние L (см). Этот объем прямо пропорционален перепаду давления P (атм) в начальной и конечной точках системы, и обратно пропорционален вязкости флюида V (сП).

$$Q = K\frac{CP}{VL},$$

где K — коэффициент пропорциональности — означает проницаемость, фактор, характеризующий рассматриваемую породу. Этот коэффициент измеряется в дарси. Песок обладает проницаемостью 1 Д, если он пропускает 1 см^3 флюида (вязкостью 1 сП) за одну секунду через

Проницаемость (дарси)

10^5	10^4	10^3	10^2	10^1	10^0	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}

Материал	I	II	III	IV
Гидродинамические показатели	Сильноводоносный горизонт		Слабоводоносный горизонт	Непроницаемые породы

Рис. 3-40. Размах проницаемости у различных рыхлых пород. По Тодду [310], с разрешения издательства «Джон Уайли и сыновья».

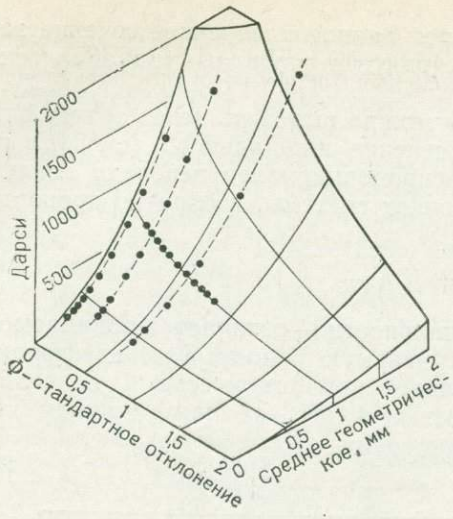
I — чистые гравелиты; II — чистые пески, смеси песка и гравия; III — очень мелкий песок, алеврит, смеси песка, алеврита и глины, ледниковый тиль, слоистые глины и т. д.; IV — свежие (невыветрелые) глины

сечение площадью 1 см^2 при градиенте давления в 1 атм * на расстоянии 1 см. Современные пески обладают проницаемостью от 10 до 100 Д и более (рис. 3-40). Но у большинства сцементированных песчаников проницаемость, вероятно, будет значительно ниже 1 или 2. Поэтому обычно проницаемость приводится в миллидарси (мД).

Трудно преувеличить роль, которую играет проницаемость при изучении коллекторов нефти и водоносных горизонтов. Значительные усилия были затрачены на измерение проницаемости и определение геологических факторов, контролирующих ее. Методика измерения проницаемости детально описана в различных статьях и лабораторных пособиях [55, с. 335—364; 221, с. 244—249].

На коэффициент проницаемости K рыхлых песков влияют гранулометрический состав породы, сортировка, форма зерен и упаковка. Влияние размера и его выдержанности на проницаемость изучалось экспериментально. Крамбейн и Монк [170], например, использовали просеянный песок ледниковых наносов, из которого приготавливалась смесь определенного состава. Поскольку большинство природных песков характеризуется логнормальным распределением, то полученные смеси тоже обнаруживают логнормальное распределение зерен по размеру. Образцы подбирались в группы либо с одинаковым средним размером, но переменным стандартным отклонением (сортировкой), либо с одинаковым стандартным отклонением, но переменным средним размером. Таким образом влияние размера и сортировки можно изучать раздельно. Крамбейн и Монк установили, что коэффициент проницаемости ко-

* В системе СИ 1 атм = 1,03 Па. — Прим. ред.



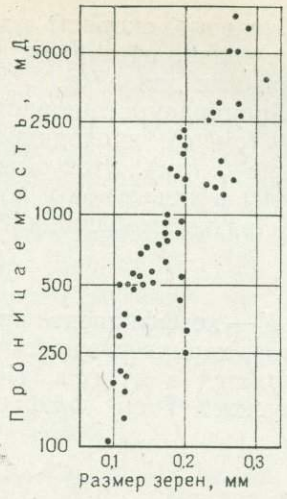


Рис. 3-41. Развертка проницаемости. По Крамбейну и Монку [170].

Видна взаимосвязь между проницаемостью, средним размером и стандартным отклонением. По вертикальной оси отложена проницаемость (в дарси), а по горизонтальным осям — средний геометрический диаметр (в мм) и стандартное отклонение (в Ф-единицах). Характер проницаемой поверхности изображен в виде линий сетки, представляющих собой параболы, параллельные плоскости проницаемости, и отрицательные экспоненты, параллельные плоскости, соответствующей стандартному отклонению проницаемости

Рис. 3-42. Зависимость проницаемости от размеров обломочных зерен, песчаник Бенхеймер, нефтяное месторождение Шерхорн, окрестности Лонгена, Центральная Европа. По Энгельгардту [76], с разрешения издательства «Шпрингер»

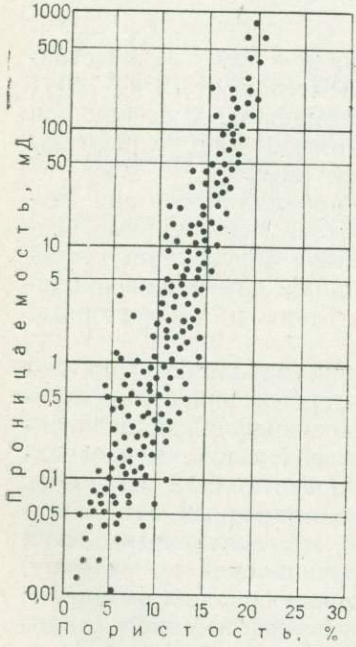


Рис. 3-43. График соотношения пористости с проницаемостью, верхнекаменноугольный песчаник. По Фюхтбауэру [97]

леблется прямо пропорционально квадрату диаметра и обратно пропорционально логарифму стандартного отклонения (рис. 3-41). В природных песчаниках устанавливается тесная связь между проницаемостью и гранулометрическим составом: проницаемость увеличивается с увеличением размера (рис. 3-42).

Форма зерен, слагающих породу, выраженная через их сферичность, влияет на проницаемость вероятно потому, что пески с низкой сферичностью зерен приобретают высокую пористость и свободную упаковку, а следовательно, и повышенную проницаемость.

Проницаемость также зависит от упаковки, поскольку, как мы наблюдали для сфер определенного размера, размеры пор (определяющие проницаемость) зависят от характера упаковки. Поэтому любое изменение упаковки, увеличивающее пористость, приведет к увеличению проницаемости; это заключение было проверено экспериментальным путем [77]. Теоретически проницаемость независима от пористости, хотя очевидно, что непористая порода будет также и непроницаемой. С другой стороны, высокопористая порода не обязательно проницаемая. Мелкозернистые породы, несмотря на высокую пористость, обычно

слабо проницаемы. Соотношения между пористостью, проницаемостью и гранулометрическим составом изучались как экспериментальными, так и теоретическими методами [77], а также чисто теоретическими исследованиями [272, с. 100—108]. В первом приближении проницаемость пропорциональна первой производной пористости и обратно пропорциональна второй производной удельной поверхности ($см^2/см^3$). Следовательно, чем мельче зерно (и поэтому больше удельная поверхность), тем меньше проницаемость. В песчниках между пористостью и проницаемостью существует грубая корреляция. Проницаемость имеет значительно больший размах величины, чем пористость (рис. 3-43).

В слоистых отложениях проницаемость выше параллельно слоистости. В некоторых песках значение проницаемости изменяется в различных направлениях параллельно слоистости вероятно из-за анизотропной текстуры отложений [204; 241, с. 50].

Кристаллические и другие структуры эндогенного происхождения *

Эндогенные структуры, обнаруживаемые в осадках, выпадающих из раствора или образовавшихся при перекристаллизации или изменении ранее существовавших материалов, четко выделяются и заметно отличаются от экзогенных структур — структур обломочных отложений. В первой группе отложений слагающие минералы образуются на том месте, где сейчас находятся, во второй — они попадают в каркас породы в виде твердых частиц.

Все что известно о первичных структурах обломочных отложений, мы рассмотрели в предыдущих разделах, теперь рассмотрим наиболее характерные черты структур, образованных химическим путем. Мы не считаем, что указанные типы структур между собой не связаны. Во многих осадочных породах устанавливаются оба типа. Например, песчаник обладает экзогенным или кластическим каркасом, но в нем может быть также и эндогенный цемент кристаллической структуры. Подобным образом во многих песчаниках наблюдаются оба типа структур; в некоторых случаях карбонатные пески обломочного происхождения сцементированы кристаллическим карбонатным материалом, осажденным химическим путем.

Кристаллические структуры

Строго говоря, практически все породы, даже глины, кристаллические, но термин *кристаллические* обычно сохраняется за теми породами, которые представляют собой агрегаты взаимопроникающих кристаллов. Такие породы называются *гранулярнокристаллические*, или *сахароидные*. Аркозы, сцементированные кальцитом, также являются *кристаллическим агрегатом*, хотя так и не называются. Элементами каркаса такой породы являются зерна кварца или полевого шпата, каждое зерно явно кристаллического происхождения, но, принимая во внимание обломочную природу этих зерен, порода характеризуется кластической, а не кристаллической структурой. Однако карбонатный цемент обладает четким кристаллическим строением.

---

* У нас термин «эндогенная структура» применяется исключительно при описании пород, сформированных эндогенными процессами (т. е. изверженных и метаморфических). — *Прим. ред.*

Терминология, применяемая к кристаллическим текстурам и структурам осадочных пород, не унифицирована. Фридман [94] рассмотрел этот вопрос и отметил большие колебания в применении терминов, кроме того, для описания осадочных пород используется терминология, заимствованная из петрографии кристаллических изверженных и метаморфических пород, и эта практика достойна осуждения. Поэтому Фридман предложил новую группу терминов, применение которых ограничено карбонатными породами, что очень неудачно, поскольку аналогичные структуры устанавливаются и у гипса, ангидрита и других кристаллических отложений.

В настоящей книге использована терминология, применяющаяся при изучении метаморфических пород отчасти потому, что не хотелось усложнять и без того сложную терминологию, но главным образом потому, что мы считаем диагенетические процессы — перекристаллизацию, замещение и внутреннюю перестройку (неоморфизм) — в конечном счете метаморфическим преобразованием породы. Не существует разрыва между диагенезом и метаморфизмом, как принято считать, и все преобразования в твердой фазе считаются метаморфическими, независимо от того, происходят они при нормальных или повышенных значениях температуры и давления. Структуры и текстуры в обоих случаях те же самые, поскольку процессы происходят аналогичные.

Кристаллические элементы. Основными компонентами кристаллической структуры являются отдельные кристаллические элементы. Если они крупные, то структура называется макрокристаллическая, если мелкие — микрокристаллическая, промежуточная структура — мезокристаллическая. Кристаллические структуры, характер которых с трудом определяется под микроскопом, называются криптокристаллическими. Было сделано несколько попыток дать количественные значения предлагаемым терминам (табл. 3-12). Некоторые из них, например микрит, микроспарит и спарит, применялись для характеристики кристаллического строения известняков. Они рассматриваются в главе, посвященной известнякам.

Следует принимать во внимание не только размер кристаллов, но и их выдержанность по размеру. Если размеры зерен равные, применяется термин равнозернистая структура, а при неравенстве зерен — разнозернистая. Иногда выдержанность кристаллических зерен по размеру нарушается и выделяются крупные кристаллы, размер которых на порядок выше окружающих. Такие кристаллы аналогичны порфиробластам гранатов или ставролита в кристаллических сланцах и называются этим термином (порфиротопы по Фридману или порфирокристаллическая текстура Фемистера [237]). Например, в некоторых слоях ангидрита встречаются крупные, хорошо заметные кристаллы гипса, заключенные в микрокристаллический ангидритовый матрикс.

Если в крупный кристалл включены мелкие кристаллы другого минерала, структура называется пойкилобластическая (пойкилотопная по Фридману и пойкилокристаллическая Фемистера). Аналогичное строение наблюдается в песчаниках, в которых кальцитовый цемент обладает единой кристаллографической ориентировкой на значительной площади и включает множество песчаных зерен (песчаных кристаллов). Таким же образом крупные кристаллы барита могут содержать песчаные зерна (розетки барита).

Форму кристаллических элементов можно характеризовать по признакам степени выраженности наружных граней кристаллов и их сим-

метрии. Те, у которых кристаллические грани не выражены, называются ангедральными (anhedral), а ограниченные хорошо выраженными гранями — эвгедральными (euhedral). Для кристаллов, охарактеризованных единичными гранями или имеющих неполные кристаллические очертания, применяются термин субгедральные (subhedral).

Важно также происхождение границ между кристаллами в кристаллическом агрегате. Границы между кристаллическими элементами могут быть прямые, изогнутые, фестончатые, зазубренные или сутурные. Спрай [299, с. 19—46] детально изучил проблему

Таблица 3-12

Кристаллические структуры и строение

Макрокристаллическая («гранобластовая», более 0,75 мм)
Равнозернистая (границы зерен сутурные или мозаичные)
Ксенотопная (большая часть зерен без кристаллической огранки)
Гипидиотопная (зерна частично ограничены)
Идиотопная (грани выражены у большинства кристаллов)
Разнозернистая
Ксенотопная
Порфиротопная («порфиробластическая»)
Пойкилотопная («пойкилобластическая»)
Гипидиотопная
Порфиротопная
Пойкилотопная
Мезокристаллическая (0,20—0,75 мм)
Равнозернистая
Разнозернистая
«Порфиробласты» преобладают (в соприкосновении образуют свободную сеть), основная масса микро- или криптокристаллическая
«Порфиробласты» в подчиненном количестве (рассеянные или изолированные), основная масса криптокристаллическая или пелитоморфная
Микрокристаллическая (кристаллическая природа различается только под микроскопом; 0,01—0,20 мм)
Равнозернистая
Разнозернистая
Криптокристаллический материал в подчиненном количестве
Криптокристаллический материал преобладает
Криптокристаллическая (менее 0,01 мм)

границ между зернами и ее значимость, Батхерст [16, с. 421—425, 462—465] и Фолк [86, с. 17—20] рассматривали этот вопрос применительно к кристаллическим структурам карбонатных пород. Характер границ может указывать на относительный возраст минералов или служит признаком взаимного растворения (микростилолитовые границы), замещения и коррозии (фестончатость) и т. п.

Структура цемента. Структура цемента — это структура материала, заполняющего поры. В этом отношении кристаллические структуры осадочных образований отличаются от структур метаморфических пород. Два варианта являются наиболее характерными. В первом случае каркас породы химически инертный и не вступает в реакцию с цементирующим веществом или растворами, из которых осаждается цемент. Во втором случае каркас и цемент взаимодействуют друг с другом и в результате сам каркас изменяется. При инертном каркасе вопрос заключается в осаждении минерала на поверхности одновременно со свободным ростом в пóровом пространстве. В общем виде осажденные материалы образуют скопления в виде друзы кристаллов на стенках пор. Кристаллы растут от стенки к центру поры, некоторые из них занимают

главенствующую роль и подавляют рост остальных (рис. 3-44). В итоге кристаллы, растущие с различных поверхностей, смыкаются, и пора оказывается заполненной. В других случаях цементирующий материал (кальцит или барит) образует крупные кристаллические агрегаты, не связанные с поровой системой, и цемент приобретает единую кристаллографическую и оптическую ориентировку на значительной площади и включает множество обломочных зерен (пойкилобластовая структура).

Когда зерна каркаса вступают в реакцию, наблюдается несколько иное строение цемента. В отдельных случаях зерна каркаса растут или увеличиваются за счет химического осаждения материала из поровых растворов. По сути дела, зерна каркаса являются «зародышами» кристаллов, т. е. ядрами растущих кристаллов. Это подтверждается «вторичным разрастанием» кварца, полевого шпата и даже кальцита в песчаниках, сложенных обломками криноидей. В этом случае цемент образует единое оптическое и кристаллографическое целое с зернами каркаса (см. рис. 7-20, 10-30). В конечном итоге образуется кристаллическая гранулярная структура. В некоторых случаях зерна каркаса корродированы цементом и частично замещены. В отдельных исключительных случаях не устойчивые зерна каркаса разрушены или даже разложены и образуют микрокристаллический агрегат. Карбонатные обломки многих известняков обнаруживают микритовые оторочки, а неустойчивые обломки пород в некоторых песчаниках превращаются в эпиматрикс (по Дикинсону [65]).

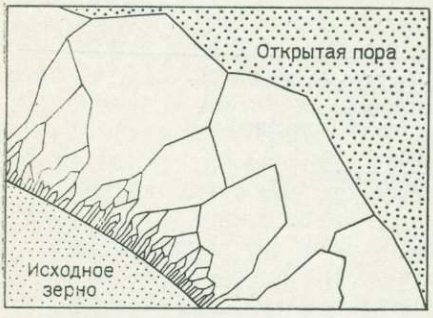


Рис. 3-44. Схема кристаллической структуры заполнения порового пространства. По Петтиджону, Поттеру и Сиверу [236], с разрешения издательства «Шпрингер»

Структуры перекристаллизации. Многие осадочные породы подвержены перекристаллизации при нормальных значениях температуры и давления. Это характерно в частности для карбонатных пород, но может происходить и в гипсах, ангидритах и даже кремнях. Раковины, скелетные обломки и цемент, сложенные арагонитом, бывают перекристаллизованы в кальцит. Переход ангидрита в гипс или обратное явление — хороший пример такого типа перекристаллизации, так же как и микрокристаллическая структура кремня, которая возникает в результате неокристаллизации кремниевого геля. В отдельных случаях процесс перекристаллизации носит истинный характер (переход арагонита в кальцит), в других он связан с гидратацией или дегидратацией породы (переход опала в халцедон или гипса в ангидрит). В ряде случаев добавляется новый материал (кальцит к доломиту).

Кристаллизация или перекристаллизация в твердом состоянии приводит к образованию структур в основном «метаморфических» или кристаллобластических по характеру. Кристаллы, растущие таким образом, заполнены включениями, которые либо концентрируются в центре новообразованного кристалла, либо распределяются зонально. Породы, кристаллическое строение которых обусловлено диагенетическими изменениями, как и их метаморфические аналоги, обладают реликтовыми структурами и текстурами. Они сохранили следы первоначальных структур и текстур, которые оказались не полностью уничтоженными

в результате постседиментационной перестройки породы. В такой породе могут быть установлены следы слоистости, оолиты, органические остатки и даже обломочные структуры.

Перекристаллизация может происходить выборочно (затрагивать только отдельные компоненты породы) или быть всеобщей, захватывая породу целиком. Превращение арагонитовых раковин в кальцитовые иллюстрирует первый случай, полная доломитизация является примером второй ситуации. Перекристаллизация может приводить к уменьшению размера зерен, но чаще она приводит к грубой структуре породы.

Исследователь осадочных пород сталкивается с трудноразрешимыми вопросами, например: как различать материалы, подобные матриксу (эпиматрикс), образующемуся при разложении элементов каркаса, и микрокристаллический матрикс, образующийся при перекристаллизации внутрипоровых глинистых материалов (ортоматрикс, по Дикинсону)? Крупнокристаллический цемент известняков образуется при осаждении материалов в поровой системе, но порода такого же типа может возникнуть в результате перекристаллизации внутрипорового карбонатного ила. Эти вопросы рассмотрели Диккинсон [65] на примере некарбонатных песчаников, Фолк [87] и Батерст [16, с. 475] — на примере карбонатных пород. Эти вопросы также рассматриваются нами в главах, посвященных песчаникам (гл. 7) и известнякам (гл. 10).

В некоторых породах процесс роста кристаллов осуществляется не полностью, новообразованные материалы встречаются в форме крупных порфиробластов. В других случаях минеральные новообразования принимают форму мелких сферолитов (см. рис. 10-3).

Структуры замещения и парагенетические ассоциации. Минералы, осажденные химическим путем и обладающие кристаллической структурой или текстурой, могут образовываться одновременно с накоплением осадка, или позже, возможно при выпадении из растворов в поровом пространстве породы или отчасти замещая ранее существовавшие минералы как обломочного, так и химического происхождения. Поэтому для того чтобы понять эволюцию осадочной породы, необходимо: 1) отличить обломочные минералы от химически образованных, 2) определить последовательность выделения нескольких химически осажденных минералов, 3) уточнить характер размещения осажденного материала, накопление его в пустотах или при замещении. Для установления таких различий исследователю нужны критерии, а также необходима оценка этих критериев для расшифровки истории эволюции породы [108, с. 1—3]. Большей частью это структурные критерии, связанные с формой кристаллов, характером границ зерен и подобными показателями.

Для полного понимания истории эволюции породы обязательным условием является определение относительного возраста или парагенеза нескольких присутствующих минералов. Проблема парагенеза минералов и связанная с нею проблема замещения одного минерала другим многие годы привлекала внимание петрографов и исследователей рудных месторождений. В частности, последние, на основании кропотливых наблюдений структур руд и пород, выявили многие критерии, относящиеся к проблемам относительного возраста и замещения [13, 14, 73].

Рекомендуем также ознакомиться с работами Граута, Бастина и др., в которых эти критерии собраны, проанализированы и оценены. Они более понятны в применении к конкретным случаям. Множество подобных случаев описано в рассмотренных работах и проиллюстрировано соответствующими зарисовками или микрофотографиями.

Большинство микроструктур и взаимоотношений минеральных зерен, установленных в различных породах и рудах, присутствуют и в осадочных породах.

Относительный возраст двух соприкасающихся минералов отчасти определяется по структуре породы. Минералы обломочного каркаса очевидно более ранние по сравнению с теми, которые заполняют пустоты в каркасе. Некоторые исследователи, однако утверждают, что цементирующие минералы образовались одновременно с обломочными, которые они связывают в породу [173]. Минералы, заполняющие каверны или трещины, так же как пустоты, очевидно, более поздние, чем вмещающая порода. Когда пустота заполнена несколькими минералами, их относительный возраст определяется характером взаимных контактов. В общем виде поздние образования нарастают на более ранние. Поскольку на ранних стадиях минералы растут в свободных полостях или в пустотах, заполненных флюидом, они приобретают четкие грани; последующие минеральные заполнения будут повторять форму пространства между ранними кристаллами и поэтому будут лишены кристаллографических очертаний. К сожалению, правильная форма — недостаточный критерий раннего формирования кристалла. Если ограненный кристалл образовался в процессе замещения, то он будет более поздним по времени, чем окружающий его минерал. Хорошо ограненные кристаллы кварца, устанавливаемые в известняках, прекрасно иллюстрируют изложенное положение (см. рис. 10-4). Следовательно, необходимо различать кристаллические образования, растущие в растворе, и кристаллы, образованные при замещении в затвердевшем матриксе.

Существует множество критериев процесса замещения, к ним относится и образование автоморфных кристаллов, секущих ранние элементы текстуры, например, слоистость, органические остатки и оолиты (см. рис. 10-4). Минералы, образованные при замещении, содержат включения замещенного материала. Эти незамещенные остатки могут иметь общую кристаллографическую ориентировку или могут быть распределены по реликтовому или «призрачному» рисунку, унаследованному от замещенной текстуры (см. рис. 11-8). Фестончатые контакты, так же как остатки, ограниченные чрезвычайно изрезанным контуром, указывают на замещение (см. рис. 7-21). Наибольшую известность получило явление псевдоморфизма в качестве критерия процесса замещения. Псевдоморфные замещения органических текстур (растительной ткани, раковин и т. п.) и кристаллические псевдоморфозы (например, кварц по доломиту) — наиболее частые и убедительные свидетельства замещения (см. рис. 11-7). Внимательный наблюдатель сможет найти и использовать другие критерии для определения относительного возраста и процесса замещения. Очень важно, чтобы такие соотношения были тщательно выяснены.

Строение жил. В жилах наблюдаются разнообразные структуры и текстуры. Кварцевые жилы описаны Адамсом [1], а жилы в карбонатных породах — Граутом [108].

Одни выполнены равнозернистыми кристаллами, другие характеризуются незаполненными кавернами, или друзами. Поперечно-волокнистые жилы кварца, кальцита и гипса встречаются довольно часто и они образованы волокнистыми кристаллами, расположенными перпендикулярно стенкам жилы, а некоторые изменены в результате деформации. Гребневая текстура имеет аналогичное строение; в ней кристаллы образуют призматическую форму, а не волокнистую. Участками такие

кристаллы имеют облик пламени; в них видны признаки роста удлиненных кристаллов от исходной точки. Подобное строение сменяется истинной радиальной текстурой кристаллического нарастания.

Оолиты, сферолиты и пелоиды

Во многих осадочных породах содержатся мелкие сферические тела различного минерального состава, обладающие изменчивым внутренним строением. К ним относятся оолиты (также называемые ооидами и овулитами), пизолиты, псевдооолиты и пелоиды, спастолиты и сферолиты.

Оолиты и пизолиты. Если порода в основном сложена оолитами, то ее структура называется оолитовой. Оолиты представляют собой мелкие сферические и полусферические тела нарастания диаметром от 0,25 до 2,0 мм, наиболее характерный размер от 0,5 до 1,0 мм. Если диаметр оолитов превышает 2,0 мм, то они называются пизолитами. Хотя оолиты, как правило, сферической формы, некоторые бывают уплощенной эллипсоидной формы. Однако в одной конкретной породе оолиты удивительно выдержаны по форме и размеру.

Оолиты давно привлекали внимание петрографов и им посвящена обширная литература. Предлагаем читателю ознакомиться с некоторыми работами, рассматривающими вопрос в общем виде [261, 11, 192, 32, 34, 39, 40, 41, 42, 211], а также с бесчисленным количеством статей, посвященных современным и древним оолитовым отложениям, подобных тем, что известны на Багамских островах [223], а также статьям по вопросам терминологии [63, 83].

Термин оолит применялся как к мелким конкрециям, описанным выше, так и к породам, состоящим из подобных тел. Некоторые авторы во избежание недоразумений применяют термин оолит (в транскрипции oolite) только к породе, а для обозначения сферических стяжений используют созвучный ему термин, но отличающийся по написанию (oolith) [63]. Однако суффикс — lith используется некоторыми петрографами для обозначения породы, например, biolith (биолит) или кальклитит (calclithite). Следовательно, термин oolith тоже является неоднозначным. Термины ооид (в двух написаниях: ooid и ooide) [140, с. 72] и овулит [64] также получили распространение. Твенхофел [317, с. 625] попытался избежать неоднозначности термина, сохранив название оолит только за микроконкрециями и применив прилагательное оолитовый к породам, например, оолитовый кремень, оолитовый известняк и т. д., в результате чего образовались достаточно четкие понятия.

Кароцци [39] различает оолиты и поверхностные оолиты (минеральные зерна или органические обломки, покрытые одним концентрическим слоем). Если различаются два слоя или больше, такое образование считается истинным оолитом. Поверхностные оолиты легко спутать с кальцитовыми зернами, имеющими плотную микритовую оболочку, образующуюся в результате краевой микритизации первоначального зерна, а не при химическом отложении дополнительного слоя.

Ложные оолиты или псевдооолиты бесструктурны. Они могут представлять собой фекальные комочки или разрушенные оолиты, первичное строение которых изменено в процессе микритизации. Может быть, часть из них является хорошо окатанными обломками

микритовых известняков. Такие формы неясного происхождения предлагается называть пелоидами [196]. Вероятно, это хороший выход из положения, если происхождение тел вызывает сомнения.

В шлифах оолиты имеют концентрическое и радиальное строение или то и другое одновременно (рис. 3-45) и (10-25). Оолиты, по-видимому, растут от центра к краям. Во многих из них рост происходит вокруг ядра, сложенного кварцевой песчинкой или мелким обломком раковины. В других оолитах ядро не различается, либо потому что плоскость шлифа через него не проходит, либо поскольку его нет. В некоторых ооидах закономерное концентрическое строение прерывается в результате дробления или распада первоначально образованного стяжения, за которым следует новый этап роста [40]. В результате наблюдается «несовпадение» внешних концентрических оболочек и концентров внутреннего ядра. В некоторых ооидах наблюдаются оболочки или прослои, сложенные неориентированным криптокристаллическим арагонитом. Изредка оолиты обнаруживают сложное строение и характеризуются несколькими центрами нарастания.

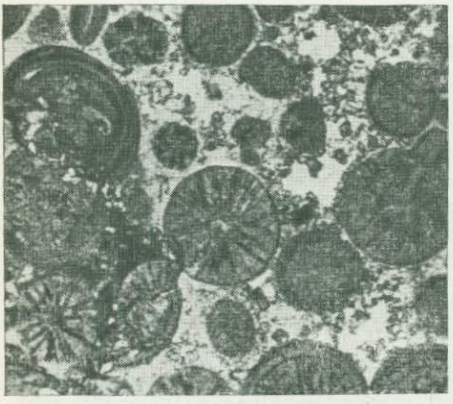


Рис. 3-45. Известняк Варриор (кембрий), Стейт-Колледж, штат Пенсильвания. Без анализатора, ×22.

Ооиды радиального и концентрического строения сцементированы карбонатом. Отметим стилолитовый шов, вдоль которого концентрируются ожелезненная глина (черное) и фрагменты обломочного кварца (белое). На степень растворения при образовании стилолитов указывает концентрация кварцевого алеврита, который в незначительном количестве рассеян на породе

Спастолитами называются деформированные ооиды [246, с. 362, рис. 4]. Некоторые ооиды, в особенности сложенные шамозитом, бывают тесно спрессованы, изогнуты или деформированы (см. рис. 10-21 и 11-22). Большинство из них массивные в центральной части, уплощенные и заостренные на концах («веретенообразные», delphinformig [19]). Деформация ооидов объясняется тем, что в момент захоронения они бывают в размягченном состоянии [307, с. 32] и, следовательно, деформация свидетельствует в пользу первичного происхождения этих шамозитовых стяжений. Даже в некоторых кальцитовых ооидах заметны признаки синседиментационной деформации [44, с. 232; 41]. Конечно, ооиды могут сплющиваться и растягиваться под действием тектонических сил, деформирующих породу и все ее составные элементы [48]. Описаны необычные деформированные ооиды, у которых заметны дуговые отростки, соединяющие ооиды друг с другом [44, с. 233; 41], (см. рис. 11-22). Происхождение подобных цепей из соединенных ооидов остается неясным. Возможно, они более характерны для некарбонатных ооидов, хотя ооиды подобного типа установлены и в известняках.

Оолитовое строение породы может частично или полностью исчезать в процессе диагенеза. Процесс перекристаллизации оолитовых пород приводит к образованию крупнокристаллической гранобластовой структуры, в которой могут сохраниться неясные контуры, отвечающие первоначальному концентрическому строению. Обычно это происходит с ооидами, сложенными первичным арагонитом, который перекристал-

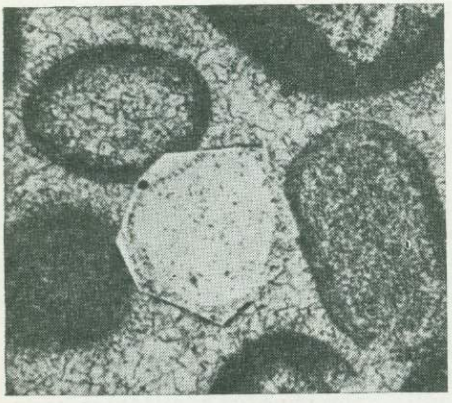
лизуется в кальцит. В редких случаях внутренность оолита превращается в единый кристалл кальцита, замещающий ооид нацело. В других случаях ооид превращается в плотный микрокристаллический карбонат (микрит) и полностью теряет концентрическое строение. Подобные оолиты легко спутать со сгустками микрозернистого кальцита и обломками микритового известняка. Одной из интересных диагенетических модификаций оолитов является разновидность, образованная при частичном или полном растворении ооида, с образованием пустоты, которая впоследствии заполняется направленным внутрь нарастанием кристаллического материала. В редких случаях образуются оолиты, сложенные двумя «полумесяцами», нижняя часть которой состоит из плотного микритового вещества, а верхняя представляет собой грубокристаллическую шпатовидную мозаику кальцита [42]. Иные диагенетические преобразования ооидов связаны с замещением первоначального стяжения другим по составу веществом, например кварцем, в карбонатных оолитах. Наиболее характерно проявление доломитизации. Доломит образует ромбические кристаллы, вкрапления различных размеров в теле оолита. Ромбоэдры доломита пересекают концентрическое строение оолита и отдельные кристаллы могут выходить за пределы стяжения.

Современные оолиты в основном сложены арагонитом, хотя некоторые из них переходят в кальцит непосредственно на месте отложения осадка [72]. Переход, отмеченный выше, может привести к потере характерного строения и превращению оолита в плотное микритовое образование или, в других случаях, в грубозернистую кальцитовую мозаику. Часто оолитовое строение превращается в радиальную текстуру, которая характерна для подавляющего большинства древних оолитовых известняков (см. рис. 3-45). В скрещенных николях как кальцитовые, так и арагонитовые оолиты образуют темный крест, псевдоинтерференционную фигуру одноосного кристалла, у арагонитовых оолитов она объясняется тангенциальной ориентировкой иголочек минерала а в кальцитовых оолитах — волокнистым строением кальцита.

«Ископаемые» оолиты могут быть кремнистые, доломитовые, гематитовые, пиритовые и т. д. Некоторые из них представляют собой замещения карбонатных оолитов, остальные выпали в осадок химическим путем. Как упоминалось выше, типичным замещающим минералом является доломит. Кремнезем тоже развивается по карбонатным оолитам иногда перед доломитизацией или после нее. Доказательством вторичного происхождения кремнистых оолитов служат кремнистые псевдоморфозы по ромбоэдрам доломита (см. рис. 11-7), вторичное нарастание кварцевых ядер оолитов с тонкой каемкой карбонатных включений на границе раздела между обломочными зернами и кварцевая корочка, указывающая на захват карбонатного матрикса во время нарастания (см. рис. 10-4). Косвенным подтверждением являются [117] четкое замещение оолитов регенерационными каемками кварцевых зерен (рис. 3-46) и «гибридные» оолиты, сложенные частично карбонатом и частично кремнем; граница между ними (рис. 3-47) сечет первичное концентрическое строение. Диагенетические преобразования некоторых кремнистых оолитов чрезвычайно сложные.

Не все некарбонатные оолиты образуются в результате замещения. Хотя процесс образования таких оолитов сейчас в природе не наблюдается, петрографические данные указывают на первичный характер происхождения оолитовых фосфоритов и шамозитовых железных руд. Они рассматриваются в гл. 11.

Для объяснения происхождения оолитов и пизолитов были предложены различные теоретические концепции. По одним представлениям в их образовании обязательно прямое или косвенное участие организмов, особенно водорослей [261]; по другим — требуется участие гелей [34]. Теоретические представления допускают, что пизолиты образуются в результате замещения обломочного материала, не имеющего ооли-



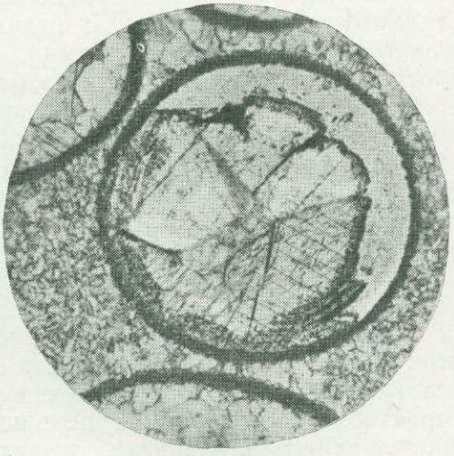


Рис. 3-46. Известняк арбакл, округ Картер, штат Оклахома, США. Без анализатора, ×80 .

Регенерированный кристалл кварца с кольцеобразным расположением включений по периферии обломочного ядра. Кварцевое разрастание замещает кальцит

Рис. 3-47. Кембрийские отложения, Тирон, штат Пенсильвания, США. Николи скрещены, ×40.

Частично окремненный оолит в доломитовом матриксе. Исходный карбонатный (вероятно арагонитовый) ооид замещается мозаикой крупнокристаллического кальцита. Обратите внимание на трещины спайности в кальците, которые пересекают концентрическую оболочку включений, — реликты первоначального концентрического строения. Кремнезем (кремень) внедряется и замещает кальцитовую мозаику. Матрикс породы доломитизирован. Пример иллюстрирует сложную последовательность вторичных замещений

тового строения. Некогорые крупные тела концентрического строения совершенно явно относятся к «водорослевым пизолитам» типа онколитов (рис. 3-48), другие, подобные тем, что встречаются в пизолитовых бокситах или железистых латеритах, могут представлять собой продукты замещения материалов, не имеющих оолитового строения. Однако большинство карбонатных оолитов, как и множество некарбонатных, являются результатом непосредственного химического осаждения растворенных материалов вокруг ядра в движущейся водной среде. Тесная связь оолитов с зернами обломочного кварца (см. рис. 10-31), косослоистый характер многих оолитовых известняков и сортировка этих отложений указывают на их накопление в движущейся среде. Иллинг [126], составивший хорошую сводку по проблеме происхождения карбонатных оолитов, пришел к выводу, что оолитовые пески на Багамских островах образуются только в тех участках, где осадок подвергается воздействию сильного приливного течения, и оолиты образуются там, где прохладные воды океана, набегая на мелководье, достаточно прогреваются и

становятся заметно пересыщенными карбонатом кальция. Ни водоросли, ни другие организмы в образовании оолитов не участвуют, а разновидность сверлящих водорослей может способствовать разрушению оолитов, если они попадают в «мертвую» зону, т. е. обстановку, в которой нет движущихся вод [126, с. 44]. Наблюдения и выводы Иллинга получили дальнейшее подтверждение в работах других авторов [223, 224].

Несмотря на единое мнение, что оолиты образуются в результате осаждения из растворов в подвижной среде на мелководье, известны исключения и наблюдения, противоречащие общепринятым представлениям. Например, Фримен [91] описал слустки нарастания как слои, растущие от центра, которые он назвал оолитами. Эти образования несколько неправильной формы, в отличие от настоящих сферических и отполированных оолитов, обнаруживают признаки асимметричного нарастания и встречены на мелководье в районе лагуны Мадре, штат Техас, США. В некоторых оолитовых известняках ооиды размещаются в микрокристаллическом матриксе, который по своему происхождению несовместим с высокоэнергетической средой, необходимой для роста оолитов.

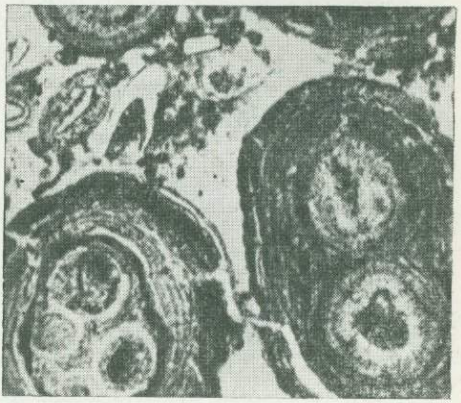


Рис. 3-48. Силурийские отложения. Мальверн, Англия. Без анализатора, ×20.

Карбонатный пизолит, возможно водорослевого происхождения. Обратите внимание на сложный характер некоторых пизолитов. В основном они имеют концентрическое строение

Сферолиты. Термин сферолит применяется к любому сферическому телу, обладающему радиальным строением. Некоторые конкреционные тела представляют собой сферолиты. Многие оолиты также можно назвать сферолитами, но, как упоминалось выше, вероятно, такое радиальное строение имеет вторичный характер [72, с. 1380]. В настоящей работе термин сферолит сохраняется за такими мелкими субсферическими телами с радиальным строением, которые образовались in situ. Они чем-то похожи на сферолитовые тела, которые образуются при разложении вулканического стекла и встречаются в определенных сферолитовых лавах. Например, в известняках образуются сферолиты халцедона (см. рис. 10-3) и кальцита [220, с. 162]. Сферолиты этого типа, в отличие от оолитов, характеризуются несколько неровной поверхностью. Более того, если центры роста таких тел располагаются достаточно близко, происходит их взаимное прорастание. При широком развитии взаимного прорастания растущие сферолиты превращаются в тесно упакованные многогранники. Оолиты могут дробиться, а осколки образуют ядра новых оолитов, что, по-видимому, невозможно при образовании сферолитов. Некоторые из так называемых «многогранных пизолитов» могут оказаться синседиментационными сферолитовыми телами [285].

Биогенные структуры

Во многих осадочных породах фауна является составной частью. Организмы могут быть второстепенным компонентом в породе или, как, например, в некоторых разновидностях известняков, могут быть преобладающим элементом. В нашу задачу не входит анализ биологических аспектов остатков фауны (морфологии и таксономии) и их стратиграфического значения, мы рассматриваем органические остатки в качестве составной части породы. Петрограф должен уметь различать обломки организмов в шлифе и по их составу, сохранности и характеру залегания делать соответствующие выводы о происхождении изучаемой породы.

Здесь мы не рассматриваем крупные постройки органического происхождения. Рифы, например, как тела осадочных пород, рассматриваются в гл. 5; мы исключили также различные механические отпечатки, следы и ходы организмов, нарушения слоистости, вызванные их жизнедеятельностью, и даже такие формы, как строматолиты, происхождение которых также связано с жизнедеятельностью организмов. Все эти биогенные осадочные текстуры описываются в гл. 4. Здесь мы останавливаемся на характеристике фауны и ее обломков как составных частях каркаса грубообломочных отложений. Мы должны знать происхождение скелетных обломков, т. е. какие организмы они представляют — водоросли, фораминиферы, кораллы и т. д.

Интерес к петрологии известняков, наблюдаемый последние двадцать лет, стимулировал исследователей к изучению этих вопросов. Несмотря на то что Сорби [297] первым описал петрографическую природу органических остатков, до недавнего времени этой проблеме уделялось мало внимания. Здесь дается общая характеристика вопроса, для более подробных сведений рекомендуем познакомиться с несколькими монографиями [197, 121].

Состав и сохранность

Фаунистические остатки являются свидетельством жизни прошлых эпох. Они могут захороняться в неизмененном виде, как, например, наиболее устойчивые остатки — кости, зубы и раковины. Большинство раковин и подобных им образований в первичной форме сложены карбонатом кальция, но даже их состав непостоянный, в нем колеблется содержание магния и других химических элементов (см. табл. 10-5). Остальные раковины состоят из фосфора, кремнезема или хитина.

Органические остатки изменяются в различной степени. Часть карбонатных раковин выщелачивается, другие перекристаллизовываются и утрачивают первоначальное строение, кости и аналогичные остатки могут обогащаться фтором. Материал растительного происхождения, например целлюлоза, нацело разрушается и в древних породах превращается в тонкие углистые примазки. Растительные ткани, хитиноподобные материалы и даже мягкие животные ткани могут тоже сильно измениться. Такие органические остатки в породе выглядят как углистые пленки — остаточная часть органического вещества, подвижные компоненты которого улетучились в анаэробных условиях. Углефицированные растительные остатки встречаются в большом количестве в аргиллитах, залегающих в разрезах угольных пластов. Многочисленные обломки углефицированного дерева найдены в глинах и песчаниках. В некоторых случаях, например в «минеральном древесном угле»

(фюзен) и в «угольных шарах» [302], перегородки клеток ткани углефицированы, а сами клетки заполнены минеральным образованием, обычно кальцитом (см. рис. 11-43). Некоторые из органических остатков исключительной сохранности получили широкую известность. Граптолиты в ордовикских сланцах и черных глинах сохраняются в виде тонких угольных пленок.

Органические постройки могут быть полностью замещены, и современный химический состав фаунистических остатков совершенно не связан с первоначальным. Такие замещения (окаменелости) по сути дела представляют собой скопления мелких минеральных компонентов породы, которые играют такую же геохимическую роль, как конкреции, желваки и т. д. Среди материалов, замещающих фаунистические остатки, встречаются кремнезем, карбонаты и сульфиды железа. При подобных замещениях характер строения органических остатков может сохраняться в деталях.

Во многих случаях не сохраняется ни первоначальный органический остаток, ни продукт его замещения. Вместо них устанавливаются полости, называемые *отпечатками*, оставленные растворившейся раковиной. Отпечатки сохраняют форму и внутреннюю скульптуру первоначального органического остатка. Если отпечаток заполняется инородным веществом, то получается *слепок*. На них также видны внешние черты строения первоначальной раковины (но не ее внутреннее строение). Заполнение внутренности двустворок часто называют внутренним слепком (ядром). В строгом смысле понятий это внутренний отпечаток раковин.

Фекальные комочки, или выделения (главным образом пелециипод), установлены в современных морских отложениях и в некоторых осадочных породах, где они литифицированы [213, 59]. Комочки представляют собой остатки жизнедеятельности илоядных форм и поэтому сложены алевролитовыми и глинистыми частицами, сцементированными органическим веществом. Некоторые из них рыхлые и легко разрушаются, другие минерализуются и становятся составной частью осадочной породы. В отдельных случаях значительная часть отложений, от 30 до 50%, состоит из таких комочков. Комочки могут замещаться глауконитом или пиритом, а также служат ядрами для скопления фосфатов. Часто встречаются комочки простой округлой формы и размером до 1 мм. Многие исследователи находили их в древних отложениях, в основном в известняках, но происхождение комочков не всегда устанавливается однозначно. Реже встречаются сгустки цилиндрической формы, осложненные продольными и поперечными выступами или теми и другими вместе. Большинство фекальных комочков лишены внутреннего строения и во многих случаях либо пропускаются исследователем, либо принимаются за образования неорганического происхождения.

Копролиты — более крупные сгустки, происхождение которых, вероятно, аналогично фекальным комочкам. Бакланд был первым исследователем, который установил фекальное происхождение этих органических остатков и описал их залегание в лейасовых отложениях Англии еще в 1835 г. [88]. Подробно литература о копролитах рассмотрена в работе Амстуца [5].

Копролиты обычно представляют собой светло- и темно-коричневые до черных, округлые или вытянутые образования длиной от 1 до 15 см, поверхность которых осложнена кольцеобразными завитками. Продольные царапины или штриховка наблюдаются редко. Коричневый стекловатый материал многих копролитов представлен фосфатом, оптически

изотропным, с показателем преломления как у коллофана (1,58—1,62). Брэдли [29[показал, что копролиты в свите Бриджер (эоцен) в Вайоминге, вероятно, имеют карбонатно-апатитовый состав (франколит). Амстуц описал копролиты, сложенные лимонитом, но с сидеритовым ядром, возможно за счет которого образовался лимонит. Очевидно, сидерит заместил первичный материал копролитов. Как правило, копролиты относительно редко встречаются в осадочных породах, исключение составляют неморские третичные отложения, содержащие многочисленные останки млекопитающих.

Петрография органических остатков

Петрограф часто встречает в известняках гранулированные обломки породы, представляющие собой скелетные обломки беспозвоночных. Очень важно определить эти фрагменты и отнести их к тому классу организмов, к которому они принадлежат. Поскольку эта проблема наиболее актуальна для известняков, петрографическое описание органических обломков включено в главу, посвященную карбонатным породам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams, S. F.*, 1920, A microscopic study of vein quartz: Econ. Geol., v. 15, pp. 623—664.
2. *Allen, J. R. L.*, 1962, Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 657—697.
3. *Allen, Terence*, 1968, Particle size measurement: London, Chapman and Hall, 248 pp.
4. *Allen, V. T.*, 1936, Terminology of mediumgrained sediments: Rept. Comm. Sedimentation 1935—1936, Nat. Res. Coun., pp. 18—47 (mimeographed).
5. *Amstutz, G. C.*, 1958, Coprolites: a review of the literature and a study of specimens from southern Washington: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 498—508.
6. *Anderson, G. E.*, 1926, Experiments on the rate of wear of sand grains: Jour. Geol., v. 34, pp. 144—158.
7. *Athy, L. F.*, 1930, Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 14, pp. 1—24.
8. *Atterberg, A.*, 1905. Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese: Chem. Zeitschr., v. 29, pp. 195—198.
9. *Bagnold R. A.*, 1941, The physics of blown sand and desert dunes: London, Methuen, 265 pp.
10. *Baker, H. A.*, 1920. On the investigation of the mechanical constitution of loose arenaceous sediments, etc.: Geol. Mat., v. 57, pp. 321—332, 363—370, 411—420, 463—470.
11. *Barbour, E. H., and Torrey, J., Jr.*, 1890, Notes on the microscopic structure of oolites, with analyses: Amer. Jour. Sci., ser. 3, v. 40, pp. 246—249.
12. *Barrell, J.*, 1925, Marine and terrestrial conglomerates: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 36, pp. 279—342.
13. *Bastin, E. S.*, 1950, Interpretation of ore textures: Geol. Soc. Amer. Mem. 45, 101 pp.
14. *Bastin, E. S., et al.*, 1931, Criteria of age relations of minerals with special reference to polished sections of ores: Econ. Geol., v. 26, pp. 561—610.
15. *Bates, T. E.*, 1958, Selected electron micrographs of clays and other fine-grained minerals: Pennsylvania State Univ., Min. Ind. Exp. Sta. Circ. 51, 61 pp.
16. *Bathurst, R. G. C.*, 1971, Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam: Elsevier, 620 pp.
17. *Beal, M. A., and Shepard, F. P.*, 1956, A use of roundness to determine depositional environments: Jour. Sed. Petrology, v. 26, pp. 49—60.
18. *Becker, G. F.*, 1893, Finite homogeneous strain, flow, and rupture of rock: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 4, pp. 13—90.
19. *Berg, G.*, 1944, Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze: Archiv. Lagerstättenforschung, v. 76, 128 pp.

20. *Berthois, L., and Portier, J.*, 1957, Reserches expérimentales sur le faconnement des grains des sables quartzeux: C. R. Acad. Sci., v. 245, pp. 1152—1154.

21. *Blatt, Harvey, and Christie, J. M.*, 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks: Jour Sed. Petrology, v. 33, pp. 559—579.

22. *Bloss, F. D.*, 1957, Anisotropy of fracture in quartz: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 214—225.

23. *Bokman, J.*, 1952, Clastic quartz particles as indices of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 17—24.

24. *Bond, G.*, 1954, Surface textures of sand grains from the Victoria Falls area: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 191—195.

25. *Bonham, L. C.*, 1957, Structural petrology of the Pico Anticline, Los Angeles County, California: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 251—264.

26. *Bonham, L. C., and Spotts, J. H.*, 1971, Measurement of grain orientation, in Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 285—312.

27. *Bonorino, F. G., and Teruggi, M. E.*, 1952, Lexico sedimentológico: Inst. Nac. Invest. Ciencias Nat., publ., no. 6, 164 pp.

28. *Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowehamp, E. T.*, 1972, Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1261—1284.

29. *Bradley, W. H.*, 1946, Coprolites from the Bridger Formation of Wyoming: their composition and microorganisms: Amer. Jour. Sci., v. 244, pp. 215—239.

30. *Bretz, J. Harlen*, 1929, Valley deposits immediately east of the channeled scablands of Washington II: Jour. Geol., v. 37, pp. 505—541.

31. *Briggs, L. I., McCulloch, D. S., and Moser, F.*, 1962, The hydraulic shape of sand particles: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 645—646.

32. *Brown, T. C.*, 1914. Origin of oolites and the oolitic texture in rocks: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 25, pp. 745—780.

33. *Bryan, K.*, 1931, Wind-worn stones or ventifacts — a discussion and bibligraphy: Rept. Comm. Sedimentation, 1929—1930, Nat. Res. Coun., reprint and circular ser., no. 98, 29—50.

34. *Bucher, W. H.*, 1918, On oolites and spherulites: Jour. Geol., v. 26, pp. 593—609.

35. *Bull, W. B.*, 1962, Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvialfan deposits: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 211—217.

36. *Buller, A. T., and McManus, J.*, 1972, Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments: Sedimentology, v. 18, pp. 1—21.

37. *Cailleux, A.*, 1942, Les actions eoliennes periglacial en Europe: Bull. Soc. Geol France, ser. 5, v. 6, pp. 495—505.

38. *Cailleux, A.*, 1945, Distinction des galets marins et fluviatiles: Bull. Soc. Geol. France, ser. 5, v. 15, pp. 375—404.

39. *Carozzi, A.*, 1957, Contribution a l'étude des propriétés géomètrique des oolithes — l'example du Grand Lac Sale, Utah, U. S. A.: Bull. Ints. Nat. Genevois, v. 58, pp. 3—52.

40. *Carozzi, A.*, 1961a, Oolithes remainées, brisées et regenerées dans le Mississippien des chaines frontales, Alberta central, Canada: Arch. des Sciences, Soc. Phys. Hist. Nat. de Geneve, vol. 14, pp. 281—296.

41. *Carozzi, A.*, 1961b, Distorted oolites and pseudoolites: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 262—274.

42. *Carozzi, A.*, 1963, Half-moon oolites: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 633—645.

43. *Carver, R. E., ed.*, 1971, Procedures in sedimentary petrology: New York, Wiley-Interscience, 653 pp.

44. *Cayeux, L.*, 1935, Les roches sédimentaires de France — roches carbonatées: Paris, Masson, 447 pp.

45. *Chenowith, P. A.*, 1952, Statistical methods applied to Trentonian stratigraphy in New York: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 63, pp. 521—560.

46. *Choquette, P. W.*, 1955, A petrographic study of the «State College» siliceous oolite: Jour. Geol., v. 63, pp. 337—347.

47. *Clifton, H. E.*, 1965, Tectonic polish of pebbles: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 867—873.

48. *Cloos, E.*, 1947, Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 843—918.

49. *Colton, G. W., and DeWitt, W., Jr.*, 1959, Current oriented structures in some Upper Devonian rocks in western New York (abstract): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1759—1760.

50. *Conkling, H., Eckis, R., and Gross, P. L. K.*, 1934, Groundwater storage capacity of valley fill: California Div. Water Resources, Bull. 45, 279 pp.

51. *Crook, K. A. W.*, 1968, Weathering and roundness of quartz sand grains: Sedimentology, v. 11, pp. 171—182.

52. *Crowell, J. R., Hope, R. A., Kahle, J. E., Ovenshine, A. T., and Sams, R. H.*, 1966, Deepwater sedimentary structures Pliocene Pico Formation, Santa Paula Creek, Ventura Basin, California: California Div. Mines Geol., Spec. Rept. 89, 40 pp.

53. *Curray, J. R.*, 1959, Dimensional grain orientation studies of Recent coastal sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2440—2456.

54. *Curray, J. R.*, 1960, Tracing sediment masses by grain size modes: Repts. 21st Int. Geol. Congr. Norden, pp. 119—130.

55. *Curtis, B. F.*, 1971, Measurement of porosity and permeability, in Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 335—364.

56. *Dake, C. L.*, 1921, The problem of the St. Peter Sandstone: Bull. Univ. Missouri Sch. Mines Metall., Tech. Ser., v. 6, 158 pp.

57. *Dal Cin, R.*, 1967, Le Ghiaie del Piave: Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., Ann. Rept. 29—30, 1966—1967, v. 16, no. 3, pp. 1—177.

58. *Dalla Valle, J. M.*, 1943, Micromeritics, the technology of fine particles, 2nd. ed.: New York, Pitman, 555 pp.

59. *Dapples, E. C.*, 1942, The effect of macro-organisms upon near-shore sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 118—126.

60. *Dapples, E. C., Krumbein, W. C., and Sloss, L. L.*, 1953, Petrographic and lithologic attributes of sandstones: Jour. Geol. v. 61, pp. 291—317.

61. *Dapples, E. C., and Rominger, J. F.*, 1945, Orientation analysis of fine-grained clastic sediments — a report of progress: Jour. Geol., v. 53, pp. 246—261.

62. *Daubrée A.*, 1879, Études synthétiques de géologies expérimentale: Paris, Dunod, 828 pp.

63. *DeFord, R. K., and Waldschmidt, W. A.*, 1946, Oolite and oolith: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 1587—1588.

64. *Deverin, L.*, 1945, Étude pétrographique de minerais de fer oolithique du Dogger des Alpes suisses: Beitr. Geol. Schweiz, Lieferung 13, v. 2, 115 pp.

65. *Dickinson, W. R.*, 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 695—707.

66. *Dobkins, J. E., Jr., and Folk, R. L.*, 1970, Shape development on Tahiti-Jui: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 1167—1203.

67. *Doeglas, D. J.*, 1946, Interpretation of results of mechanical analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 19—40.

68. *Doeglas, D. J.*, 1962, The structure of sedimentary deposits of braided rivers: Sedimentology, v. 1, pp. 167—190.

69. *Doeglas, D. J.*, 1968, Grain-size indices, classification and environment: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 83—100.

70. *Dumitriu, M., and Dumitriu, C.*, 1961, Analize de orientare texturala si directii de transport ale sedimentelor (French summ.): Acad. Republ. Pop. Romine, Inst, Geol. Geogr., Stud. Cercetari Geol., v. 6, pp. 709—717.

71. *Dunham, R. J.*, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Classification of carbonate rocks (Ham, W. E., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 108—121.

72. *Eardley, A. J.*, 1938, Sediments of Great Salt Lake, Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 22, pp. 1359—1387.

73. *Edwards, A. B.*, 1947, Textures of the ore minerals and their significance: Australian Inst. Min. Metall., Melbourne, 185 pp.

74. *Einstein, H. A., Anderson, A. G., and Johnson J. W.*, 1940. A distinction between bed load and suspended load in natural streams: Trans. Amer. Geophys. Union, 21st Ann. Mtg., pt. II, pp. 628—633.

75. *Emery, J. R., and Griffiths, J. C.*, 1954, Reconnaissance investigation into relationships between behavior and petrographic properties of some Mississippian sediments: Pennsylvania State Univ., Min. Ind. Expt. Sta. Bull. 62, pp. 67—80.

76. *von Engelhardt, W.*, 1960, Der Porenraum der Sedimente: New York, Springer, 207 pp.

77. *von Engelhardt, W., and Pitter, H.*, 1951, Über die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität, und Korngrösse bei Sand und Sandsteinen: Heidelberger Beitr. Min. Pet., v. 2, pp. 477—491.

78. *Fernald, F. A.*, 1929, Roundstone, a new geologic term: Science, v. 70, p. 240.

79. *Fitzpatrick, K. T., and Summerson, C. H.*, 1971, Some observations on electron micrographs of quartz sand grains: Ohio Jour. Sci., v. 71, pp. 106—119.

80. *Flemming, N. C.*, 1965, Form and function of sedimentary particles: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 381—391.

81. *Flint, R. F., Sanders, J., and Rodgers, J.*, 1960a, Symmictite, a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 507—510.

82. *Flint, R. F.*, 1960b, Diamictite, a substitute term for symmictite: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, p. 1809.

83. *Flügel, E., and Kirchmayer, M.*, 1962, Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide: Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh., v. 3, pp. 113—123.

84. *Folk, R. L.*, 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature: Jour. Geol., v. 62, pp. 344—359.

85. *Folk, R. L.*, 1955, Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 297—301.

86. *Folk, R. L.*, 1960, Petrography and origin of the Tuscarora, Rose Hill, and Keefer formations, Lower and Middle Silurian of eastern West Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 1—58.

87. *Folk, R. L.*, 1956a, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in Dolomitization and limestone diagenesis: a symposium (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 14—48.

88. *Folk, R. L.*, 1965b, On the earliest recognition of coprolites: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 272—273.

89. *Folk, R. L.*, 1966, A review of grain size parameters: Sedimentology, v. 6, pp. 73—93.

90. *Fraser, H. J.*, 1935, Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments: Jour. Geol., v. 43, pp. 910—1010.

91. *Freeman, T.*, 1962, Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 475—483.

92. *Friedman, G. M.*, 1961, Distribution between dune, beach, and river sands from their textural characteristics: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 514—529.

93. *Friedman, G. M.*, 1962, On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of clastic sandstones: Jour. Geol., v. 70, pp. 737—753.

94. *Friedman, G. M.*, 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 643—655.

95. *Friedman, G. M.*, 1967, Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 327—354.

96. *Füchtbauer, H.*, 1967, Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity: Proc. 7th, World Petrol. Congr., Mexico, v. 2, pp. 353—369.

97. *Füchtbauer, H., and Reineck, H.-E.*, 1963, Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente: Sedimentology, v. 2, pp. 294—306.

98. *Gaither, A.*, 1953, A study of porosity and grain relationships in experimental sands: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 180—195.

99. *Gees, R. A.*, 1965, Moment measures in relation to the depositional environments of sands: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 56, pp. 209—213.

100. *Grabau, A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: Amer. Geol., v. 33, pp. 228—247.

101. *Grabau, A. W.*, 1960, Principles of stratigraphy, reprint ed.: New York, Dover, 1185 pp.

102. *Graton, L. C., and Fraser, H. J.*, 1935, Systematic packing op spheres — with particular relation to porosity and permeability: Jour. Geol., v. 43, pp. 785—909.

103. *Gregory, H. E.*, 1915, The formation and distribution of fluviatile and marine gravels: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 39, pp. 487—508.

104. *Griffiths, J. C.*, 1949, Directional permeability and dimensional orientation in Bradford sand: Bull. Pennsylvania State Coll., Min. Ind. Expt. Sta., v. 54, pp. 138—163.

105. *Griffiths, J. C., and Rosenfeld, M. A.*, 1950, Progress in measuring grain orientation in Bradford Sand: Bull. Pennsylvania State Coll., Min. Ind. Expt. Sta., v. 56, pp. 202—236.

106. *Griffiths, J. C.*, 1953, A further test of dimensional orientation of quartz grains in Bradford Sand: Amer. Jour. Sci., v. 251, pp. 192—214.

107. *Grogan, R.*, 1945, Shape variation of some Lake Superior beach pebbles: Jour. Sed. Petrology, v. 15, pp. 3—10.

108. *Grout, F. F.*, 1932, Petrography and petrology: New York, McGraw-Hill, 522 pp.

109. *Grout, F. F.*, 1946. Microscopic characters of vein carbonates: Econ, Geol., v. 41, pp. 475—502.

110. *Hälbach, I. W.*, 1962, On the morphology of the Dwyka Series in the vicinity of Loeriesfontein, Cape Province: Ann. Univ. Stell., v. 37, ser. A, no. 2, 162 pp.

111. *Hares, C. J.*, 1917, Gastroliths in the Cloverly Formation: Jour. Washington Acad. Sci., v. 7, p. 429.

112. *Harris, S. A.*, 1958a, Differentiation of various Egyptian aeolian microenvironments by mechanical composition: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 164—174.
113. *Harris, S. A.*, 1958b, Probability curves and the recognition of adjustment to depositional environment: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 151—163.
114. *Harrison, P. W.*, 1957, A clay-till fabric — its character and origin: Jour. Geol., v. 65, pp. 275—308.
115. *Hatch, F. H., Rastall, R. H., and Black, M.*, 1938, The petrology of the sedimentary rocks, 3rd ed.: London, Murby, 383 pp.
116. *Helmobold, R.*, 1952, Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken: Heidelberger Beitr. Min. Pet., v. 3, pp. 253—288.
117. *Henbest, L. G.*, 1968, Diagenesis in oolitic limestones of Morrow (Early Pennsylvanian) age in northwestern Arkansas and adjacent Oklahoma: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 594-H, 22 pp.
118. *Hirschwald, J.*, 1912, Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung: Berlin, Gerbrüder Borntraeger, pp. 511—512.
119. *Hohlt, R. B.*, 1948, The nature and origin of limestone porosity: Colorado School Mines Quart., v. 43, no. 4, 51 pp.
120. *Holmes, C. D.*, 1941, Till fabric: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1299—1354.
121. *Horowitz, A. S., and Potter, P. E.*, 1971, Introductory petrography of fossils: New York, Springer, 302 pp.
122. *Hough, J. L.*, 1942, Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 10—30.
123. *Howell, J. V.*, Notes on the pre-Permian Paleozoics of the Wichita Mountains area: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 6, pp. 413—425.
124. *Humbert, F. L.*, 1968, Selection and wear of pebbles on gravel beaches: Ph. D. dissertation, Groningen, 144 pp.
125. *Hunt, C. E.*, 1954, Desert varnish: Science, v. 120, pp. 183—184.
126. *Illing, L. V.*, 1954, Bahaman calcareous sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 1—95.
127. *Ingerson, E.*, 1940, Fabric criteria for distinguishing pseudo-ripple marks from ripple marks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 557—570.
128. *Ingerson, E., and Ramisch, J. L.*, 1942, Origin of shapes of quartz sand grains: Amer. Mineral. v. 27, pp. 595—606.
129. *Inman, D. L.*, 1949, Sorting of sediments in the light of fluid mechanics: Jour. Sed. Petrology, v. 19, pp. 51—70.
130. *Inman, D. L.*, 1952, Measures for describing the size distribution of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 125—145.
131. *Irani, R. R., and Callis, C. R.*, 1963, Particle size: measurement, interpretation, and application: New York, Wiley, 165 pp.
132. *Jamieson, T. F.*, 1860, On drift and rolled gravel of the north of Scotland: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 16, pp. 347—371.
133. *Jizba, Z. V.*, 1971, Mathematical analysis of grain orientation, in Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 313—334.
134. *Johansson, C. E.*, 1955a, Structural studies of sedimentary deposits (orientation analysis, literature digest, and field investigations) Lund Stud. Geogr., ser. A, Phys. Geogr., no. 32, 61 pp.
135. *Johansson, C. E.*, 1965b, Orientation of pebbles in running water: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 87, pp. 3—61.
136. *Judson, S., and Barks, R. E.*, 1961, Microstriations on polished pebbles: Amer. Jour. Sci. v. 259, pp. 371—381.
137. *Kahn, J. S.*, 1956a, The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. 1. On the measurement of packing in sandstones: Jour. Geol., v. 64, pp. 385—395.
138. *Kahn, J. S.*, 1956b, Analysis and distribution of packing properties in sand-size sediments. 2. The distribution of the packing measurements and an example of packing analysis: Jour. Geol., v. 64, pp. 578—606.
139. *Kahn, J. S.*, 1959, Anisotropic sedimentary parameters: Trans. New York Acad. Sci., ser. 2, v. 21, pp. 373—386.
140. *Kalkowsky, E.*, 1908, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Baundsandstein: Zeitschr. Deutsche. Geol. Ges., v. 60, pp. 68—125.
141. *Karlstrom, T. N. V.*, 1952, Improved equipment and techniques for orientation studies of large particles in sediments: Jour. Geol., v. 60, pp. 489—493.
142. *Kauranne, L. K.*, 1960, A statistical study of stone orientation in glacial till: Bull. Comm. Geol. Finlande, no. 188, pp. 87—97.
143. *Keller, W. D.*, 1945, Size distribution of sand in some dunes, beaches, and sandstones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 29, pp. 215—221.

144. *Keller, W. H.*, 1946, Evidence of texture on the origin of the Cheltenham firecłay of Missouri and associated shales: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 63—71.
145. *Kelling, G., and Williams, P. F.*, 1967, Flume studies of the reorientation of pebbles and shells: Jour. Geol., v. 75, pp. 243—267.
146. *Kindle, E. M.*, 1936, Dominant factors in the formation of firm and soft sand beaches: Jour. Sed. Petrology, v. 6, pp. 16—22.
147. *Kittleman, L. R., Jr.*, 1964, Application of Rosin's distribution to size-frequency analysis of clastic rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 483—502.
148. *Klein, G. deV.*, 1963, Boulder surface markings on Quaco Formation (Upper Triassic), St. Martin's. New Brunswick, Canada: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 49—52.
149. *Klovan, J. E.*, 1966, The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 115—125.
150. *Knopf, E. B., and Ingreson, E.*, 1938, Structural petrology: Geol. Soc. Amer. Mem. 6, 270 pp.
151. *Kolduk, W. S.*, 1968, On environment-sensitive grain-size parameters: Sedimentology, v. 10, pp. 57—69.
152. *Kolmogorov, A. N.*, 1941, Über das logarithmische Verteilungsgesets der Teichen bei Zerstückelung: Dokl. Akad. Nauk, SSSR, v. 31, pp. 90—101.
153. *Konzewitsch, N.*, 1961, La Forma de los clastos: Serv. Hidrografia Naval Publ., v. 626, 113 pp. (with English summary).
154. *Köster, E.*, 1964, Granulometrische und morphometrische Messmethoden an Mineralkörnen, Steinen, und sonstigen Stoffen: Stuttgart, Enke, 336 pp.
155. *Krinsley, D. H.*, 1973, Atlas of sand surface textures: Cambridge Earth Sci. Series, 91 pp.
156. *Krinsley, D., and Donahue, J.*, 1968, Environmental interpretation of sand grain surface texture by electron microscopy: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 743—748.
157. *Krinsley, D., and Funnell, B.*, 1965, Environmental history of sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 121, pp. 435—461.
158. *Krinsley, D., and Margolis, S.*, 1969, A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope: Trans. New York Acad. Sci., ser. II, v. 31, pp. 457—477.
159. *Krinsley, D., and Takahashi, T.*, 1962a, The surface textures of sand grains, an application of electron microscopy: Science, v. 138, pp. 923—925.
160. *Krinsley, D.*, 1962b, The surface textures of sand grains, an application of electron microscopy. Glaciation: Science, v. 138, pp. 1262—1264.
161. *Krinsley, D.*, 1962c. Applications of electron microscopy to geology: Trans. New York Acad. Sci., ser. II, v. 25, pp. 3—22.
162. *Krumbein, W. C.*, 1934, Size frequency distributions of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 4, pp. 65—77.
163. *Krumbein, W. C.*, 1938, Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 84—90.
164. *Krumbein, W. C.*, 1939, Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits: Jour. Geol., v. 47, pp. 673—706.
165. *Krumbein, W. C.*, 1940, Flood gravel of San Gabriel Canyon, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 636—676.
166. *Krumbein, W. C.*, 1941a, Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles: Jour. Sed. Petrology, v. 11, pp. 64—72.
167. *Krumbein, W. C.*, 1941b, The effects of abrasion on the size, shape, and roundness of rock fragments: Jour. Geol., v. 49, pp. 482—520.
168. *Krumbein, W. C.*, 1942a, Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1355—1402.
169. *Krumbein, W. C.*, 1942b, Settling velocity and flume-behaviour of non-spherical particles: Trans. Amer. Geophys. Union, 1942, pp. 621—633.
170. *Krumbein, W. C., and Monk, G. D.*, 1942, Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand: Amer. Inst. Min Metall. Eng., Tech. Publ. 1492, 11 pp.
171. *Krumbein, W. C., and Pettijohn, F. J.*, 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 549 pp.
172. *Krumbein, W. C., and Tisdel, F. W.*, 1940, Size distributions of source rocks of sediments: Amer. Jour. Sci., v. 238, pp. 296—305.
173. *Krynine, P. D.*, 1941, Petrographic studies of variations in cementing material in the Oriskany sand: Bull. Pennsylvania State Coll., 33, pp. 108—118.
174. *Krynine, P. D.*, 1942, Critical velocity as a controlling factor in sedimentation (abstract): Bull. Geol. Soc. A Amer., v. 52, p. 1805.
175. *Krynine, P. D.*, 1946, Microscopic morphology of quartz types: Proc. 2nd Pan Am. Congr. Min. Eng. Geol., v. 3, 2nd Comm., pp. 35—49.

176. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—165.
177. *Kuenen, Ph. H.*, 1942, Pitted pebbles: Leidse Geol. Meded., v. 13, pp. 189—201.
178. *Kuenen*, Ph. H., 1955, Experimental abrasion of pebbles. 1. Wet sandblasting: Leidse Geol. Meded., v. 20, pp. 131—137.
179. *Kuenen, Ph. H.*, 1956, Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling by current: Jour. Geol. v., 64, pp. 336—368.
180. *Kuenen, Ph. H.*, 1958, Some experiments on fluviatile rounding: Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., ser. B., v. 61, pp. 47—53.
181. *Kuenen, Ph. H.*, 1959, Experimental abrasion. 3. Fluviatile action on sand: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 192—190.
182. *Kuenen, Ph. H.*, 1960a, Experimental abrasion of sand grains: 21st Sess. Int. Geol. Congr., Norden, pt. 10, pp. 50—53.
183. *Kuenen, Ph. H.*, 1960b, Experimental abrasion. 4. Eolian action: Jour. Geol., v. 68, pp. 427—449.
184. *Kuenen, Ph. H.*, 1964, Experimental abrasion. 6. Surf action: Sedimentology, v. 3, pp. 29—43.
185. *Kuenen, Ph. H.*, 1969. Origin of quartz silt: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1631—1633.
186. *Kuenen, Ph. H., and Perdok, W. G.*, 1961, Frosting on quartz grains. Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., ser. B., pp. 343—345.
187. *Kuenen, Ph. H., and Perdok, W. G.*, 1962, Experimental abrasion. 5. Frosting and defrosting of quartz grains: Jour. Geol., v. 70, pp. 648—658.
188. *Landon, R. E.*, 1930, An analysis of beach pebble abrasion and transportation: Jour. Geol., v. 38, pp. 437—446.
189. *Lane, E. W., et al.*, 1947, Report of the subcommittee on sediment terminology: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 28, pp. 936—938.
190. *Laudermilk, J. D.*, 1931, On the origin of desert varnish: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 21, pp. 51—66.
191. *Lenk-Chevitch, P.*, 1959, Beach and stream pebbles: Jour. Geol., v. 67, pp. 103—108.
192. *Linck, G.*, 1903, Die Bildung der Ookithe und Rogensteine: Neues Jahrb. Min., B. B., v. 16, pp. 495—513.
193. *Lindsey, D. A.*, 1966. Sediment transport in a Precambrian ice age — the Huronian Gowganda Formation: Science, v. 154, pp. 1442—1443.
194. *McBride, E. F.*, 1971, Mathematical treatment of size distribution data, in Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 109—127.
195. *McIver, N. L.*, 1970, Appalachian turbidites, in Studies of Appalachian geology: central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 69—81.
196. *McKee, E. D., and Gutschick, R. C.*, 1969, History of Redwall Limestone of northern Arizona: Geol. Soc. Amer. Mem. 114, pp. 1—726.
197. *Majewske, O. P.*, 1969, Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin section: (Int. Sed. Petrog. Ser., v. 13) Leiden, Brill, 102 pp.
198. *Margolis, S. V.*, 1968, Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains: Sed. Geol., v. 2, pp. 243—256.
199. *Marshall, C. E.*, 1941, Studies in the degree of dispersion of clays. IV. The shapes of clay particles: Jour. Phys. Chem., v. 41, pp. 81—93.
200. *Marshall, P. E.*, 1927, The wearing of beach gravels: Proc. New Zealand Inst., v. 58, pp. 507—532.
201. *Martinez, J. D.*, 1958, Photometer method for studying quartz grain orientation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 588—608.
202. *Martinez, J. D.*, 1963, Discussion: rapid methods for dimensional grain orientation measurements (W. Zimmerle and L. C. Bonham): Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 483—484.
203. *Mason, C. C., and Folk, R. L.*, 1958, Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analyses, Mustang Island, Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 211—226.
204. *Mast, R. F., and Potter, P. E.*, 1963, Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability, pt. 2: Jour. Geol., v. 71, p. 548—565.
205. *Mazzoni, M. M., and Spalletti, L. A.*, 1972, Sedimhentológia de las arenas del Rio Grande de Jujuy: Rev. Mus. La Plata (ms.), Sec. Geol., v. 8, pp. 35—117.
206. *Meade, R. H.*, 1964, Removal of water and rearrangement of particles during compaction of clayey sediments — a review: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 497-B, 23 pp.
207. *Mellon, G. B.*, 1964, Discriminatory analysis of calcite- and silicate-cemented phases of the Mountain Park Sandstone: Jour. Geol., v. 72, pp. 786—809.

208. *Middleton, G. V.*, 1967, The orientation of concavo-convex particles deposited from experimental turbidity currents: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 229—232.
209. *Moiola, R. J., and Weiser, D.*, 1968, Textural parameters: an evaluation: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 45—53.
210. *Moiola, R. J.*, 1969, Environmental analysis of ancient sandstone bodies by discriminant analysis (abstr.): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, p. 733.
211. *Monaghan, P. H., and Lytle, M. A.*, 1956, The origin of calcareous ooliths: Jour. Sed. Petrology, v. 26, pp. 111—118.
212. *Moore, B. N.*, 1934, Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake Region, Oregon: Jour. Geol., v. 42, pp. 358—375.
213. *Moore, H. B.*, 1939, Faecal pellets in relation to marine deposits, in Recent marine sediments (Trask, P., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 516—524.
214. *Moors, H. T.*, 1969, The position of graptolites in turbidites: Sed. Geol., v. 3, no. 4, pp. 241—261.
215. *Moors, H. T.*, 1970, Current orientation of graptolites: its significance and interpretation: Sed. Geol., v. 4, no. 2, pp. 117—134.
216. *Moss, A. J.*, 1962, The physical nature of common sandy and pebbly deposits, pt. 1: Amer. Jour. Sci., v. 260, pp. 337—373.
217. *Moss, A. J.*, 1963, The physical nature of common sandy and pebbly deposits, pt. 2: Amer. Jour. Sci., v. 261, pp. 297—343.
218. *Moss, A. J.*, 1966, Origin, shaping, and significance of quartz sand grains: Jour. Geol. Soc. Australia, v. 13, pp. 97—136.
219. *Moss, A. J.*, 1972, Bed-load sediments: Sedimentology, v. 18, pp. 157—219.
220. *Muir, R. O., and Walton, E. K.*, 1957, The East Kirton limestone: Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 22, pp. 157—168.
221. *Müller, G.*, 1967, Methods in sedimentary petrology: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 283 pp.
222. *Nanz, R. H.*, 1955, Grain orientation in beach sands — a possible means for predicting reservoir trend (abstr.): Jour. Sed. Petrology, v. 25, p. 130.
223. *Newell, N. D., Purdy, E. G., and Imbrie, J.*, 1960, Bahamian oolitic sand: Jour. Geol., v. 68, pp. 481—497.
224. *Newell, N. D., and Rigby, J. K.*, 1957, Geological studies on the Great Bahama Bank, in Regional aspects of carbonate deposition: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pbl. 5, pp. 15—72.
225. *Niggli, P.*, 1934, Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach Korn susammensetzung: Schweiz, Min. Pet. Mitt., v. 15, pp. 31—38.
226. *Oertal, G., and Curtis, C. D.*, 1972, Clay-ironstone concretions preserving fabrics due to progressive compaction: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2597—2606.
227. *Onions, D., and Middleton, G. V.*, 1968, Dimensional grain orientation of Ordovician turbidite graywackes: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 164—174.
228. *Otto, G. H.*, 1939, A modified logarithmic probability graph for interpretation of mechanical analyses of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 9, pp. 62—76.
229. *Parkash, B., and Middleton, G. V.*, 1970, Downcurrent textural changes in Ordovician turbidite graywackes: Sedimentology, v. 14, pp. 259—293.
230. *Passega, R.*, 1957, Texture as a characteristic of clastic deposition: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 1952—1984.
231. *Passega, R.*, 1964, Grain size representation by CM patterns as a geological tool: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 830—847.
232. *Pelletier, B. R.*, 1958, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 69, pp. 1033—1064.
233. *Pettijohn, F. J.*, 1930, Imbricate arrangement of pebbles in a pre-Cambrian conglomerate: Jour. Geol., v. 38, pp. 568—573.
234. *Pettijohn, F. J.*, 1940, Relative abundance of size grades of clastic sediments (abstr.): Program Soc. Econ. Paleont. Min. 1940 meeting.
235. *Pettijohn, F. J., and Lundahl, A. C.*, 1943, Shape and roundness of Lake Erie beach sands: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 69—78.
236. *Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R.* 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
237. *Phemister, J.*, 1956, Petrography, in The limestones of Scotland: Mem. Geol. Surv., Spec. Repts. Min. Res. Great Britain, v. 37, pp. 66—74.
238. *Plumley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 58, pp. 526—577.
239. *Porter, J. J.*, 1962, Electron microscopy of sand surface texture: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 124—135.
240. *Potter, P. E.*, 1955, Petrology and origin of the Lafayette gravel: Jour. Geol., v. 63, pp. 1—38.

241. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York Springer, 295 pp.

242. *Powers, M. C.*, 1953, A new roundness scale for sedimentary particles: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 117—119.

243. *Pryor, W. A.*, 1971, Grain shape, in Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley — Interscience, pp. 131—150.

244. *Raleigh, L.*, 1943, The ultimate shape of pebbles, natural and artificial: Proc. Roy. Soc. London, v. 181, pp. 107—118.

245. *Raeigh, L.*, 1944, Peblles, natural and artificial. Their shape under various conditions of abrasion: Proc. Roy. Soc. London, v. 182, pp. 321—335.

246. *Rastall, R. H., and Hemingway, J. E.*, 1940, The Yorkshire Dogger, I. The coastal region: Geol. Mag., v. 67, pp. 177—197.

247. *Rastall, R. H.*, 1941, The Yorkshire Dogger, II. Lower Eskdale: Geol. Mag., v. 78, pp. 351—370.

248. *Ricci Lucchi, F., and Casa, G. D.*, 1970, Surface textures of desert quartz grains. A new attempt to explain the origin of desert frosting: Ann. Museo. Geol. Bologna, ser. 2a, v. 36, pp. 751—766.

249. *Richter, K.*, 1932, Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus dem Kritzen und Längsachsen der Geschiebe: Zeitsch. Geschieberforsch., v. 8, pp. 62—66.

250. *Richter, K.*, 1936, Ergebnisse und Aussichten der Gefügeforschung im pommereschen Diluvium: Geol. Rundschau. v. 27, pp. 196—206.

251. *Rittenhouse, G. R.*, 1943, Sedimentation near junction of Maquoketa and Mississippi Rivers — a discussion: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 40—42.

252. *Rittenhouse, G. R.*, 1949, Petrology and paleogeography of Greenbriar Formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1704—1730.

253. *Rittenhouse, G. R.*, 1971, Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a theoretical approach: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 55, pp. 92—96.

254. *Robinson, G. W.*, 1949, Soils, their origin constitution and classification, 3rd ed.: London, Murby, 573 pp.

255. *Rogers, J. J., W., and Head, W.* B., 1961, Relationships between porosity, median size, and sorting coefficients of synthetic sands: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 467—470.

256. *Rogers, J. J. W., Krueger, W. C., and Krog, M.*, 1963, Sizes of naturally abraded materials: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 628—632.

257. *Roller, P. S.*, 1937, Law of size distribution and statistical description of particulate materials: Jour. Franklin Inst., v. 223, pp. 609—633.

258. *Roller, P. S.*, 1941, Statistical analysis of size distribution of particulate materials with special reference to bimodal frequency distributions: Jour. Phys. Chem., v. 45, pp. 241—281.

259. *Rosin, P. O., and Rammler, E.*, 1934, Die Kornzusammensetzungs des Mahlgutes im Lichte der Wahrscheinlichkeitslehre: Kolloid Zeitschr., v. 67, pp. 16—26.

260. *Roth, R.*, 1932, Evidence indicating the limits of Triassic in Kansas, Oklahoma, and Texas: Jour. Geol., v. 40, pp. 718—719.

261. *Rothpletz, A.*, 1892, On the formation of oolite: Bot. Centralbl., no. 35 (Crasin, F. F., trans.), in Amer. Geol., v. 10, pp. 279—282.

262. *Rowland, R. A.*, 1946, Grain-shape fabrics of clastic quartz: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 57, pp. 547—564.

263. *Ruedemann, R.*, 1897, Evidence of current action in the Ordovician of New York: Amer. Geol., v. 19, pp. 367—391.

264. *Russell, R. D., and Taylor, R. E.*, 1973a, Bibliography on roundness and shape of sedimentary rock particles: Rept. Comm. Sedimentation 1936—1937, Nat. Res. Coun., pp. 65—80.

265. *Russell, R. D.*, 1937b, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour Geol., v. 45, pp. 225—267.

266. *Russell, R. J.*, 1968, Where most grains of very coarse sand and gravel are deposited: Sedimentology, v. 11, pp. 31—38.

267. *Rust, B. R.*, 1972, Pebble orientation in fluvial sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 42, pp. 384—388.

268. *Sahu, B. K.*, 1964a, Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 73—83.

269. *Sahu, B. K.*, 1964b, Significance of the size-distribution statistics in the interpretation of depositional environments: Res. Bull. Panjab Univ. (n. s.), v. 15, pts. 3—4, pp. 213—219.

270. *Sander, Bruno*, 1936, Beiträge zur Kenntniss der Anlagersgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias): Min. Pet. Mitt., v. 48, pp. 27—139; Contributions to the study of depositional fabrics (Rhythmically deposited Triassic limestones and dolomites), Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 207 pp. (Knopf, E. B., trans., 1951).

271. *Саркисян С. Г., Климова Л. Г.* Ориентировка гальки и методы их изучения для палеогеографических построений. — Изв. АН СССР, 1955. 164 с.
272. *Scheidegger, A. E.*, 1957, The physics of flow through porous media: New York, Macmillan. Inc., 236 pp.
273. *Schermerhorn, L. J. G.*, 1966, Terminology of mixed coarse-fine sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 831—835.
274. *Schlee, J.*, 1957, Upland gravels of southern Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1371—1410.
275. *Schlee, J., Uchupi, E., and Trumbull, J. V. A.*, 1965, Statistical parameters of Cape Codbeach and eolian sands: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-D, pp. 118—122.
276. *Schoklitsch, A.*, 1933, Ueber die Verkleinung der Geschiebe in Flussläufen Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math. — Natur. Kl., sec. 112, v. 142, no. 8, pp. 343—366.
277. *Schwarzacher, W.*, 1951, Grain orientation in sands and sandstones: Jour. Sed Petrology, v. 21, pp. 162—172.
278. *Scott, H. W.*, 1947, Solution sculpturing in limestone pebbles: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 58, pp. 141—152.
279. *Scott, K. M., and Gravlee, G. C., Jr.*, 1968, Flood surge on the Rubicon River, California — hydrology, hydraulics and boulder transport: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 422—M, 40 pp.
280. *Sedimentary* Petrology Seminar, 1965, Gravel fabric in Wolf Run: Sedimentology, v. 4, pp. 273—282.
281. *Seifert, G. V.*, 1954, Das mikroskopische Korngefüge des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem dänischen Wohld: Meyniana, v. 2, pp. 126—189.
282. *Seilacher, A.*, 1960, Strömungsanzeichen im Hunsrückshiefer: Notizbl. Hessischen Landesanst. Bodenforsch., Wiesbaden, v. 88, pp. 88—106.
283. *Sestini, G., and Pranzini, G.*, 1965, Correlation of sedimentary fabric and sole marks as current indicators in turbidites: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 100—108.
284. *Shepard, F. P.*, 1954, Nomenclature based on sand-silt-clay rations; Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 151—158.
285. *Shrock, R. R.*, 1930, Polyhedral pisolites: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 19, pp. 368—372.
286. *Shrock, R. R.*, 1948a, Sequence in layered rocks: New York, McGraw-Hill, 507 pp.
287. *Shrock, R. R.*, 1948b, A classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 118—129.
288. *Sindowski, K.-H.*, 1957, Die synoptische Methode des Kornkurben-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume: Geol. Jahrb., v. 73, pp. 235—275.
289. *Slichter, C. S.*, 1899, Theoretical investigation of the motion of ground water: U. S. Geol. Surv., 19th Ann. Rept., pt. II, p. 305.
290. *Smalley, I. J.*, 1964a, Representation of packing in a clastic sediment: Amer. Jour. Sci., v. 262, pp. 242—248.
291. *Smalley, I. J.*, 1964b, A method for describing the packing texture of clastic sediments: Nature, v. 203, pp. 281, 284.
292. *Smalley, I. J.*, 1966, Origin of quartz sand: Nature, v. 211, pp. 476—479.
293. *Smalley, I. J., and Vita-Finzi, C.*, 1968, The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert» loess: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 766—774.
294. *Sneed, E. D., and Folk, R. L.*, 1958, Pebbles in the lower Colorado River, Texas — a study in particle morphogenesis: Jour. Geol., v. 66, pp. 114—150.
295. *Solohub, J. T., and Klovan, J. E.*, 1970, Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 81—101.
296. *Sorby, H. C.*, 1963, Ueber Kalkstein-Geschiebe mit Eindrücke: Neues Jahrb. Min., pp. 801—807.
297. *Sorby, H. C.*, 1879, The structure and origin of limestones: Proc. Geol. Soc. London, v. 35, pp. 56—95.
298. *Spencer, D. W.*, 1963, The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 180—190.
299. *Spry, A.*, 1969, Metamorphic textures: London, Pergamon, 350 pp.
300. *Stauffer, C. R.*, 1945, Gastroliths from Minnesota: Amer. Jour. Sci., v. 243, pp. 336—340.
301. *Stieglitz, R. D.*, 1969, Surface textures of quartz and heavy mineral grains from fresh-water environments: an application of scanning electron microscopy: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 2091—2094.
302. *Stopes, M. C., and Watson, D. M. S.*, 1909, On the present distribution and origin of the calcareons concretions in coal-seams, known as coal balls: Trans. Roy. Phil. Soc. London, ser. B, v. 200, pp. 167—218.
303. *Swensen, F. A.*, 1942, Sedimentation near junction of Maquoketa and Mississippi Rivers: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 3—9.

304. *Swett, Keene, Klein, G. de V., and Smith, D. M.*, 1971, A Cambrian tidal sand body — the Eriboll sandstone of northwest Scotland: an ancient-recent analog: Jour. Geol., v. 79, pp. 400—415.

305. *Tanner, W. F.*, 1958, The zig-zag nature of Type I and Type IV curves: Jour. Sed. Petrology., v. 28, pp. 372—375.

306. *Tanner, W. F.*, 1959, Sample components obtained by the method of differences: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 408—411.

307. *Taylor, J. H.*, 1949, Petrology of the Northampton Sand ironstone formation: Mem. Geol. Surv. Great Britain, 111 pp.

308. *Taylor, J. M.*, 1950, Pore-space reduction in sandstones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 701—716.

309. *Thiel, G. A.*, 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 102—124.

310. *Todd, D. K.*, 1960, Ground water hydrology: New York, Wiley, 336 pp.

311. *Trefethen, J. M.*, 1950, Classification of sediments: Amer. Jour. Sci., v. 248, pp. 55—62.

312. *Trowbridge, A. C., and Shepard, F. J.*, 1932, Sedimentation in Massachusetts Bay: Jour. Sed. Petrology, v. 2, pp. 3—37.

313. *Truesdell, P. E., and Varnes, D. J.*, 1950, Chart correlating various grain-size definitions of sedimentary materials: U. S. Geol. Surv.

314. *Turnau-Morawska, M.*, 1955, Optical orientation of elongated quartz sand grains: Arch. Min., v. 18, pp. 293—302 (Polish with English summary).

315. *Twenhofel, W. H.*, 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkens, 926 pp.

316. *Twenhofel, W. H.*, 1937, Terminology of the fine-grained mechanical sediments: Rept. Comm. Sedimentation 1936—1937, Nat. Res. Coun., pp. 81—104 (mimeographed).

317. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Principles of sedimentation: New York, McGraw-Hill, 673 pp.

318. *Tyrrell, G. W.*, 1921, Some points in petrographic nomenclature: Geol. Mag., v. 58, pp. 501—502.

319. *Udden, J. A.*, 1898, Mechanical composition of wind deposits: Augustana Library Publ. 1, pp. 1—69.

320. *Udden, J. A.*, 1914, The mechanical composition of clastic sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 655—744.

321. *Unrug, R.*, 1956, Preferred orientation of pebbles in Recent gravels of the Dunajec River in the Western Carpathians: Bull. Acad. Polonaise Sic., Ch. 3, v. 14. pp. 469—473.

322. *Unrug, R.*, 1957, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (western Carpathians): Acta Geol. Polonica, v. 7, pp. 217—257 (Polish with English summary).

323. *Virkkala, K.*, 1960, On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande 188, pp. 161—176.

324. *Visher, G. S.*, 1969, Grain size distributions and depositional processes: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1074—1106.

325. *Vita-Finzi, C., and Smalley, I. J.*, 1970, Origin of quartz silt: Comments on a note by Ph. H. Kuenen: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 1367—1368.

326. *Von Engelen, O. D.*, 1930, Type form of faceted and striated glacial pebbles: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 19, pp. 9—16.

327. *Wadell, H.*, 1932, Volume, shape, and roundness of rock particles: Jour. Geol., v. 40, pp. 443—451.

328. *Wadell, H.*, 1935, Volume, shape, and roundness of quartz particles: Jour. Geol., v. 43, pp. 250—280.

329. *Waldschmidt, W. A.*, 1943, Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 25, pp. 1839—1879.

330. *Walker, T. R.*, 1957, Frosting of quartz grains by carbonate replacement: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 267—268.

331. *Waskom, J. D.*, 1958, Roundness as an indicator of environment along the coast of panhandle Florida: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 351—360.

332. *Wayland, R. G.*, 1939, Optical orientation in elongate clastic quartz: Amer. Jour. Sci., v. 237, pp. 99—109.

333. *Wentworth, C. K.*, 1919, A laboratory and field study of cobble abrasion: Jour. Geol., v. 27, pp. 507—521.

334. *Wentworth, C. K.*, 1922a, A field study of the shapes of river pebbles: Bull. U. S. Geol. Surv., no. 730-C, p. 114.

335. *Wentworth, C. K.*, 1922b, The shapes of beach pebbles: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 131-C, pp. 75—83.

336. *Wentworth, C. K.*, 1922c, A scale of grade and class terms for clastic sediments: Jour. Geol., v. 30, pp. 377—392.
337. *Wentworth, C. K.*, 1931a, The mechanical composition of sediments in graphic form: Univ. Iowa Studies Nat. Hist., v. 14, no. 3, 127 p.
338. *Wentworth, C. K.*, 1931b, Pebble wear on Jarvis Island beach: Washington Univ. Studies, Sci. and Tech., n. s., no. 5, pp. 11—37.
339. *Wentworth, C. K.*, 1932, The geologic work of ice jams in subarctic rivers: Washington Univ. Studies, Sci. and Tech., no. 7, pp. 49—80.
340. *Wentworth, C. K.*, 1933, Fundamental limits to the sizes of clastic grains: Science, v. 77, pp. 633—634.
341. *Wentworth, C. K.*, 1935, The terminology of coarse sediments: Bull. Nat. Res. Coun., v. 98, pp. 225—246.
342. *Wentworth, C. K.*, 1936a, An analysis of the shapes of glacial cobbles: Jour. Sed. Petrology, v. 6, pp. 85—96.
343. *Wentworth, C. K.*, 1936b, The shapes of glacial and ice jam cobbles: Jour. Sed. Petrology, v. 6, pp. 97—108.
344. *Wentworth, C. K., and Williams, H.*, 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Bull. Nat. Res. Coun., v. 89, pp. 19—53.
345. *West, R. C., and Donner, J. J.*, 1956, The glaciation of East Anglia and the East Middlands: a differentiation based on stone orientation measurement of tills: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 112, pp. 69—91.
346. *White, W. S.*, 1952, Imbrication and initial dip in a Keweenawan conglomerate bed: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 189—199.
347. *Whitney, M. L., and Dietrich, R. V.*, 1973, Ventifact sculpture by windblown dust: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 2561—2581.
348. *Willman, H. B.*, 1942, Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa, and Streater quadrangles: Bull. Illinois Geol. Surv. 66, pp. 343—344.
349. *Wolfe, M. J.*, 1967, An electron microscope study of the surface texture of sand grains from a basal conglomerate: Sedimentology, v. 8, pp. 239—247.
350. *Wolff, R. G.*, 1964, The dearth of certain sizes of materials in sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 320—327.
351. *Woodford, A. O.*, 1925, The San Onofre Breccia: Bull. Univ. California Dept. Geol. Sci., v. 15, pp. 159—280.
352. *Zimmerle, W., and Bonham, L. C.*, 1962, Rapid methods for dimensional grain orientation measurements: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 751—763.
353. *Zingg, Th.*, 1935, Beiträge zur Schotteranalyse: Min. Petrog. Mitt. Schweiz., v. 15, pp. 39—140.

ГЛАВА 4. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Введение и классификация

Текстуры — это такие черты осадочных пород, которые, в противовес структурам, предпочтительно наблюдать и изучать в обнажениях, а не в образцах или шлифах. Структуры, отражающие взаимоотношения между зернами, лучше всего видны под микроскопом; текстуры, отвечающие более крупным элементам строения осадочных пород, хорошо наблюдаются при полевых исследованиях. Следовательно, анализ текстур — такое же старинное занятие, как и собственно изучение геологии. Такие текстуры, как косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания, описаны в самых первых печатных работах геологов.

Первичные осадочные текстуры используются для определения агентов или условий осадконакопления. Например, градационная или косая слоистость, это текстурные признаки применяются для уточнения стратиграфического разреза по вертикали или для определения перевернутого залегания слоев [201]. В последние годы направленные текстуры применяются для картирования палеотечений и установления палеонаклонов и простираний осадков [169, 171]. Особое внимание уделяется изучению биогенных текстур [ichnofossils), указывающих на условия осадконакопления. По сравнению с настоящими фаунистическими остатками эти текстуры не подвергаются переработке или переносу [194]. В последнее время повысился интерес к текстурам течения и характеру потоков, в которых они образовались [150].

Возрожденный интерес к осадочным текстурам, возникший в процессе изучения современных осадков и картирования распределения палеотечений в древних отложениях, привел к публикации многочисленных работ, посвященных различным аспектам этого вопроса. К ним относятся атласы Хабакова [112], Поттера и Петтиджона [171], Риччи Люччи [180], учебник по осадочным текстурам Конибира и Крука [47] и монография Гублера и соавторов [84]. Существует большое количество крупных работ, посвященных особым классам текстур — иероглифам [215, 67, 61, 69] и биогенным текстурам [2, 132, 195]. Заслуживают упоминания труды симпозиума по первичным осадочным текстурам и их гидродинамической интерпретации [150]. Помимо этих работ опубликовано много отдельных статей, рассматривающих конкретные текстуры, а также ряд обстоятельных работ, посвященных слоистости, наиболее распространенной текстуре, характеризующей осадочные образования [13, 228, 36, 24, 28, 29]. Даже существует учебник по методам изучения осадочных текстур, особенно развитых в современных морских отложениях [32].

В результате повышенного интереса к осадочным текстурам делались различные попытки разработать классификацию и номенклатуру этих признаков осадочных пород. К решению проблемы классификации возможны два подхода. Один из них морфологический, другой — генетический. В первом случае делается попытка сгруппировать осадочные текстуры по признаку формы или геометрии и по месту их залегания,

например по отношению к подошве слоя. В генетической классификации текстуры объединяются в группы в соответствии с процессом образования и выделяются текстуры биогенные, гидродинамические или деформационные [155, 72]. В генетической классификации предполагается, что текстуры имеют вполне определенное происхождение. Это не всегда оправдано. Более того, многие текстуры являются сложными, и в их образовании участвуют несколько процессов. Например, при образовании рифленых отпечатков (flute cast) и знаков ряби происходит деформация осадочного материала одновременно с образованием этих текстур течениями. Но составление чисто морфологической классификации тоже связано с трудностями. Знаки ряби можно рассматривать как образования на поверхности слоя, но они могут образовать и наклонную микрослоистость, которая является внутренней текстурой. Даже трещины усыхания могут быть чертой поверхности слоя, могут образовывать внутреннюю текстуру породы или быть подошвенными знаками (как, например, слепки трещин усыхания в подошве перекрывающего песчаника). Чисто морфологическая классификация [47] довольно искусственна и в ней объединяются совершенно не связанные текстуры. Такая схема может пригодиться для распознавания текстур, но не прибавляет наших знаний о них.

Таблица 4-1

Классификация текстур осадочных пород

Неорганические		Органические
Механические („первичные")	Химические („вторичные")	
А. Слоистость: геометрия 1. Параллельная 2. Волнистая	А. Текстуры растворения 1. Стилолиты 2. Коррозионные зоны 3. Пустоты, отпечатки округлые и т. д.	А. Окаменелости
Б. Внутренние текстуры 1. Косая слоистость 2. Слоистость со знаками ряби 3. Градационная слоистость 4. Слоистость нарастания	Б. Текстуры нарастания 1. Стяжения 2. Конкреции 3. Кристаллические агрегаты (сферолиты и розетки) 4. Прожилки 5. Полосчатая раскраска	Б. Слоистость (Weedia и подобные строматолиты)
В. Знаки на плоскостях слоистости (в подошве) 1. Промоины или знаки течений (рифели) 2. Механические знаки (борозды и т. д.)	В. Сложные текстуры 1. Жеоды 2. Септарии 3. Фунтиковая текстура (cone-in-cone)	В. Смешанные 1. Следы сверления 2. Следы ползания 3. Отпечатки и слепки 4. Фекальные комочки и копролиты
Г. Знаки на плоскости слоистости (на поверхности) 1. Следы волн и всплесков. 2. Ямки и отпечатки (капли дождя и т. д.) 3. Линейность течения		
Д. Деформационная слоистость 1. Текстуры нагрузки и оседания 2. Конседиментационные складки и брекчии 3. Песчаные дайки и силлы		

Как и при разработке классификации осадочных пород, вероятно целесообразно для систематики текстур применить оба принципа — генетический и морфологический. Для удобства крупные систематические единицы выделены на генетической основе, а мелкие — по морфологическому принципу. Поэтому осадочные текстуры подразделяются на физические, химические и биологические (табл. 4-1). Физические (механические) текстуры — это в основном первичные признаки породы, образующиеся одновременно с накоплением осадка. Они бывают гидродинамическими (образованными течениями) и реологическими, т. е. возникающими при гидропластических конседиментационных деформациях, и могут образоваться в длительный постседиментационный период. Органические, или биогенные, текстуры образуются организмами в процессе осадконакопления. (Поскольку диагенетические текстуры являются постседиментационными и в основном с процессом осадконакопления не связаны, они рассматриваются отдельно в гл. 12, посвященной диагенетическим преобразованиям и их продуктам).

В целом осадочные текстуры не зависят от состава породы или литологии. Косая слоистость характерна для любых зернистых материалов, не связанных силами сцепления, будут ли они сложены зернами кварца или карбонатным песком. Градационная слоистость и иероглифы характерны как для некоторых известняков, так и для определенных классов песчаных пород, но существуют и исключения. Косая слоистость и знаки ряби встречаются исключительно в рыхлых зернистых материалах, а трещины усыхания характерны для вязких илистых осадков. Строматолиты, за редкими исключениями, встречаются только в карбонатных отложениях. Однако сохранность осадочных текстур во многом зависит от состава породы. Текстуры, образующиеся на поверхности илистого осадка, могут сохраняться только в виде слепков в основании перекрывающих песчаных слоев. Если же ил содержит примесь карбонатного материала и превращается при литификации в известняк, черты строения такого слоя сохранятся и будут различимы на его поверхности. Именно поэтому большинство опубликованных фотографий современных трещин усыхания сделаны в глинистых породах, а их ископаемых аналогов — в известняках.

Слоистость

Наиболее характерной первичной текстурой осадочных пород является слоистость, или стратифицированность. По сути дела, понятие «слоистая порода» является почти синонимом термину «осадочная порода», несмотря на то что некоторые редкие разновидности осадочных пород, например тиллиты, лишены слоистости, а некоторые изверженные породы, такие как, например, поверхностные излияния, являются слоистыми.

Слоистость, или стратифицированность выражается чередованием осадочных пород плоской или полосовидной формы, обнаруживающих один и тот же литологический состав или текстуру и таким образом отделяющихся от других слоев, с которыми они переслаиваются. Пейн [166] применял тормин п л а с т (stratum) для слоя «более 1 см по мощности, визуально различаемого от подстилающего и перекрывающего слоев, разделение которых предопределено четкой разницей литологического состава или резким изменением физических свойств». Термин с л о й к и (lamination) применяется к чередованию аналоговых

единиц мощностью менее 1 см. Следовательно, основное различие между понятиями — в масштабе явления. Пейн пересмотрел общепринятые термины, применяемые к пластам, а именно листоватый, сланцеватый, плитчатый и массивный, и установил для каждой разновидности пределы мощности. Мак-Ки и Уир [144] сделали попытку различить термины, применяемые к пластам в зависимости от их мощности, и термины, определяющие способность расслаиваться. Как и Пейн, Мак-Ки и Уир [144] называют единицы мощностью менее 1 см слойками, а те, что больше 1 см, — слоями (beds). Слои от 1 до 5 см считаются очень тонкими, от 5 до 60 см — тонкими, от 60 до 120 см — толстыми, а свыше 120 см дается определение толстослоистые. По характеру расслаивания при той же мощности отдельных единиц порода может быть листоватой, сланцеватой, плитчатой и массивной соответственно. Более тонкие отложения называются слойчатыми (laminated), а при мощности слоя менее 2 мм — тонкослойчатыми.

Отто [163] попытался дать определение двух значащих единиц, а именно седиментационный элемент (unit) и слойчатость (lamination). Седиментационный элемент определяется как «мощность осадка, который отложился в преимущественно постоянных физических условиях». Поток по своей природе никогда не бывает совершенно однородным, поэтому, например, не встречаются осадочные породы, сложенные частицами одного размера. Фактически существует некоторое преобладающее течение, откладывающее частицы определенного размера. Это течение характеризуется средней скоростью и отлагает материал некоторого среднего размера на протяжении значительного отрезка времени. За этот промежуток времени и отлагается седиментационный элемент разреза. Когда течение резко меняется и устанавливаются новые условия (в иное время), то будет формироваться новый осадочный элемент разреза. Конечно, наблюдаются отдельные колебания скорости потока, которыми объясняется образование слоеватости или фаз [15], незначительно отличающихся друг от друга. Например, косой слой песка представляет из себя седиментационный элемент. Его образование происходит в преимущественно выдержанных условиях. Течение, отлагающее песок, выдерживает более или менее постоянное направление и скорость потока. Косые слойки регистрируют местные и непродолжительные колебания скорости отлагающего течения. Второй косослоистый элемент, залегающий над первым, обнаруживающий слоистость в том же самом или другом направлении, является отдельным и четким седиментационным элементом и несет в себе запись нового и отличающегося эпизода осадконакопления.

Разница между седиментационным элементом и слойками, по мнению Отто, состоит не в различной мощности. Годичные слои в ленточных глинах плиоценовых постледниковых озер, как правило, по мощности больше 1 см, но могут быть и меньше этой величины. Представляется неоправданным называть одни из них слоями или пластами, а другие — слойками. Все они являются маломощными седиментационными элементами. Поскольку алевритистые или песчанистые участки отдельных более мощных годичных лент обычно слоеватые, необходимо различать слойки и годичные слои, а следовательно, слои и слойки на другой основе, нежели предопределенное и спорное понятие мощности.

Несмотря на очевидную пользу понятия седиментационный элемент, его трудно применить к некоторым типам пород, и во многих

ситуациях оно больше подходит к грубообломочным отложениям, нежели к породам чисто химического или биогенного происхождения.

Большое внимание уделяется внешней форме и геометрии элементов слоистости, а также характеру и роли плоскостей, разделяющих эти элементы. Слои описываются как п л о с к и е, если ограничивающие их поверхности параллельны в пределах обнажения, и л и н з о в и д н ы е,



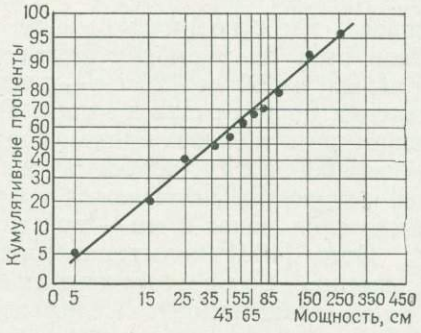


Рис. 4-1. График мощности градационных слоев построенный на логарифмической вероятностной бумаге. По [202].

А — архейские отложения, район озера Миннитаки, западная часть провинции Онтарио, Канада; *Б* — плейстоценовые ленточные пески и алевролиты, Патагония; *В* — архейские отложения вблизи Тампере, Финляндия

Рис. 4-2. График мощности слоев, построенный на логарифмической вероятностной бумаге. По Шварцахеру [189].

Косослоистые осадочные элементы в меловых песчаниках, Англия

если они сливаются друг с другом. Ограничивающие поверхности могут быть неровными. Такие термины, как в о л н и с т а я или ж е л в а к о в а я и к о н к р е ц и о н н а я текстуры характеризуют породы, которые выклиниваются или раздуваются, или даже распадаются на неясные линзы и желваковые тела. Закономерность строения слоистого разреза можно охарактеризовать постоянством мощности от слоя к слою и выдержанностью мощности и состава отдельных слоев по простиранию. Выделяется четыре класса слоев: 1) слои равной или почти равной мощности, состав и мощность которых выдержаны по простиранию; 2) слои н е р а в н о й мощности, выдержанные по простиранию; 3) слои н е р а в н ы е по мощности, прослеживаемые по простиранию, но п е р е м е н н о й мощности и 4) слои н е р а в н ы е по мощности, н е в ы д е р ж а н н ы е по мощности и п р е р ы в и с т ы е по простиранию.



Рис. 4-3. График мощности и медианного размера зерен в косослоистом осадочном элементе песчаников мелового возраста, Англия

Слоистость можно измерять, поэтому главные ее параметры в определенной степени могут получать количественную оценку. Установлено, что значения мощности отдельных слоев многих разрезов, особенно разрезов турбидитовых отложений и пепловых накоплений, подчиня-

ются логнормальному распределению [189, 76] (рис. 4-1 и 4-2). В целом, хотя далеко не всегда, грубость обломочного материала и мощность осадочного элемента связаны между собой (рис. 4-3). Эта связь наблюдается даже в косослоистых отложениях [189] и в песчаниках из разрезов турбидитовых отложений [76, 172]. В турбидитовых песчаниках и отложениях вулканического пепла как размерность зерен, так и мощность слоев сокращается вниз по течению [187]. Следовательно, характер слоистости в этих отложениях четко указывает на фации верховья и низовья потока, формировавшего эти отложения. Не имеет значения, наблюдается логнормальная закономерность изменения мощности слоя или нет; асимметричность в распределении мощностей по отношению к маломощным слоям выражена очень четко. Бокман [26] и предложил θ-шкалу, которая должна упорядочить первоначально асимметричное распределение мощности аналогично тому, как Ф-шкала регулирует распределение гранулометрического состава.

Давно известно, что поверхности наслоения, вероятно, отмечают этапы перерывов в осадконакоплении, а в некоторых случаях, возможно, и размыв. Подобные перерывы получили название *диастемы* [23, с. 794] и по времени, вероятно, отвечают более длительным отрезкам, чем время накопления слоя.

Внутреннее строение и текстура слоев

Массивная слоистость

Редко встречаются слои, лишенные какого-либо внутреннего строения или текстуры. Но те, которые не обладают явно выраженной текстурой, получили название *массивных*. На рентгеноструктурных снимках слоев, кажущихся однородными, во многих случаях заметна внутренняя слоеватость [92]. Следовательно, истинно массивные слои встречаются вероятно очень редко.

Тонкая слоистость (слойчатость)

Во многих слоях обнаруживается внутренняя слойчатость определенного типа. В некоторых из них эти слойки располагаются параллельно плоскостям, ограничивающих слой. В других случаях слойки наклонены к плоскостям раздела под небольшими углами (1—10°) или расположены под более крутым углом (10—35° и выше). В последнем случае слойчатость называется косой слоистостью, которая характерна для песчаных отложений. Слойки в таких образованиях просто регистрируют переходные фазы или мелкие случайные колебания скорости потока, образующего осадок.

Слойчатость наиболее характерна для мелкозернистых отложений, в особенности алевролитов и глинистых сланцев. Она выглядит как более или менее четкое чередование материала, отличающегося по гранулометрии или составу. Обычно мощность слойков колеблется от 0,5 до 1,0 мм. Они бывают выдержанными и четкими, либо прерывистыми и неясными. Примерами слойчатости могут служить чередования грубых и тонких частиц, т. е. алеврита, мелкозернистого песка и глины (см. рис. 8-3), темных и светлоокрашенных алевритовых слоев, в которых содержится различное количество органического вещества (см. рис. 8-4), и чередование известняка и алеврита.

Причинами для образования подобной слойчатости являются колебания в скорости переноса различных материалов, которые объясняют-

ся случайным смещением отлагающего потока, климатическими причинами (особенно циклическими изменениями, связанными с суточными или ежегодными ритмами), а также апериодическими штормами или наводнениями. Условия для образования и сохранения годичных слоев и критерии их распознавания рассмотрены в детальных работах Брэдли [34] и Руби [183].

В некоторых разновидностях глинистых сланцев ярко выраженная слойчатость — отличительная черта, для других характерно отсутствие этой текстуры. Типичным примером тонкослоистых глин являются озерные отложения. Менее всего слойчатость выражена в массивных илах и подобных им наземных отложениях; четкой слойчатостью характеризуются карбонатные осадки приливных равнин. В консолидированном состоянии эти отложения называются ламинитами.

Четкость выраженности и степень сохранности слойчатости отчасти являются приближенной мерой спокойствия водной среды, в которой накапливались отложения. Даже незначительное донное течение приведет к разрушению любой слойчатости, образовавшейся ранее. Поэтому слойчатость отвечает осадконакоплению в зоне ниже уровня волнений. Выраженность слойков в глинах может быть связана с соленостью воды. Определенные электролиты, из которых самым типичным является раствор хлористого натрия, вызывают хлопьеобразование или смешение (symmixis), которое приводит к перемешиванию алевритовых и глинистых частиц и образованию практически однородной, а не слоистой глины. Вполне возможно, что микрослоистость осадков могут разрушать огранизмы, поедающие органическое вещество в донных илах. В конечном результате это приводит к переработке осадка и к частичному или полному разрушению слойчатости. Поскольку такие явления наблюдаются практически повсеместно, сохранение слойчатости указывает на высокую скорость накопления осадков или на придонные условия, неблагоприятные для жизнедеятельности бентосной фауны. В последнем случае могут образоваться отдельные микрослои не толще листа бумаги, прослеживаемые на расстояние в несколько километров [12, рис. 9].

В общем виде, чем тоньше слойки, тем медленнее скорость накопления осадка. Справедливость этого положения очевидна из сопоставления двух слойков, образовавшихся с разной скоростью за равные отрезки времени, например за год.

Внутреннее строение и текстура

Вслед за основными параметрами — мощностью и латеральной протяженностью — внутренняя текстура слоя — это наиболее важное его свойство (рис. 4-4). Выделяются два основных типа внутренней текстуры: косая и градационная слоистости. Хотя эти текстуры наиболее характерны для песчаных слоев, они могут устанавливаться как в грубообломочных, так и в мелкозернистых отложе-

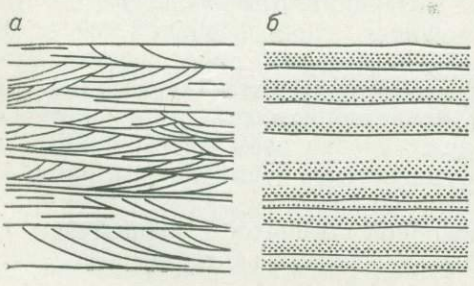


Рис. 4-4. Слоистость течения (*а*) и градационная слоистость (*б*). По Бейли [19]

ниях, включая многие известняки обломочного происхождения. Бейли [18] отмечал, что эти текстуры являются взаимоисключающими и, по всей вероятности, отвечают двум прямо противоположным обстановкам осадконакопления.

Косая слоистость и знаки ряби

Косая слоистость и знаки ряби обычно рассматривают как явления, не связанные друг с другом. Косая слоистость считается внутренней чертой слоя, а знаки ряби принято считать поверхностными знаками или текстурами на плоскости наслоения. На самом деле они тесно связаны и представляют собой две стороны одного явления. Косая слоистость образуется при миграции мегаряби или песчаной волны; знаки ряби образуют мелкомасштабную косую слоистость (слоистость ряби) при миграции.

В общем виде знак ряби — элемент мелкомасштабной текстуры. Длина волны равняется нескольким сантиметрам, а высота ее измеряется миллиметрами. В определенных условиях, однако, широко распространены гигантские знаки ряби. Такая мегарябь имеет длину волны, изменяющуюся метрами и в некоторых случаях — десятками метров, и амплитуду в несколько десятков сантиметров. Рябь таких размеров описана в приливных каналах [208, 161] и реках [211, с. 270]. Возникает вопрос, являются ли эти крупные образования знаками ряби? Их часто называют дюнами, или песчаными волнами [40, с. 17]. Склон знаков, ориентированный вверх по потоку, обычно пологий (1—2°), и мегарябь зачастую бывает осложнена знаками ряби обычного размера.

Несмотря на некоторое родство мелкомасштабных знаков ряби с крупными песчаными волнами (или дюнами) по общим морфологическим признакам и по образованию косой слоистости при миграции обоих знаков, здесь они рассматриваются раздельно. Это частично объясняется тем обстоятельством, что знаки ряби, образующие мелкомасштабную текстуру, довольно часто встречаются в геологическом разрезе на поверхностях слоистости, а крупные песчаные волны — наоборот. Кроме того, разница между ними может быть связана с кардинальными различиями физических процессов их образования [5]. С тем, чтобы подчеркнуть эти различия, мы применяем термины *рябь* к мелкомасштабным формам слоистости, *песчаная волна*, или *дюна* — к крупным формам, в целом термины *слоистость ряби* к косой микрослоистости, образованной миграцией ряби, и *косая слоистость* — к текстуре, образованной миграцией крупных песчаных волн.

Косая слоистость, или *косая слойчатость* вызывает больший интерес, чем все остальные осадочные текстуры вместе взятые. Это явление поддается количественной оценке и чрезвычайно полезно при реконструкции палеотечений.

Косая слоистость — это текстура, характерная для песков, рыхлых зернистых материалов независимо от их состава. Она известна и под другими названиями: косая слойчатость, слоистость течения, диагональная слоистость, ложная слоистость; точно определить эту текстуру трудно. Для некоторых исследователей косая слоистость означает только наклонную слоистость, т. е. под крутым начальным углом. В нашем понимании она применяется ограниченно к внутреннему наслоению, называемому передовой слоистостью, наклонной к основной поверхности накопления в *пределах одного седиментационного элемента*. Такое определение, которое рассматривает косую слоистость

как внутреннюю текстуру слоя, исключает наклонную слоистость другого происхождения, как, например, пляжевую слоистость, дельтовые передовые слои и слоистость латерального наращивания. Приведенное определение не зависит от масштаба явления. Косослоистый пласт может колебаться по мощности от 3 до 30 м.

Определение, приведенное выше, используется довольно широко и применимо к большинству случаев, когда выделяется косая слоистость.

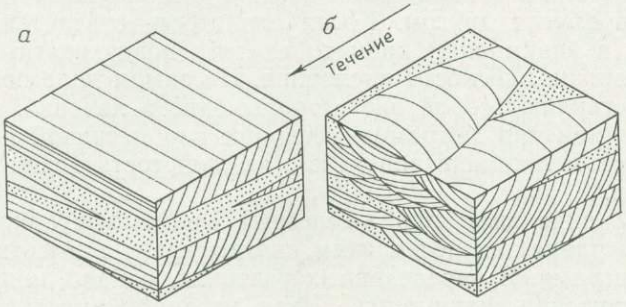


Рис. 4-5. Два главных типа косой слоистости:
а — плоскопараллельная с прямыми контактами; *б* — мульдообразная (или фестончатая). По Поттеру и Петтиджону [171], с разрешения издательства «Шпрингер». Стрелка указывает направление течения



Рис. 4-6. Крупномасштабная косая слоистость в отложениях песчаника Навахо (юра), Национальный парк Сион, штат Юта, США. Фото Хамблина

Мак-Ки и Уир [144, с. 382] определяют пласт передовых слоев как «косой пласт», а косослоистый элемент разреза — «набор косых пластов». Они проводят различие между косой слоистостью, у которой мощность передовых слоев больше 1 см, и «косой слойчатостью», у которой мощность передовых слоев меньше 1 см.

Классификация косой слоистости затруднительна потому, что она резко изменчива по форме и размеру, и отчасти из-за недостаточной обнаженности разрезов, отчего существующие сложные схемы классификации трудно или невозможно применить на практике. Имеется два главных типа косой слоистости (рис. 4-5). Первый тип — это плоскопараллельная слоистость, в которой наблюдаются плоские передовые слои. Второй тип представлен мульдообразным набором косых слоев, контуры передовых слоев в которых искривлены. Даже два контраст-

ных типа трудно различить в мелких, неполных или неблагоприятно ориентированных разрезах. Легче всего их различать на открытой для наблюдения поверхности напластования. Контуры передовых слоев в первом случае представляют собой прямые линии, во втором случае они заметно изогнуты и обращены вогнутой стороной вниз по течению. Направление течения потока указывает биссектриса. Мак-Ки и Уир [144] и Аллен [6] выделили и описали множество разновидностей этих основных типов косой слоистости.

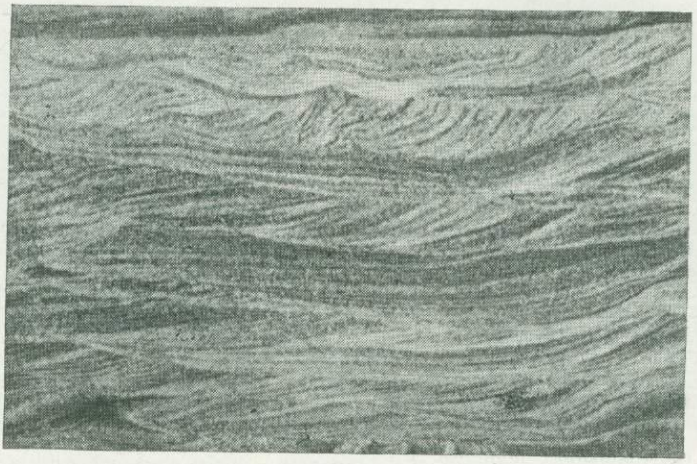


Рис. 4-7. Мелкомасштабная косая слоистость в алевролитах свиты Мартинсберг (ордовик), район Мидлтаун, штат Нью-Йорк, США. Фото Мак-Брайда [136], натуральная величина

Простая плоская косослоистая серия характеризуется масштабом, наклоном и азимутом. Масштаб отвечает мощности косослоистого элемента, которая, как упоминалось, может колебаться от 1—2 см до многих метров (рис. 4-6 и 4-7). Большинство косых серий по мощности меньше 1 м. Наклон означает падение передовых слойков. Обычно он отвечает телесному (или двугранному) углу между плоскостями передовых слоев или наклону плоскости касательной к передовому слою в месте максимального наклона к истинной слоистости. Предполагается, что последняя была горизонтальной в момент отложения осадков — допущение правильное, но не совсем точное. Наклон обычно отождествляется с «углом откоса», к которому он действительно приближается. Хотя считается, что угол естественного откоса составляет 33—34°, средний наклон косослоистых серий вероятно колеблется от 15 до 20°. В некоторых случаях наклон бывает чрезмерно крутой и

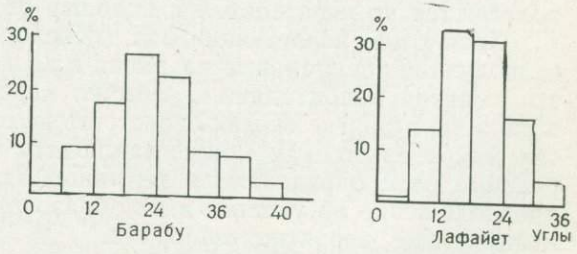


Рис. 4-8. Частота распределения наклонов косой слоистости в докембрийских кварцитах Барабу (слева) и в плиоцен-плейстоценовых отложениях свиты Лафайет

в исключительных случаях даже перевернутый (рис. 4-8). Ясно, что это результат постседиментационной деформации. Азимут косой слоистости представляет собой горизонтальный угол между меридианом и горизонтальной проекцией линии падения передовых слоев. Иначе говоря, это направление течения потока. Когда косослоистый элемент отличается от простого плоского вытянутого тела, необходимо уточнить приведенные понятия. Геометрическое строение мульдообразной косослоистой серии лучше всего характеризовать понятиями ширины и глубины мульды. Отношение ширины к глубине является достаточно постоянным даже при широких колебаниях значения параметров [6, с. 215] (рис. 4-9). Размеры мульд колеблются от нескольких сантиметров до 30 м по ширине и от долей сантиметра до 10 м и более по глубине. Горизонтальные контуры передовых слоев заметно изогнуты и обращены вогнутой стороной вниз по течению (см. рис. 4-5).

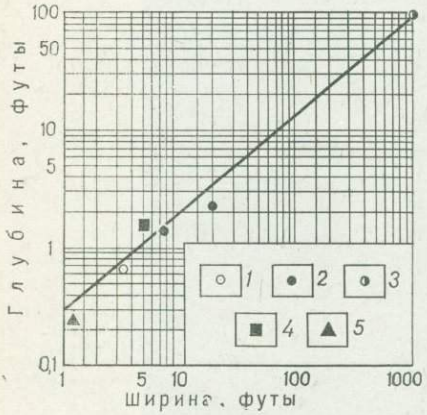


Рис. 4-9. Соотношение ширины и глубины мульдообразных прогибов в косослоистых сериях.

1 — Рио-Гранде [Harmes and Fahnstock, 1965]; *2* — Ред-Ривер [93]; *3* — Каспер [Knight, 1929]; *4* — Солт-Уош [206]; *5* — Миссисаги [McDowell, 1963]

Рисунок на поверхности напластования, представляющий мелкомасштабную мульдообразную косую слоистость, различными авторами определялся по-разному. Например, Стокс [200] называл его «ребристо-бороздковым» (riv-and-furrow), Хамблин [91] «микрокосослоистостью» и Герих [85] «косой дугообразной слоистостью» (Schrägschichtungsbögen) (рис. 4-10).

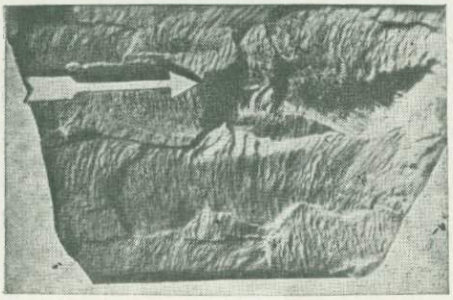
Несмотря на то что в большинстве случаев контуры передовых слоев имеют прямую форму и пересекаются с верхней и нижней поверхностями плоского косослоистого элемента под одним и тем же углом, в иных случаях их контуры представлены изогнутыми линиями и располагаются по касательной к подошве слоя.

Хотя слои, залегающие над косослоистой серией и подстилающие ее, получили специальные названия кровельных и подошвенных, эти понятия неподходящие. Обычно передовые слои не переходят ни в одни, ни в другие. Косая слоистость не образуется в результате развития микродельты, как можно заключить из применяемых понятий. Передовые слои определяются термином «срезанные», за которым стоит предположение об участии в их образовании процесса эрозии; эта концепция тоже, вероятно, ошибочна.

Происхождение косой слоистости получило несколько объяснений. По определению, принятому в настоящей книге, косая слоистость несомненно образуется в результате миграции песчаной волны, размеры которой и определяют масштаб косой слоистости. При миграции дюн возникает крупномасштабная косая слоистость, а миграция ряби формирует мелкие косослоистые образования. Происхождение плоскопараллельной косой слоистости хорошо видно на рис. 4-11. Здесь косослоистый элемент характеризуется начальным падением вверх по течению, передовые слои падают вниз по течению. Начальные падения в первом случае очень незначительные, обычно 1—2°, и они не видны в единич-

ном обнажении. Также как масштаб косой слоистости определяется высотой дюны, морфология косослоистого элемента определяется строением ряби в мелкомасштабной косой слоистости и строением дюны (песчаной волны) в крупной косослоистой текстуре [6]. Правильные линейно вытянутые знаки ряби или песчаные волны образуют простую плоскопараллельную косую слоистость. Действие извилистых волн приводит к образованию мульдообразной косой слоистости.

Значимость косой слоистости также была предметом длительной дискуссии. Косая слоистость располагается не беспорядочно, а обнару-



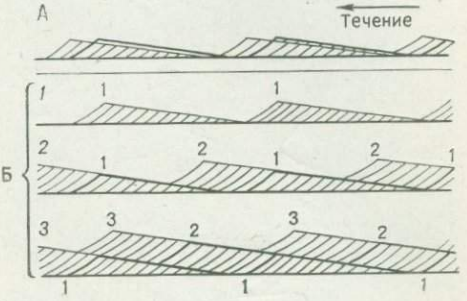


Рис. 4-10. Ребристо-бороздковые знаки, показывающие направление течения. По [206]. Пачка Солт-Уош, свита Моррисон (юра), горы Карризо, штат Аризона, США

Рис. 4-11. Образование косой слоистости. По Шоттену [1937].
А — общая картина; Б — стадии образования слоистости (*1, 2, 3*)

живает строго направленную ориентировку в пределах изучаемой свиты (рис. 4-12). В аллювиальных отложениях косая слоистость ориентирована вниз по палеосклону. В морских отложениях значение косой слоистости менее определенное, хотя, как правило, наблюдается направленная ориентировка. Противоположные азимуты слоистости, отвечающие течениям в высокую и низкую фазы прилива, встречаются достаточно часто, и в отдельных обнажениях удается наблюдать характерную для таких отложений текстуру типа «рыбьего скелета» (herringbone). Косая слоистость эолового типа отражает преобладающие направления ветров, не обязательно планетарного масштаба. До настоящего времени не удается установить конкретный тип или масштаб косой слоистости, характерный для определенной обстановки или агента переноса, однако крупномасштабная косая слоистость, вероятно имеет скорее эоловое или морское происхождение, чем речное.

Масштаб косой слоистости (и песчаной волны, приводящей к ее образованию) в субаквальных отложениях связан с глубиной водоема [6] (рис. 4-13). По наблюдениям Кари и Келлера [40], размер дюн или песчаных волн реки Миссисипи пропорционален увеличению расхода воды (и, следовательно, глубины) в периоды половодья. Даже при беглых полевых наблюдениях заметна приуроченность крупных песчаных волн и, следовательно, большая мощность косослоистых серий к крупным, а не мелким водотокам. Исследования Аллена [6, с. 198] соотношения высоты песчаной волны с глубиной воды показали линейное увеличение высоты с увеличением глубины. Полученное соотношение позволяет исследователям оценивать глубину водоема по резуль-

татам изучения масштаба косой слоистости в древних отложениях [6, с. 212].

Знаки ряби как наиболее распространенное образование на современных песчаных равнинах и на подошвенных плоскостях ископаемых песчаников привлекали внимание не только геологов, но и физиков, изучающих волновые процессы. По этому вопросу имеется много публикаций.

Большое внимание уделялось знакам ряби как явлению на границе двух сред. Когда скорость потока над песчаным ложем достигает определенного значения, песчаные частицы приходят в движение, и на по-

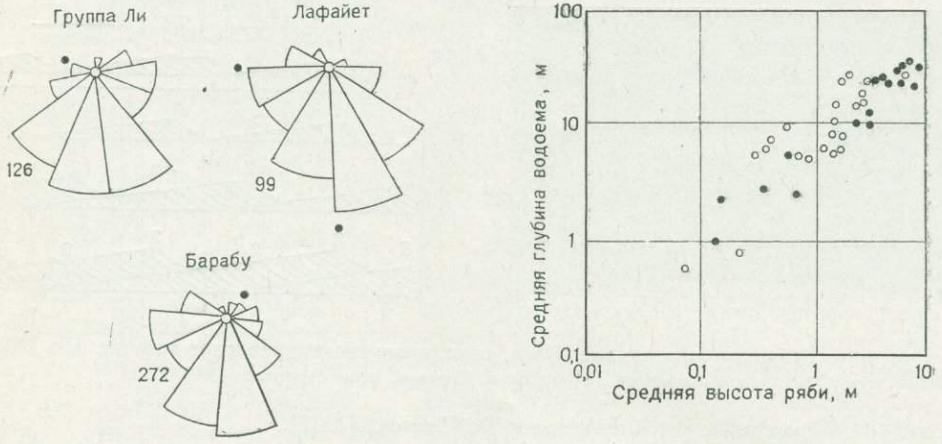


Рис. 4-12. Азимутальное направление косой слоистости в кварцитах Барабу (докембрий); группе Ли (пенсильваний); свите Лафайет (плиоцен — плейстоцен). По Бретту [1955] и Поттеру [1955]

Рис. 4-13. Соотношение между глубиной водоема и высотой ряби, последний показатель определяет масштаб косой слоистости. По Аллену [5].
Залитые кружки — морские бассейны и эстуарии, незалитые соответствуют рекам

верхности песка появляется рябь. Значительная часть ранних работ была направлена на изучение этого процесса и характера образующейся ряби. Среди первых наиболее обстоятельных геологических исследований этой проблемы следует отметить статьи Бухера [37] и Киндла [113], которых также интересовали ископаемые песчаники со знаками ряби.

Исследователи знаков ряби обращали внимание на два аспекта этого явления. Первый из них— это палеогеографическое значение знаков, особенно их ориентировки, примером чего может служить статья Хайда [107], посвященная знакам ряби в песчанике Береа (миссисипий) в Огайо. Второй аспект проблемы связан с изучением внутренних текстур песчаных и алевролитовых слоев, образованных наложенными друг на друга мигрирующими знаками ряби. Это текстуры, которые Хамблин [91] называл микрокосослоистостью, или слоистостью ряби, хорошо различимой в вертикальном разрезе и образующей знакомый «ребристо-бороздковый» рисунок на поверхностях напластования. В последнее время появилось много публикаций, посвященных явлению, известному под названием «набегающей ряби» (climbing ripples), и образованной ею слоистости [217, 219, 6, 142, 143]. Наиболее обстоятельные современные работы, рассматривающие знаки ряби со всех

точек зрения, принадлежат Аллену [6, 8]. Рябь течения состоит из многочисленных удлиненных, в основном параллельных и отстоящих друг от друга на более или менее равное расстояние холмиков, образующих прямые или слегка изогнутые линии под прямым углом к потоку (рис. 4-14). При определенных условиях течения распределение знаков ряби становится менее закономерным и в конечном итоге они разбиваются на сжатые с боков серповидные знаки, имеющие U-образную форму в плане. Они называются *серповидными* (lunate), или бархаоидными в том случае, если их фланги направлены вниз по течению, и *лингулоидными* (linguloid), если они направлены против течения (рис. 4-15). Последняя разновидность ряби наиболее характерная. Дальнейшее увеличение скорости потока приводит к исчезновению ряби и образованию ровной поверхности, по которой перемещается песок.

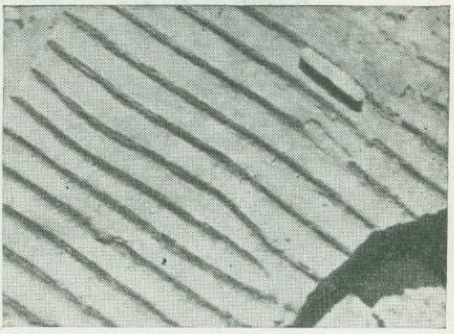


Рис. 4-14. Знаки ряби в кварците Барабу (докембрий), озеро Девилс-Лейк, штат Висконсин, США

Если песчаный материал перемещается по дну, сложенному, например, затвердевшим илом, а объем его недостаточен для образования непрерывного слоя, то песок может накапливаться в форме изолированных холмиков ряби. По определению некоторых авторов это *недоразвитая рябь*, которая в поперечном разрезе выглядит как плосковогнутые линзы песка, заключенные в глинистую массу. Такой тип слоистости получил название *линзовидной* [177], или *флазерной* [47, с. 98].

На песчаном дне в условиях застойного мелководья обычно наблюдаются знаки ряби колебательных движений, образованные перемещением воды, вызванным волнением. В плане рябь колебательных движений очень похожа на рябь течения и, вероятно, даже более правильная. В сечении знаки колебательной ряби симметричны, этот признак в сочетании с более резкими вершинами и широкими округлыми углублениями между ними, в свою очередь осложненными мелким срединным холмиком, отличает этот тип ряби от ряби течения. Резкие различия между знаками и их отпечатками делают эти текстуры ценным критерием при идентификации подошвы и кровли крутопадающих слоев [48; 201, с. 114].

Элементы знаков приводятся на рис. 4-16. *Длиной* называется расстояние между двумя аналогичными точками на двух соседних знаках. *Высота* (в ранних публикациях называемая *амплитудой*) измеряется вертикальным расстоянием между вершиной и точкой максимального прогибания. Отношение длины к высоте называется *индексом ряби*. Аналогичные термины можно использовать и для описания ряби течения, но их применение затруднено из-за менее правильной формы серповидных или луноподобных знаков ряби. Более того, рябь течения отличается асимметричным строением в поперечном сечении. Знаки ряби в сечении обнаруживают пологий склон вверх по течению и крутой в противоположном направлении, что служит надежным критерием для восстановления направления палеопотока.

Известны и другие типы знаков ряби. Две наложенных разновидности ряби образуют «интерференционную рябь», известную также как «гнезда головастиков» (tadpolenests). Довольно необычный тип ряби, описанный Страатеном, встречается в илистых осадках. Эта рябь состоит из равномерно размещенных более или менее симметричных вы-

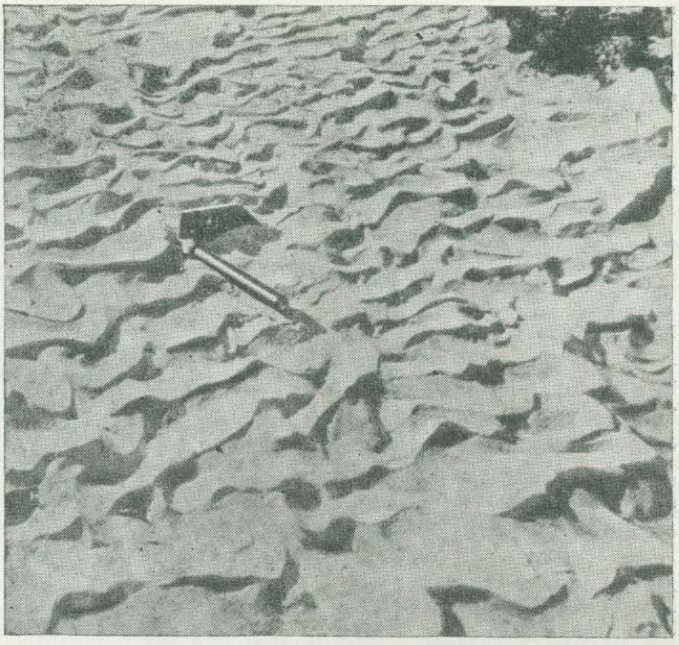


Рис. 4-15. Современная рябь течения в отложениях песчаного бара, р. Вермилион, штат Индиана, США. Фото Поттера [171], с разрешения издательства «Шпрингер»

Течение направлено с левого верхнего угла фотографии к правому нижнему



Рис. 4-16. Основные элементы знаков ряби

держанных хребтиков, ориентированных параллельно течению потока. Существует еще один своеобразный тип ряби, так называемая ромбоидальная рябь [105], распространение которой, по-видимому, ограничено зоной заплеска на пляжах.

Различные типы ряби могут быть сложными образованиями, возникающими при совместном взаимодействии волн и течений. Эти различные смешанные формы описаны в работе Страатена [208].

Слоистость ряби (ripple bedding). Наиболее важным аспектом знаков песчаной ряби является их внутреннее строение и мелкомасштабная (и часто сложная) косая слоистость, которая образуется при их миграции. В поперечном сечении в результате миграции образуется мелкомасштабный косослоистый пласт, то что Хамблин называл микрокосослоистостью. Образуется простейшая форма в виде косого слоя мощностью около 1 см. Но если условия, благоприятные для образования ряби, существуют в течение длительного времени, и один слой ряби накладывается на другой, во многих случаях образуется очень сложный тип слоистости ряби (рис. 4-17). Андерсен [11, с. 175] обратил внимание на эти сложные формы (которые он называл «катящиеся слои»), наблюдая их во флювиогляциальных отложениях Дании. Мак-Ки [140, 141] описал аналогичный пример сложной слоистости ряби в отложениях, образующихся в половодье на р. Колорадо в районе Большого Каньона. Для образования такого наложения ряби существует несколько возможных путей. Рябь может быть наложена по фазе, так, что знаки не выглядят смещенными. Чаще встречается соотношение, при котором наблюдается наложение ряби с направленным смещением вершин, таким образом рябь «дрейфует», и вышележащая «взбирается» на пологую сторону подстилающей ряби. Менее упорядоченная текстура образуется при наложении друг на друга серий ряби, совершенно не совпадающих по фазе. В этом случае образуется спутанная слоистость с линзообразными включениями, получившая название флазерной (рис. 4-18).

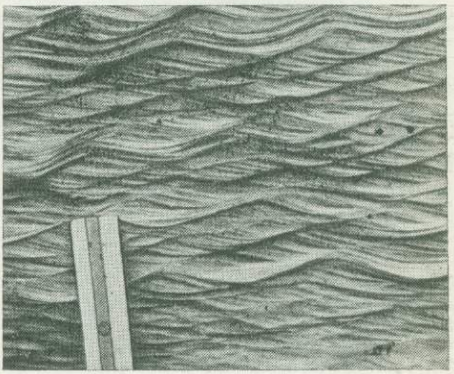


Рис. 4-17. Сложная текстура ряби и набегающая рябь, аллювий р. Колорадо. Фото Мак-Ки [140]

Набегающая рябь и косослоистые отложения, в которых она встречается, называемая различными терминами, например, текстура набегающей ряби [143], слоистость дрейфующей ряби или косая микрослоистость дрейфующей ряби [217, 219], демонстрирует большое разнообразие формы (см. рис. 4-17). В некоторых случаях наблюдается переход микрослоистости из одной формы ряби в другую. В других случаях косые слойки четко ограничены тыловыми плоскостями слоистости. В первом случае сохраняются слойки, обращенные к направлению движения потока, хотя они тоньше, чем слойки противоположной стороны. Во втором — слойки, обращенные к направлению движения потока, не устанавливаются. Они либо не сохранились, либо были уничтожены эрозией. Особый случай первого типа подчеркивается накоплением илистого материала в прогибе между рябью и алеврита или песка со стороны, обращенной к потоку. При таком скоплении материалов образуются серии, состоящие из чередования алевритовых и глинистых слоев с крутым падением вверх по течению, которые по своему облику напоминают крупномасштабную косую слоистость и при беглом наблюдении принимаются за нее. Этот тип, по-видимому, наиболее характерен для турбидитовых отложений [217]. Аллен [9] проанализировал гидравлические факторы, определяющие тип набегающей слоистости и угол ее подъема.

Менее упорядоченное наслоение серий ряби приводит к образованию беспорядочной внутренней слоистости. Видно, что по своему характеру текстура явно образовалась за счет ряби, но установить закономерность или направленность такого наслоения не удается. Подобные песчаные и алевритовые слои характеризуются волнистой слоистостью.

Присутствие глинистого материала делает форму элемента текстуры более выраженной. Глинистые прослои в форме линз образуются в результате накопления илистого материала в прогибах между рябью,

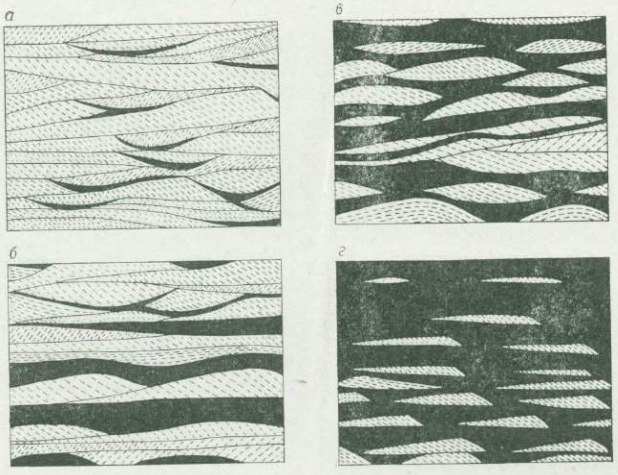


Рис. 4-18. Волнистая слоистость и флазерная текстура. По Рейнику и Вундерлиху [177], с разрешения издательства «Элсвир».
а — флазерная текстура; *б* — волнистая слоистость; *в* — линзовидная слоистость; *г* — неразвитая рябь

таким образом возникает флазерная слоистость. Если глинистые прослои сливаются, то образуется волнистая слоистость. При преобладании глинистого материала элементы разреза становятся изолированными, заключенными в глинистый матрикс, такая слоистость ряби может быть линзовидной или неразвитой [177] (см. рис. 4-18).

Можно предположить, что еще одна черта внутреннего строения песчаников связана со слоистостью ряби, а именно, ребристоборозчатая (rib-and-furrow) текстура, выделенная Стоксом [206]. Герих [85] описал этот тип текстуры в плитняках монастыря Маульбронн в Центральной Европе и дал ей название «Schrägschichtungsbögen». Текстура, как можно видеть на поверхности напластования, состоит из мелких поперечных серповидных знаков, которые образуют серии, приуроченные к относительно длинным и узким бороздкам, отделенных друг от друга очень узкими и не всегда выдержанными ребрами (см. рис. 4-10). Меридиональные бороздки обычно располагаются параллельно друг другу и параллельно направлению течения. Они сохраняют ширину в несколько сантиметров, а длина достигает одного метра. Мелкие поперечные знаки имеют изогнутую форму, вогнутой стороной обращены вверх по течению, а биссектриса угла направлена параллельно течению потока. Эти поперечные знаки представляют собой эродированные края ориентированной текстуры — перевернутых дугообразных слоев.

Ребристо-бороздковая текстура некоторых песчаников является простым отображением косой микрослоистости, порожденной миграцией лингулоидных знаков ряби в плоскости пласта. Стокс описал этот тип на примере отложений свиты Моэнкопи (триас) и песчаной пачки Солтуош свиты Моррисон (юра) в штате Юта. Эта текстура наблюдалась в девонских плитняках в штате Пенсильвания. Текстура ряби может деформироваться одновременно с осадконакоплением. Обычно это проявляется в том, что слойки становятся круче. Постепенное увеличение деформации может привести к опрокинутому залеганию знаков ряби. Вероятно, существует тесная связь между текстурой ряби и конволютной слоистостью, которая представляет собой максимально деформированный вариант текстуры ряби. Когда знаки ряби образуют изолированные группы на поверхности илистого осадка, они могут создать нагрузку деформации и закопаться или погрузиться в подстилающий ил. Так образуются слепки знаков ряби [60].

Знаки ряби, как и косая слоистость, оказались чрезвычайно полезными для определения стратиграфической последовательности в разрезе, для восстановления направления течения потока и характера самого потока. Меньшее значение имеют знаки ряби для определения условий осадконакопления, поскольку они образуются в различных условиях, в водной среде практически любой глубины. Волновые знаки отличаются от знаков ряби тем, что их образование происходит в однонаправленном потоке, а эоловая рябь заметно отличается от волновой ряби. К сожалению, первая разновидность редко устанавливается в геологическом разрезе, если встречается вообще. Знаки ряби оказывают большую помощь при региональных палеогеографических реконструкциях.

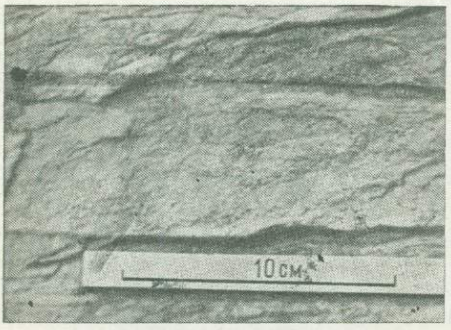
Градационная слоистость как наиболее характерная особенность некоторых разрезов осадочных пород привлекла внимание геологов, установивших, что она может быть исключительно полезной для установления последовательности напластования изоклинально изогнутых или перевернутых пластов. Бейли [18, 19] впервые указал на геологическую значимость градационной слоистости и выделение градационной и косой слоистости как отличительных характеристик двух противоположных фациальных обстановок песчаного осадконакопления. В настоящее время общепринятым является представление, что градационная слоистость вероятно наиболее храктерная черта турбидитного осадконакопления, происходящего в морском бассейне на значительной глубине.

Градационные слои представляют собой седиментационные элементы, выделяемые по изменению размерности обломочного материала от грубого к тонкому от подошвы к кровле элемента (рис. 4-19). Градационные слои образуются при отложении из ослабевающего потока. Их мощность колеблется от 1 см (или менее) до 1 м (и более). Отсортированные материалы могут быть представлены алевритом, песком и в редких случаях гравелитом. Как правило, большинство слоев с градационной слоистостью представлено песчаниками (обычно граувакками в древних отложениях), мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до метра. В целом чем мощнее сортированный слой, тем более грубый материал залегает в его подошве [172]. Распределение мощности сортированных слоев происходит по логнормальному закону (см. рис. 4-2).

Градационная сортировка бывает нескольких типов. Часть градационных слоев является составной, очевидно, образованной под дейст-

вием второй волны, приходящей до того как первый поток завершил формирования отложений, или при «срезании» ранее накопленного материала перед отложением нового градационного слоя.

Несмотря на вариации характера градационной сортировки, наблюдаемые в полевых условиях, совершенно ясно, что существует идеальный, или стандартный разрез текстур, характерных для наиболее полного градационного элемента. Такой идеальный цикл получил название цикла Боума, по имени исследователя, давшего наиболее исчерпывающую характеристику [31, с. 48]. Идеальный разрез, в его представлении (рис. 4-20) состоит из пяти подразделений, или «интервалов». Самый нижний интервал (А) обнаруживает четкую градационную слои-



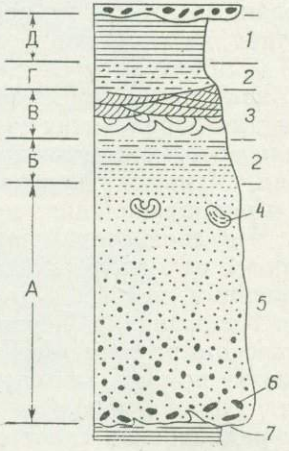


Рис. 4-19. Градационная слоистость. По Петтиджону, Поттеру и Сиверу [236], с разрешения издательства «Шпрингер».

Турбидит архейского возраста, озеро Миннитаки, западная часть провинции Онтарио, Канада. Фото Уокера

Рис. 4-20. Идеализированный набор осадочных текстур в турбидитном слое. По Стенли.

1 — «пелагические» глины; *2* — горизонтальная слоистость; *3* — знак ряби течения и конволютная слоистость; *4* — обломки, поднятые сильным течением; *5* — градационная слоистость; *6* — обломки размыва; *7* — знаки в подошве пласта (слепки)

стость и, как правило, составляет наибольшую по мощности часть разреза. В отдельных случаях градационная слоистость незаметна или даже отсутствует, если песок характеризуется исключительно хорошей сортировкой. За слоем с градационной слоистостью выше следует интервал тонкослоистого песка (Б), над которым залегает интервал с микрокосой слоистостью и знаками ряби (В). По данным Боума, этот слой сменяется верхним интервалом песчаных или алевритистых глин с неясно выраженной слоистостью (Г), интервал бывает плохо выражен и не всегда выделяется в разрезе. В кровле разреза Боума, завершая его, располагается интервал Д, сложенный в основном глинами или сланцами.

Как отмечал Боума, разрезы, сложенные всеми перечисленными интервалами, встречаются редко. Во многих из них бывают срезаны верхи, и обычно встречаются неполные циклы, в которых хорошо представлен нижний интервал, а некоторые из перекрывающих интервалов отсутствуют. Часто наблюдается срезание в основании цикла и разрез начинается с отложений более высокого интервала. Но, по наблюде-

ниям Боума, в «срезанных» разрезах все остальные интервалы устанавливаются в соответствующем порядке.

Образование неполных разрезов объясняется ослаблением формирующего течения, по мере того как оно рассеивается по дну бассейна. По мере выпадения в осадок грубообломочного материала и ослабления силы течения из разреза может исчезнуть интервал с градационной слоистостью, и осадконакопление начнется с нижних тонкослоистых песков. Дальнейшее ослабление течения приведет к тому что первый интервал будет сложен отложениями с текстурами ряби.

Такое латеральное изменение характера градационных слоев, сопровождаемое уменьшением их мощности, предполагает объяснение возникающей зависимости между мощностью и гранулометрическим составом. Уменьшение мощности и гранулометрического состава вниз по направлению течения в идеальном разрезе с градационной слоистостью происходит по отрицательной экспоненте [187]. Последовательное выпадение нижних интервалов дает нам ключ к пониманию «приближенности» отложений. Слои, располагающиеся близко к источнику сноса, обнаруживают полный разрез. В наиболее удаленных наблюдается срезание базальных слоев. Из этих отношений Уокер [218] высчитал «показатель приближенности» P, который определяется по формуле $P=A+{}^1/_2B$, где A и B — процентные содержания слоев в разрезе, начинающемся соответственно с интервалов A и B в разрезе Боума.

Как отмечалось выше, градационная и косая слоистости представляют собой символы двух прямо противоположных обстановок песчаного осадконакопления. Как взаимоисключающие черты, они, следовательно, не встречаются в одном и том же разрезе. Но было также отмечено, что мелкомасштабная косая слоистость или текстура ряби является составной частью идеального градационного слоя. Крупномасштабная косая слоистость, захватывающая осадочный элемент целиком, явно отсутствует в градационных разрезах.

Градационная слоистость пользуется широким распространением во времени и пространстве. Это самая характерная черта практически всех ранних докембрийских разрезов на Канадском щите [168, 221]. Аналогичная слоистость описана в ранних докембрийских разрезах Финляндии [202].

Градационная текстура также установлена и описана в архейских отложениях Южной Африки и Австралии [59]. Но она встречается не только в архейских образованиях. Ее можно наблюдать и в более молодых отложениях. Опубликованы великолепные описания этой текстуры, установленной в породах силура в районе Аберистуит в Уэльсе [181, 121, 226], в отложениях Апеннин [129, 86], в кембрийских породах свода Харлек в Уэльсе [115], в разрезе плиоцена по ручью Санта-Паула в Калифорнии [157], в карбоне район Кульм в центральной части Европы [130], в Карпатском флише [64], в свите Мартинсберг (ордовик) в центральных Аппалачах [137] и в верхней части морского девона на той же территории [139]. Градационная слоистость установлена также в позднепалеозойских отложениях свиты Стенли-Джекфорк в горах Уачита в Арканзасе и Оклахоме [43] и в меловых отложениях в долине Сакраменто, Калифорния [162], а также во многих других разрезах отложений различного возраста. Градационная слоистость вероятно характерна для всех мощных геосинклинальных накоплений граувакк, переслаивающихся с глинами и сланцами. Ее также можно наблюдать в кернах современных глубоководных песков [158; 124, с. 10].

Градационная слоистость в первую очередь характеризует песчаники, главным образом граувакки палеозойского и более древнего возраста. Однако она встречается не только в этой разновидности песчаников, но и в некоторых известняках, которые на ранней стадии представляли собой карбонатные песчаники. Эта разновидность известняков получила название аллогенных (allodapic) [149, с. 156]. Случайная градационная слоистость наблюдается в кварцитах и других подобных им песчаных породах как древних, так и современных, но это не типичное явление, так как они не являются глубоководными отложениями, охарактеризованными полностью или частично циклами Боума. В этих случаях градационный слой встречается изолированно или спорадически.

Образование градационной слоистости получило несколько объяснений. Бейли [18] приписывал ее землетрясениям, которые «время от времени распределяли песчаный и глинистый материал». Он предполагал, что градационные слои являются «результатом осаждения в относительно спокойной придонной воде, что позволяет песчаному и глинистому материалу накапливаться в одном и том же месте, хотя накопление илов происходит с некоторым отставанием, поскольку они обладают более тонкой структурой». По мнению Бейли, «песок и илы, образующие неустойчивые скопления на границах геосинклиналей, перемещаются и периодически выбрасываются подводными землетрясениями в суспензию, из которой оседают осадки в относительно спокойной и глубоководной обстановке».

Кюнен и Миглиорини [129] первыми высказали предположение, что большая часть градационных текстур вероятно образуется турбидитными течениями. Кюнен [120] представил детальный обзор доказательств в пользу образования градационной слоистости в турбидитных течениях. Наиболее убедительное доказательство заключается в текстуре слоя, т. е. в постепенном уменьшении зернистости по разрезу, явлении, получившем подтверждение при моделировании турбидитных течений [129, 128]. Примечательными чертами являются выдержанность мощности даже наиболее грубых интервалов (в обычных высокоскоростных течениях образуются линзообразные косослоистые элементы), отсутствие косой слоистости — черты глубоководного происхождения (соответствующая микрофауна в глинистых прослоях) и отложение грубых обломков на поверхности подстилающего ила без малейших ее нарушений (ходы червей сохраняются в виде отпечатков на подошве перекрывающего песчаного пласта). Очевидно, каждый градационный слой регистрирует один кратковременный эпизод и является результатом глубоководного осадконакопления за пределами влияния обычных донных течений и волн. Имеющиеся данные почти определенно указывают на отложение из плотного турбидитного потока, возникающего в результате подводного оползания, возможно, вызванного землетрясениями. Несмотря на достаточно единогласное мнение о происхождении градационной слоистости, некоторые исследователи возражают против объяснения ее образования в турбидитных потоках [214; 106, с. 696]. Рекомендуем ознакомиться с этими статьями, а также с дискуссией по затронутым вопросам в работах Кюнена [125, 126].

Можно предположить, что градационные слои образуются и другими способами. Близкое сходство маломощных градационных слоев с ленточными глинами и алевритами плейстоценовых прогляциальных озер породило точку зрения о происхождении градационной слоисто-

сти при сезонном поступлении осадков, контролируемом сезонным таянием ледника. Такой механизм был привлечен для объяснения происхождения градационных слоев в отложениях формации Садбери в провинции Онтарио, Канада [45, с. 234], в архейских отложениях района Тампере, Финляндия [202], и в архее на озере Миннитаки, Онтарио [167]. Эти объяснения почти наверняка являются неправильными и выдвигались до разработки концепции о турбидитных потоках. Если эти градационные слои имели сезонный характер, то их мощность свидетельствует о неоправданно высокой скорости осадконакопления. Несмотря на то что в отложениях плейстоценовых озер устанавливаются достаточно мощные песчаные слои, трудно предположить, что градационные слои в древних отложениях образовались подобным путем. Помимо этого в древних отложениях с градационной слоистостью не встречаются *натечные образования* (dropstones) — наиболее примечательная черта ледниково-озерных или ледниково-морских отложений.

Если интервал времени, за который происходило образование разреза отложений с градационной слоистостью, разделить на число градационных слоев, то можно сделать вывод, что слои регистрируют события, разделенные длительными промежутками времени. Кюнен [120] таким путем подсчитал, что один градационный слой от другого отделен промежутком времени от нескольких сотен до нескольких тысяч лет. Эта точка зрения была поддержана другими исследователями [109, с. 550]. Градационные слои регистрируют очень кратковременные события. Переслаивающиеся с ними пелитовые слои образуются на месте и их накопление происходит чрезвычайно медленно.

Несмотря на то что отдельные или спорадические градационные слои могут образоваться при вулканических извержениях, обширных наводнениях или ураганных штормах, большая часть повторяющихся морских отложений с градационной слоистостью почти наверняка образуется мутьевыми потоками. Градационная слоистость, образование которой вызвано другими причинами, встречается относительно редко в виде изолированных образований и отличается по строению и сопровождающим проявлениям, поэтому принять ее за слоистость мутьевых потоков невозможно. Исключение, вероятно, представляют более тонкие равнослоистые мелкозернистые алевролиты. Отличить эти отложения от настоящих сезонных осадков гораздо труднее.

Происхождение отложений с градационной слоистостью неразрывно связано с вопросом о турбидитах. Поэтому для дальнейшего ознакомления с градационной слоистостью рекомендуем исчерпывающие работы по турбидитам [31, 33, 220].

Слоистость нарастания (growth bedding). Термин *слоистость нарастания* применяется в книге для обозначения слоистости, образованной in situ в результате жизнедеятельности организмов или при химическом осаждении на поверхностях осадконакопления. Эта слоистость отличается от описанной ранее, в которой составляющие породу зерна распределяются в ее текстуре под действием течения. Таким образом слоистость нарастания, в противоположность слоистости течения, особенно характерна для некоторых классов известняков и отложений известковых туфов и травертинов.

Наболее примечательной чертой является, вероятно, *строматолитовая слоистость*, хорошо выраженная во многих раннепалеозойских и докембрийских известняках. Поскольку указанный тип слоистости связан с образованием и свойствами водорослевых скоплений,

в нем объединяются свойства осадочной текстуры и органических остатков. Более подробно эти образования рассматриваются в разделе, посвященном биогенным текстурам.

Многие химически осажденные материалы (травертины, оникс, известковые туфы всех сортов и чилийская селитра) обнаруживают слоистость или наслоение, часть которых близко копирует строматолитовую слоистость [223]. Слоистость такого типа тесно связана с кристаллической структурой породы и с некоторыми типами диагенетической слоистости. в частности с определенными разновидностями селитры [153]. Они рассматриваются в гл. 12, посвященной диагенетическим скоплениям.

Знаки на поверхностях напластования и текстуры

Когда слои свободно разделяются по плоскостям напластования, на образующихся поверхностях обычно обнаруживаются различные знаки или текстуры. Эти характерные черты образуются на поверхности накапливающегося осадка, но большая часть их, если не подавляющее большинство, сохраняется в виде слепков в нижней части, или подошве, перекрывающего слоя. Это в особенности справедливо, когда подстилающий материал сложен глинистым илом, а перекрывающий представлен песком. Отпечатки дождевых капель, трещины усыхания, рифели, бороздки и тому подобное сохраняются в виде «слепков» в подошве перекрывающего песчаника. С другой стороны, некоторые знаки появляются либо в подошве, либо в кровле пласта. Например, знаки ряби встречаются в виде как слепков, так и нормальной текстуры ряби на плоскости напластования песчаника. Таким же образом плоскость, разграничивающая слои, может быть выражена в верхней или нижней поверхности песчаной плитки. Однако те знаки, образование которых характерно для поверхности илового материала, обычно проявляются в виде подошвенных знаков и здесь рассматриваются отдельно. Текстуры, образующиеся на песчаных поверхностях, которые могут появляться как в кровле, так и подошве пласта, рассматриваются отдельно как «поверхностные знаки».

Подошвенные знаки

Подошвенные знаки являются чертой строения плоскостей напластования, характеризующей подошву некоторых песчаных слоев, реже известняков, перекрывающих глинистые толщи. Они представляют собой рельефные текстуры, образовавшиеся при заполнении углублений на поверхности ила, на которую откладывается песчаный материал. Хотя подошвенные знаки известны давно [90], тем не менее в их происхождении много неясного. Они вполне оправдывают свое название иероглифы и были расшифрованы сравнительно недавно [215, 122, 61, 67, 70]. Значительная часть ранних работ была направлена на описание и классификацию этих текстур и их использование в качестве индикаторов палеотечений. Стремление понять их происхождение привело к постановке экспериментальных исследований [62, 69, 10].

Подошвенные знаки образуются в результате действия течений, при деформациях, вызываемых нагрузкой вышележащих пород и за счет жизнедеятельности организмов (см. табл. 4-1). Здесь мы рассматриваем в основном знаки, образованные течениями. Они относятся к двум классам, а именно, образованным эрозионной деятельностью

струй и знаками, оставленными обломками, движущимися по поверхности дна. Последние также известны под названием следов выпахивания (tool marks).

Знаки течений и следы выпахивания. В результате деятельности течений образуются промоины, которые заполняются песчаным материалом и перекрываются слоем песка, такие знаки получили название слепков выемок (flute casts) (рис. 4-21). Они выглядят как рельефные выпуклые образования в подошве вышележащего песчаного слоя. Форма, размер и характер расположения слепков изменчивы. Слепки обычно слегка приподнятые, удлиненные, с изогнутым клювом, обращенным вверх по течению, противоположный конец знака расплющивается и сливается с плоскостью напластования. Размеры этих слеп-

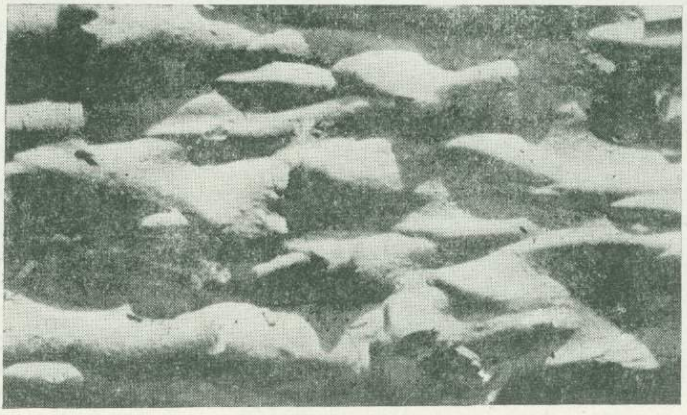


Рис. 4-21. Подошвенный слой песчаного монолита, покрытый большим количеством слепков выемок.
Грубозернистые песчаники Денбиг (силур), Уэльс. Длина образца около 55 см

ков изменяются от 1—2 см до 1 м в длину и от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в высоту. Некоторые вытянуты больше, другие по форме треугольные, или дельтовидные. Рельефный нос, или клюв, ориентированный против течения, иногда закручивается или изгибается. Слепки выемок образуют скопления, изолированные знаки встречаются относительно редко. Они либо широко отстоят друг от друга, либо полностью закрывают подошву и даже выходят за ее пределы. В редких случаях знаки образуют диагональные ряды или системы [122].

Выемки выполняются песком, во многих случаях более крупным, чем основная масса песчаного пласта, частью которого являются слепки выемок. Менее правильные выемки (рифели) становятся похожи на отпечатки нагрузки, но они различаются тем, что знаки течения врезаны или эродированы и секут слоистость в подстилающей породе. Некоторые знаки бывают скульптурными или ступенчатыми, что отражает избирательный размыв по микрослоистости в подстилающем материале. Микрослои вокруг деформационных слепков или углублений обычно деформированы, и знаки их не пересекают.

Знаки течений формируются под воздействием завихряющихся струй. При соответствующих динамических условиях в потоке образуется масса завихрений, которые взмучивают подстилающую поверх-

ность ила. Размеры завихрений зависят от динамического характера потока. Размер выемок определенным образом связан с крупностью обломочного материала и энергией потока. Образующиеся знаки течений чрезвычайно полезны при реконструкции палеотечений. Хотя они образуются в различных обстановках осадконакопления, наиболее четко знаки выражены в подошве слоев турбидитовых песчаников (и известняков) и, следовательно, являются наиболее примечательной чертой флишевых образований.

Еще одна форма знаков, образующаяся при вымывающем действии течения (и следовательно, связана со знаками течений), серповидные намывы (current crescent) — подковообразные углубления (по немецки — Hufeisenwülste). Эти знаки образуются при размывании материала вокруг какого-либо предмета, например гальки, лежащей на поверхности песка. Размыв и рытвинка максимальны на стороне, обращенной к потоку, и прослеживаются по обе стороны от упомянутого препятствия. Во многих случаях препятствие на пути потока создает обломок или останец глинистых пород, после выветривания которых остается отверстие, окруженное серповидным холмиком, являющимся слепком углубления.

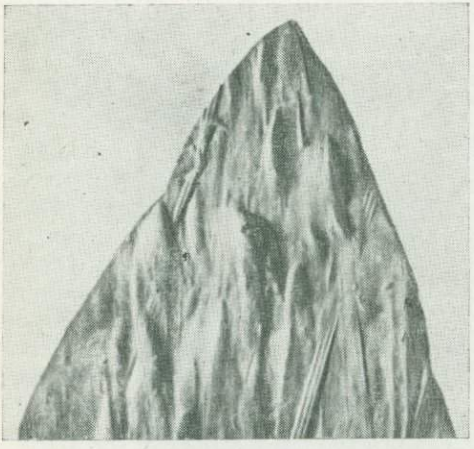


Рис. 4-22. Нижняя поверхность плитчатого песчаника из отложений свиты Хатч, группы Наплс, верхний девон, озеро Конесус, штат Нью-Йорк, США. Видны различные типы слепков борозд. Направление течения: сверху вниз по образцу. Размер образца в нижней части около 38 см

Течения также переносят песчаные зерна, раковины, обломки глинистых сланцев и т. п. Они перемещаются по поверхности ила, перекатываются и оставляют отпечатки, которые сохраняются в виде слабовыраженных положительных форм в основании подстилающего песчаника; эти знаки получили общее название следов выпахивания.

Наиболее примечательные из них — слепки борозд, рельефные, прямолинейные, окруженные или заостренные выступы нижней поверхности некоторых песчаных пластов (рис. 4-22). Некоторые знаки сложные и состоят из микроборозд и холмиков второго порядка. Часть из них как бы «оперенные», т. е. сопровождаются меньшими, слегка раздваивающимися бороздками, расположенными симметрично по обе стороны основного слепка борозды. Предполагается, что эти знаки возникают при заполнении углублений, оставленных на затвердевшей поверхности ила различными движущимися предметами. Они также называются «знаками выпахивания», или «следами выпахивания» [122].

Слепки борозд редко встречаются по одиночке; чаще они образуют серии. На одной поверхности обычно присутствует не менее двух серий, пересекающихся друг с другом под острым углом. Одна серия частично срезает другую. В пределах каждой серии не наблюдается отклонений азимутов или наблюдаются лишь незначительные отклоне-

ния в направлении борозд. Слепки борозд редко встречаются совместно со слепками течений; вероятно, это взаимоисключающие знаки. Отдельно взятый слепок борозды обычно имеет 1—2 мм в высоту, его отличает прямолинейность, а в большинстве обнажений бывает трудно установить начало или конец знака. Поэтому очень трудно установить механизм образования слепков.

Слепки борозд следует отличать от знаков или слепков скольжения, образующихся при движении крупных предметов по дну, например глыб, сложенных глинистыми сланцами. Такие скользящие предметы при движении поворачиваются или вращаются, поэтому они оставляют искривленный след, отражающий это вращение. Слепки борозд выглядят менее упорядоченно, они могут ассоциироваться с другими знаками выпахивания, такими как отпечатки отскоков, ударов, но редко со слепками выемок. Подобно текстурам струй течения, борозды наиболее характерны для подошвенных слоев турбидитных отложений. Они, вероятно, наиболее типичные подошвенные знаки флишевых фаций.

Происхождение слепков борозд долгое время оставалось загадкой. Очевидно, они создаются потоком, и их ориентировка тесно коррелируется с направлением потоков, формирующих другие текстуры. То, что они являются знаками выпахивания, доказывается очень редкими находками обломков раковин или песчаных зерен в концах борозд, ориентированных вниз по течению. Точная динамика процесса окончательно не установлена. Движение многих предметов, перемещаемых течением, сопровождается качением и скачкообразными перемещениями (сальтацией), о чем свидетельствуют различные следы ударов. Однако для образования борозды необходим постоянный контакт предмета с дном, даже давление на него и, как показывает рисунок слепка борозд, при перемещении предмет не вращается. Вихревое движение потока приводит к образованию знаков струй, а не слепков борозд. Следовательно, механизм образования борозд окончательно не ясен.

Загадку представляют собой и пересекающиеся системы слепков борозд. Вероятно, борозды образовались под действием турбидитовых потоков плотных масс материала, передвигавшихся вниз по подводному склону. Но если одна система борозд регистрирует движение вниз по склону, то другая, по-видимому, нет. Возникает вопрос: образовались ли обе системы борозд одним течением или разными?

Поскольку слепки борозд широко распространены, они относятся к числу наиболее надежных индикаторов палеотечений. Однако использовать слепки борозд следует в сочетании с другими знаками, поскольку они дают азимут потока, но не его направление.

Помимо слепков борозд известны другие разнообразные следы выпахивания. Некоторые из них образуются при прерывистых контактах предметов со дном, другие — в случае, когда обломки катятся по дну и оставляют за собой характерный след, или роспись. К первой группе относятся следы ударов, царапин и вмятин. Слепки ударов, или скачков регистрируют выбоины, производимые предметом при сальтации. Они выглядят как мелкие, слегка выпуклые знаки, отстоящие друг от друга на примерно равном расстоянии. Знаки царапин или их слепки — термин, применяемый к подобным текстурам, но образующимся при случайных и нерегулярных ударах. Для отпечатков царапин также характерен слепок небольшого холмика, образующегося впереди движущегося предмета. Слепки тычков (prod cast) отличаются тем, что предмет типа разбухшей ветки проникает в поверхность ила, а затем перемещается по течению и, оторванный от

дна, уносится потоком. Поэтому слепки тычков выглядят как укороченные слепки бороздок с резким, более выраженным окончанием знака вниз по течению (см. рис. 4-22).

Знаки перекатывания отмечают путь, пройденный катящимися предметами. Обычно они наблюдаются во флишевых сериях и образуются при перекатывании плоских спирально завернутых раковин, которые вращаются, подобно колесу или обручу и, подобно отпечатку автомобильной покрышки, оставляют характерную «роспись» или отпечаток [193].

Трещины усыхания. Еще одну разновидность подошвенных знаков, не связанных с деятельностью течений, представляют собой слепки трещин усыхания. Они образуются в пластичных материалах (например, в илах) за счет усыхания при потере воды. В результате образуется многоугольная система трещин, достаточно широких на поверхности, но сужающихся вниз. Когда такая поверхность внезапно затопляется водой, песок, заполняющий трещины, сливается с вышележащим песчаным слоем, а при литификации и последующем выветривании подстилающих глин на подошве песчаника образуется полигональная сетка резко выпуклых борозд.

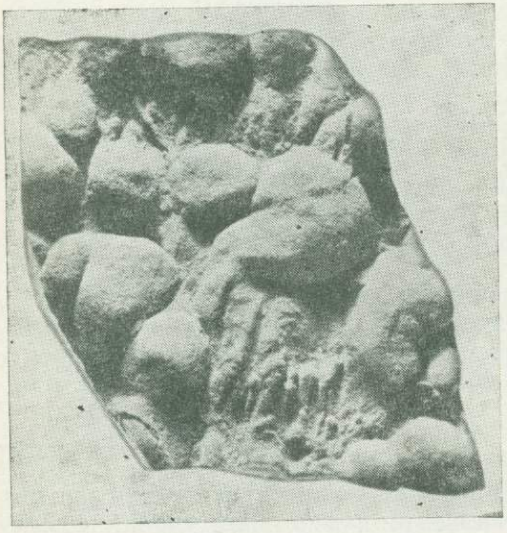


Рис. 4-23. Слепки внедрения в основании песчаного пласта, свита Окс-Вейсис (миссисипий), штат Иллинойс. Фото С. Вебера

Текстура деформации. В результате деформации рыхлых осадков образуются разнообразные текстуры, некоторые из них значительные по масштабу. Среди мелких текстур выделяются подошвенные знаки, образующиеся при неравномерной нагрузке или в связи с нестабильной плотностью слоистой толщи. Такие знаки получили название слепков внедрения и рассматриваются в настоящем разделе, поскольку тесно связаны с подошвенными знаками иного происхождения. Более подробно о деформации слоев и образующихся при этом текстурах изложено в следующем разделе.

Слепки внедрения, для которых наиболее подходящим является термин карманы внедрения, представляют собой пузырчатые или сосцевидные образования в подошве песчаного пласта, перекрывающего глинистый слой (рис. 4-23). Они похожи на слепки выемок по размеру и скульптуре, но отличаются неупорядоченностью расположения, отсутствием симметрии и ориентировки. Они не являются «слепками» ни в каком из значений этого понятия, поскольку деформация подстилающих слоистых глин приводит к направленной вниз «протрузии» песка и не связана с заполнением промоин. Очевидно, подобные текстуры возникают в результате неравномерного распределения нагрузки подстилающих водонасыщенных пластических глин и вертикального перераспределения при нисходящем движении песка и встречном восходящем перемещении глинистой массы. Эти образования в исклю-

чительных случаях приобретают форму мешочков, соединяющихся с материнской породой через пережатую горловину, в редких случаях они отделяются от пласта и погружаются в материал подстилающего слоя. Это так называемые «кисеты» внедрения, а при отделении от верхнего пласта — **шары внедрения.**

Иногда процесс образования слепков внедрения начинается при неравномерной нагрузке, связанной с процессом седиментации. При соответствующих свойствах подстилающей глинистой толщи слепки выемок и борозд могут оползать, приобретая некоторые черты слепков внедрения. Иногда угнетенные или изолированные знаки ряби являются причиной неравномерного давления на подстилающий слой и при благоприятных условиях «зарываются» в подстилающий ил [60]. Обычно знаки ряби сохраняют свое расположение и внутреннее строение унаследованными от материнского пласта.

Слепки внедрения образуются в любых обстановках осадконакопления, в которых песок накапливается на водонасыщенном гидропластическом иле. Они характерны для турбидитных отложений, но даже здесь в одних случаях проявлены многочисленные деформации, а в других их нет. Вероятно, там, где один мутьевой поток следует за другим, нижележащий ил не успевает дегидратироваться; в этом случае деформационный эффект проявлен очень ярко. Если же промежуток времени между потоками значительный, процесс естественного уплотнения делает маловероятным проявление слепков внедрения.

Поверхностные знаки

К этой группе относятся различные борозды, знаки течений и тому подобные формы, образующиеся на поверхностях песчаных пород. Их можно наблюдать в виде нормальных текстур в кровле слоя или в виде «отпечатка» или «слепка» на подошве пласта. Знаки ряби как наиболее выраженные и распространенные формы рассматривались в предыдущих разделах, так же как и различные биогенные текстуры. Будет логично отнести в эту группу и трещины усыхания, характерные для илистых осадков.

Линейность течения (parting lineation) на плоскостях напластования некоторых тонкослоистых песчаников встречается довольно часто, но она плохо изучена, так как имеет слабовыраженную текстуру (рис. 4-24). Она особенно хорошо заметна в песчаниках, раскалывающихся на плитки. Стокс [206] называл такую текстуру первичной потоковой линейностью (current lineation), но раньше ее описал и изучил Ганс Клос [44], который считал, что такая текстура ориентирована параллельно направлению отлагающего течения. Поскольку она выражена на поверхностях раздела, Кроуэлл [50, с. 1316] предложил называть такую текстуру линейностью на плоскостях напластования.

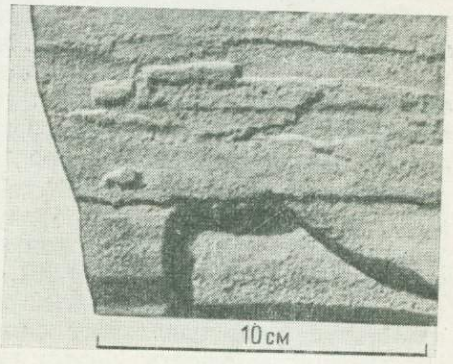


Рис. 4-24. Линейность течения в отложениях пачки Солт-Уош, свита Моррисон (юра) в Аризоне. По [206].

Направление течения параллельно масштабной линейке

Текстура проявлена на плоскостях напластования в виде почти параллельных, слабовыраженных, вытянутых борозд и хребтиков с низким рельефом. В других случаях, при менее совершенном расколе плиток, на их поверхности наблюдаются неровности, как бы остатки прилипшей штукатурки. К такой текстуре был применен термин *уступчатая линейность на плоскостях напластования* [137] для того, чтобы отличить ее от нормальной линейности, характерной для ровных поверхностей. Мак-Брайд и другие [137] показали среднее направление зерен, ориентированных параллельно линейности. Стокс [206] считал, что указанная текстура означает «образование осадка в флювиальных условиях или по крайней мере под маломощным слоем текущей воды». Однако знаки линейности на плоскостях напластования установлены и в глубоководных турбидитных песчаниках.

Волновые промоины (rill), знаки заплеска (swash) и связанные с ними текстуры. На поверхности песчаного осадка образуется множество различных знаков, большинство из которых редко сохраняется в ископаемом состоянии. К ним относятся *волновые промоины*, мелкие дендровидные, раздваивающиеся вверх по течению образования, характерные для прибойной зоны на пляже, а также встречающиеся в песчаных барах и на прибрежных песчаных равнинах. Своим образованием эти знаки обязаны перемещению тонкого слоя воды. *Знаки заплеска* выглядят как тонкие волнистые линии на пляжах, оставленные верхним гребнем волн [201, рис. 89]. *Ромбоидальные знаки «ряби»* образуют систему сетчатых узоров с низким рельефом [105, 164], очевидно, возникающую при обратном течении на пляжах. В целом волноприбойные знаки, знаки заплеска и ромбоидальные знаки «ряби» чрезвычайно редко сохраняются в ископаемом состоянии.

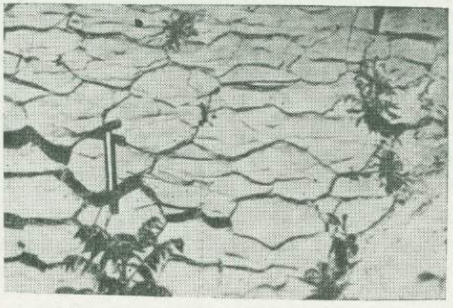
Знаки (ямки) капель дождя, града и брызг. Перечисленные знаки проявляются в виде мелких округлых или эллиптических ямок, образованных в свежих илах под действием дождя, капель или брызг. Знаки капель дождя обычно в виде слепков встречаются в ископаемом состоянии в основании песчаных или алевролитовых слоев. Подобно трещинам усыхания, слепки дождевых капель являются признаком накопления отложений в субаэральных условиях и чаще сохраняются в континентальных слоях. *Отпечатки пузырей* могут быть похожими на слепки дождевых капель и иногда принимаются за них.

Трещины усыхания (mud craks). Некоторые поверхности напластования разбиты трещинами, образующими неправильную систему многоугольников, которые в настоящее время заполнены песчаным или алевритовым материалом (рис. 4-25). Первоначальная порода представляла собой ил, а система трещин возникла в результате усыхания, в большинстве случаев связанного с потерей воды при выведении илистого осадка на поверхность. Поэтому они также называются *трещинами обезвоживания*, или *солнечными трещинами*. Не все отложения трещин усыхания являются глинистыми по составу. Трещины усыхания наблюдаются в микрозернистых известняках и бывают заполнены карбонатным алевритовым материалом и даже доломитовым алевритом или песком. Трещины в глинистых илах часто образуют слепки на нижней поверхности песчаников; эти же образования в карбонатных илах могут располагаться в кровле ныне литифицированной породы.

Размеры многоугольников, ширина трещин и их глубина в значительной степени изменчивы. Ширина многоугольников изменяется от

нескольких миллиметров до 30 см, а зияние трещин колеблется от долей миллиметра до 3—5 см. Они проникают на глубину 1—2 см, иногда до нескольких десятков сантиметров. Характер многоугольников по крупности очевидно в определенной степени зависит от мощности обезвоженного слоя.

Как правило, трещины выклиниваются с глубиной. Они заполняются песком или более крупным обломочным материалом. Если подсыхающий слой относительно маломощный (несколько миллиметров), трещины могут прослеживаться через весь глинистый слой до следующего подстилающего песчаного пласта. Образованные при высыхании



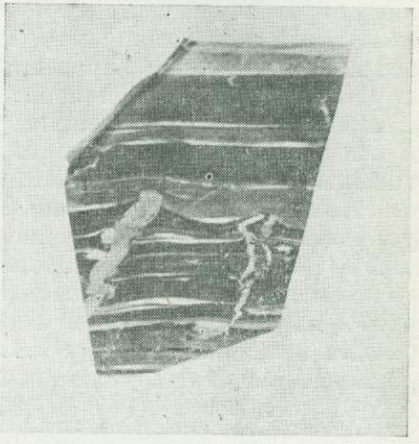


Рис. 4-25. Трещины усыхания в глинистом известняке, свита Уилс-Крик (силур), в окрестностях Раундтопа, Мэриленд. Фото Уоррена Уайта

Рис. 4-26. Смятые песчаные заполнения трещин усыхания, пачка Буффало-Спрингс, свита Конокочич (кембрий), Моргантаун, штат Пенсильвания. Фото С. Вебера

многоугольники отрываются от пласта, слегка перемещаются, закручиваются или даже переворачиваются, их может подхватить последующий поток, перенести и отложить среди песчаного материала перекрывающего слоя. Так образуются некоторые конгломераты, галька которых сложена глинистыми окатышами, а матрикс породы представлен песком.

Во многих случаях в поперечном разрезе наблюдаются деформированные, «смятые» или разорванные песчаные прожилки (рис. 4-26). Верхний конец песчаного прожилка, заполняющего трещину, даже выглядит как бы вытолкнутым кверху, в материал перекрывающего слоя. Такое смятие происходит из-за несжимаемого характера материала заполнения трещины, приспосабливающегося к уплотнению и сокращению мощности вмещающей породы. Некоторые исследователи [200] пытались использовать явление смятия для количественной оценки степени уплотнения.

Поскольку трещины образуются при усадке, они не встречаются в чистых песках, так как последние при усыхании практически не сокращаются в объеме. Собственно трещины в ископаемом состоянии не сохраняются, но представлены только заполняющим материалом («слепками»). Разбитая трещинами глинистая порода обычно разру-

шается, но в перекрывающем песчаном слое полная система трещин сохраняется в виде многоугольной сетки островершинных хребтиков на нижней поверхности песчаного пласта.

Образование многоугольной системы трещин объясняется сокращением объема глинистого материала при потере воды. В основном это происходит при субаэральном высыхании. Однако образование некоторых систем трещин усыхания относится за счет самопроизвольного обезвоживания гелеподобных материалов даже в субаквальных условиях. Таким путем объясняется образование системы трещин в отдельных конкрециях и кремнистых стяжениях [212]. Такие трещины получили название *трещин синерезиса*. Явление синерезиса объясняет образование систем трещин в литифицированных илах, имеющих необычный состав, например, в доломитовых илах. Предполагается, что подобные трещины характерны для гелеподобных материалов [224, с. 466; 38]. Критерии для распознавания трещин усыхания от трещин синерезиса неясны. Очевидно, трехмерная радиальная система трещин в конкреционных телах образуется иначе, чем многоугольная система трещин, заполненных песком, наблюдаемая в глинистых отложениях.

Благоприятные осадочные обстановки для образования трещин усыхания существуют в приливно-отливной зоне, во временных пустынных озерах, а также на плоских заиленных участках, периодически затопляемых реками в половодье. Баррел [22, с. 550] отмечает, что вероятность захоронения в ископаемом состоянии приливно-отливных равнин невелика, поэтому «...трещины усыхания являются одним из наиболее надежных указаний на континентальное происхождение глинистых осадков».

Деформированная и нарушенная слоистость

Одновременно с осадконакоплением или непосредственно после него может происходить гравитационное перемещение материала, в результате которого осадочные текстуры оказываются деформированными. В частности, слоистость бывает нарушена или даже полностью уничтожена. Во многих случаях это вызвано нестабильностью осадка, которая приводит в действие гравитационные силы. Рассмотрим три из них.

В первом случае движение в основном вертикально; конвективный перенос материала возникает при непостоянной плотности стратифицированного материала, например, при отложении песчаного слоя на менее плотный и водонасыщенный пласт, сложенный алевритовым или глинистым материалом. Если в подстилающем пласте происходят тиксотропные изменения, обусловливающие потерю его прочности, в результате образуются конвекционные ячейки, начинается перемещение песчаного материала вниз и компенсационное восхождение движение алевритового или глинистого материала [16, 17, 14]. Это движение может происходить медленно, быстро и даже катастрофически.

Во втором случае неустойчивость осадков объясняется их положением на палеосклоне повышенной крутизны. Перемещение материала при крутых углах наклона характеризуется значительной латеральной компонентой и, следовательно, приводит к перемещению материала в почти горизонтальной плоскости. Медленное движение вниз по склону называется *сползанием*, ускоренное смещение называется *скольжением*, или *обрушением*. Эти явления могут происходить как в субаэральных, так и подводных условиях.

Третий случай связан исключительно с песчаными породами. В определенных условиях этот материал становится «зыбучим» и приобретает способность внедряться в виде даек или силлов в соседние слои. В этих случаях песок полностью лишается всех первичных текстур. Интересно отметить, что именно песок, а не глина становится мобильным. Аргиллиты или глины разрушаются и образуют обломки, погруженные в песок, обладающий большей мобильностью.

Слепки внедрения, шаровая и подушечная текстуры

Незначительное вертикальное перераспределение обломочного материала приводит к образованию слепков внедрения, описанных ранее, в отдельных случаях образуются так называемые «кисеты внедрения», а в случае отделения от верхнего пласта — шары внедрения. Языки глинистых пород, которые проникают в перекрывающий песчаный пласт, образуют в поперечном разрезе факельную текстуру. Иногда в глинах такие «факелы» опрокинуты в определенном направлении или даже завернуты в спираль, словно на них действовали боковые силы сжатия.

Некоторые пласты песчаников, подобно подводным лавовым потокам, обнаруживают подушечную текстуру (рис. 4-27). Песчаник разбит на многочисленные плотно упакованные шарообразные или подушковидные массы. Они также называются «псевдонодулями» [145], или «подушечками». Употребляется также менее подходящий термин «потоковые окатыши» [203]. Описанные текстуры не являются первичными осадочными образованиями, а формируются в результате деформации, которая происходила до отложения перекрывающих пластов. Шаровая и подушечная текстуры характерны для определенных разновидностей песчаников, но встречаются также и в известняках, которые в момент своего отложения представляли собой карбонатные пески.

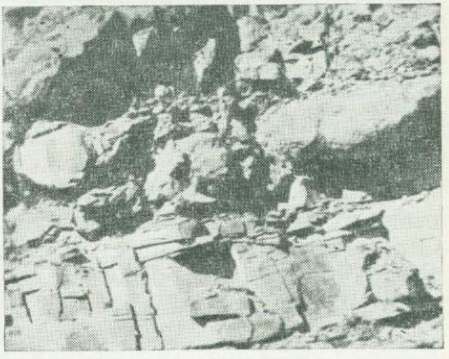


Рис. 4-27. Шаровая и подушечная текстуры (потоковые окатыши), девонские отложения, Порт-Тревертон, штат Пенсильвания

Текстуры, как правило, проявляются в нижней части изучаемого пласта. Размеры отдельных шаров и «подушечек» варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Чаще всего они имеют эллипсоидальную форму или образуют несколько удлиненные сфероиды. Нередко подушки по форме напоминают почку, или даже похожи на крупный перевернутый гриб с загнутыми краями. Некоторые из них имеют форму чаши или таза, обращенных выпуклостью вниз и вогнутой стороной кверху, и часто бывают слабо наклонены, но не перевернуты. Слоистость в шарах или «подушках» бывает деформирована. «Подушки» отделяются друг от друга и бывают частично или полностью окружены тонкозернистым глинистым или алевритовым материалом, образовавшимся из подстилающего слоя.

Совершенно очевидно, что «подушки» не являются ни конкрециями, ни сферическими формами выветривания (оба этих типа текстур

устанавливаются в песчаниках). Нельзя их также считать результатом оползания, как это часто делается. Симметрия и ориентировка этих форм свидетельствуют о движении, направленном вниз, а не по латерали. То, что чашеобразные и почковидные текстуры могли образоваться при погружении неконсолидированного песка в подстилающий полужидкий субстрат, было наглядно показано в экспериментах Кюнена [123, с. 18]. Проведенные недавно полевые исследования шарообразных и подушечных текстур в девонских отложениях штата Нью-Йорк [203] и в других районах [104] подтвердили точку зрения о внедрении песчаных масс, а не об их оползании. Вероятно, это явление происходило моментально или носило катастрофический характер.

Конседиментационные складки и брекчии

Как отмечалось ранее, неконсолидированные осадки могут быть деформированы в результате движений, вызванных гравитацией, при значительной латеральной составляющей. Нас интересуют только деформации, происходившие в тот момент, когда осадок еще находится в обстановке осадконакопления, таким образом исключается влияние тектонических движений и более поздних деформаций. В результате скольжения или оползания в осадочном материале образуются складки, разрывы и брекчии. Поскольку тектонические движения и, возможно, другие конседиментационные процессы приводят к образованию аналогичных текстур, необходимо разработать критерии, по которым деформации осадка в «свежем» состоянии можно отличить от настоящих тектонических деформаций. В целом сделать это нетрудно, однако известны достаточно сложные случаи [151]. Текстуры, образовавшиеся до консолидации осадка, обычно приурочены к определенным пластам, в отдельных случаях мощностью всего 1—2 см. В противоположность складкам волочения, они не связаны с крупными структурами или с тектоническим строением региона. Примечательным также является отсутствие эпигенетических прожилков в зонах микронарушений или в промежутках между обломками брекчий. В большинстве случаев возникают мелкомасштабные складки, обычно срезанные или уплощенные поверхностью напластования, что указывает на их образование и частичный размыв, предшествующие отложению перекрывающего слоя. Все подобные текстуры считаются следствием воздействия гравитационных сил, направленных вниз по палеосклону. Если это так, то появление подобных структур служит указанием на существование палеоклона, и они соответственно должны тщательно регистрироваться и картироваться. На значение подобных текстур при палеогеографических реконструкциях обращали внимание Кюнен [119] и другие исследователи [154, 147, 190, 106].

Помимо описанных способов, существуют и другие пути образования деформированной слоистости. Образование складок в рыхлом осадке приписывается айсбергам, выброшенным на сушу, объясняется подвижками берегового льда и т. д. Хотя деформации такого типа характерны для отложений ледниковых озер, они встречаются также и там, где присутствие льда маловероятно. Для образования большинства конседиментационных текстур деформации очевидно вполне достаточно действия гравитационных сил.

Конседиментационная складчатость встречается во многих отложениях. Она хорошо выражена в тонкослоистых пачках песков и глин,

а складки оползания и брекчии четко выражены в разрезах известняков, в особенности вблизи рифовых массивов.

По наблюдениям Рича [181], конседиментационные складки бывают нескольких типов. Одна из разновидностей приурочена к единичному маломощному песчаному или алевритовому прослою, к кремнистому или карбонатному алевриту. Такие складки не затрагивают собственно пласта, в нем нарушается только внутренняя слоистость. Такая текстура, получившая название конволютной складчатости, имеет неясное происхождение, вероятно, вызвана другими причинами, чем оползание, и в связи с этим здесь не рассматривается.

Истинные складки оползания обычно захватывают не один слой, чем они резко отличаются от конволютной текстуры. Складчатость подобного типа, описанная и охарактеризованная Хаддингом [88], затрагивает несколько чередующихся слоев и образуется в результате массированного течения этих материалов, которое за продолжительное время может привести к частичному или полному нарушению слоистости и образованию брекчий или псевдоконгломератов. Движение в оползающей массе распределяется таким образом, что маломощные слои разбиваются на более мелкие и крупные, неправильные по форме, плитообразные фрагменты. Как правило, обломки сложены глинами или аргиллитами, а пространство между ними заполнено песчаным матриксом. В некоторых случаях фрагменты только слегка отделяются друг от друга, нет признаков их вращения — расплющенная (pull—aparts) текстура. В других случаях фрагменты вращаются и закручиваются с образованием крюкоподобных форм, которые получили название опрокинутых складок оползания [51, с. 998]. Подобные образования и спирально закрученные шары оползания, или «текстуры снежного кома», по определению Хаддинга [88, с. 386], могут дать ключ к расшифровке направления скольжения. В результате образуется хаотическая смесь, которая при высоком содержании воды приобретает значительную подвижность, превращается в поток ила и приводит к образованию «галечного аргиллита» [51], или тиллоида. Эти отложения рассматриваются в гл. 6.

В некоторых случаях при оползании в слоях, залегающих над поверхностью скольжения, образуется система сжатых складок. Перемещение, связанное со срывом материала над подошвой пласта, приводит к образованию текстуры, аналогичной шарьяжу, по которому вверх по восстанию пласта происходит сокращение мощности отложений вплоть до исчезновения. Текстуры подобного типа встречаются в ленточных глинах плейстоценовых ледниковых озер [207, 74].

Оползневые текстуры достаточно широко распространены и бывают очень мощными, например, известен пласт мощностью 55 м [118, с 135]. Кроуэлл [51] охарактеризовал четко выраженные слои с текстурами оползания в меловых отложениях Калифорнии. Отдельные пласты с оползневыми текстурами настолько мощные, что их можно картировать [108], и они прослеживаются по площади на несколько квадратных километров. Большинство таких текстур в ископаемых отложениях представляют собой подводные морские образования.

Текстуры оползания в карбонатных породах существенно не отличаются от оползневых текстур в обломочных отложениях. Текстуры скольжения, варьирующие по размеру от мелкомасштабных смятий до крупных складок с амплитудой 10—15 м и прослоями крупной брекчии мощностью 10—15 м, распространенные на площади в десятки квадратных километров, наблюдались в пермских известняках вблизи рифового

комплекса Гвадалупе в штате Нью-Мексико [159, с. 69; 86; 182]. Известняковые брекчии в Альпах, встречающиеся совместно с градационными известняками, и «аллогенные известняки» Мейшнера, по мнению Кюнена и Кароцци [127, с. 396], представляют собой оползни вдоль фронтальной части рифа.

Песчаные дайки и силлы

Довольно часто в осадочных отложениях встречаются мелкие дайки, заполненные песком, которые пересекают слоистость на расстоянии нескольких сантиметров. Обычно они представляют собой трещины усыхания, заполненные песком. Они могут быть «припаяны» к перекрывающему песчаному слою, а после выветривания подстилающего глинистого слоя остается многоугольная система слепков трещин усыхания. Подобные образования характеризуют мелкомасштабную осадочную текстуру. Однако если дайки достигают по мощности несколько метров и прослеживаются на расстояние в сотни и даже тысячи метров, то они образуют достаточно крупные тела осадочных пород. Песчаные дайки и связанные с ними силлы рассматриваются подробно в гл. 5, посвященной геометрии песчаных тел.

Конволютная слоистость

Конволютная слоистость, также называемая конволютным напластованием, или слоистостью скольжения,— одна из наиболее загадочных деформационных текстур (рис. 4-28). Рич [181] называл эту текстуру «внутрипластовым скручиванием», и это определение, вероятно, наилучшим образом подчеркивает природу явления. Конволютная слоистость — явление внутрипластовое и затрагивает прослои внутри пласта, но не сам пласт.

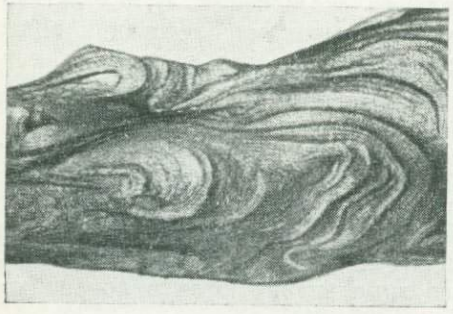


Рис. 4-28. Конволютная складчатость в алевролитовом пласте, свита Мартинсберг (ордовик), штат Нью-Джерси, США. Фото Старкса.
Длина образца около 13 см

Конволютная слоистость характерна для прослоев крупнозернистых алевритов или мелкозернистых песков, мощностью от 2 до 25 см. Внутри таких прослоев, которые бывают как кремнистыми, так и карбонатными, наблюдается целый набор сложных складок. Отдельные прослои непрерывны и прослеживаются от складки к складке, хотя в пределах слоя встречаются отдельные микронесогласия. Синклинали обычно пологие и широкие, антиклинали между ними узкие и острые. Конволютные текстуры имеют тенденцию затухать как к кровле, так и к подошве слоя. В некоторых случаях антиклинали, по-видимому, срезаны эрозией.

Наблюдаемые текстуры смятия, очевидно, отличаются от простых линейных складок, поскольку гребни конволютных складок не прослеживаются на плоскости напластования. Складки представляют собой группу резко выраженных куполов и прогибов между ними. Такой характер расположения текстур свидетельствует о том, что их образова-

ние связано с вертикальными движениями, а не с латеральным перемещением материала. Геометрическая форма текстуры, ее приуроченность к единому пласту и связь с материалом определенной гранулометрической размерности (крупнозернистый алеврит или мелкий песок) указывают на образование материала, происходящее достаточно быстро.

Для объяснения происхождения конволютной слоистости были высказаны различные теоретические соображения [171, с. 154], но ни одно из них не является достаточно убедительным. Конволютная слоистость обычно связана с алевритами и песками, содержащими знаки ряби с очень крутыми склонами или даже перевернутые. Отчасти задача выделения конволютной слоистости усложняется из-за того, что ее можно принять за другие деформационные текстуры.

Строматолиты и другие биогенные текстуры

Строматолиты

Термин строматолит заимствован из немецкого языка (stromatolith), впервые он был предложен Кальковским [110, с. 68] и означает слоистую текстуру, сложенную породами песчаной, алевритовой и глинистой размерности, образовавшуюся при улавливании обломочных частиц и их связывании водорослевым материалом. Возможно, что более подходящим будет термин водорослевый строматолит. Обычно состав измельченных частиц бывает карбонатный и очень редко какой-либо другой [53]. Текстуры изменчивы по размеру от плоских мелких слоев, которые трудно отличить от нормальной слоистости, до мелких холмообразных форм, а также до столбообразных текстур, напоминающих стопку перевернутых глубоких суповых тарелок, и до различных раздваивающихся и ветвящихся тел. Помимо таких закрепленных форм наблюдаются подвижные, свободно перекатываемые тела — онколиты, имеющие концентрическое строение и внешне напоминающие конкреции.

Существуют также текстуры, размер и внешняя форма которых напоминают типичную полусферу строматолита, но внутреннее строение лишено характерных признаков слоистости. Эти образования получили название тромболитов, поскольку их внутреннее строение носит сгустковый характер [3].

Совершенно невозможно рассмотреть и проанализировать все разновидности строматолитовых текстур. Рекомендуем ознакомиться с ранними публикациями по этому вопросу, детально рассмотренному в работе Хофмана [100]. Однако специалист по седиментологии должен знать строматолитовые текстуры, а также уметь отличать их от различных псевдостроматолитовых форм нарастания, образующихся химическим путем.

Классификация и номенклатура строматолитов непрерывно усложняются. Первые исследователи считали их органическими остатками, поэтому применяли для обозначения строматолитов родовые и видовые названия. Считалось, что текстура такого типа образуется в результате жизнедеятельности особых организмов. Эта точка зрения оспаривалась другими исследователями. Было высказано предположение, что образование строматолитов тесно связано с водорослевыми постройками, сложенными различными одноклеточными и многоклеточными зелеными и синезелеными водорослями. Форма и размер образований зависят от условий осадконакопления, а не от генетических факторов. Таким образом различные родовые наименования являются недействительны-

ми, поскольку названия относятся только к различным формам, принимаемым накапливающимися осадками, и не существует прямой связи между ними и особыми организмами. Строматолиты не являются ископаемыми водорослями. Различие между ископаемыми водорослями и строматолитами [179, с. 129] заключается в том, что в остатках водорослей сохраняется различимое скелетное строение, например, стенки клеток и органы воспроизводства, строматолиты же характеризуются тонкослоистыми и фрагментарными структурами.

В некоторых статьях делалась попытка классифицировать и дать название различным формам нарастания [100, 134, 148, 3]. Водорос-

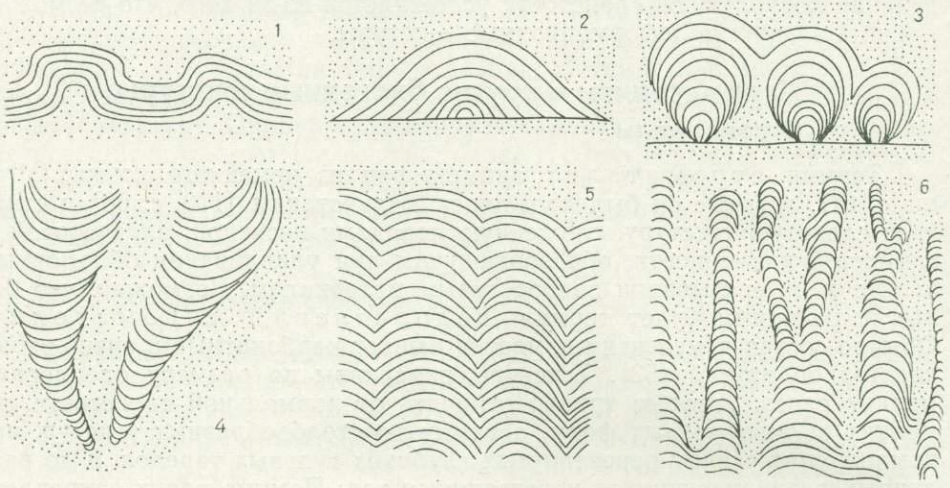


Рис. 4-29. Различные формы строматолитов. По Пиа [Pia, 1927].
1 — Weedia Walcott; *2* — *Collenia* Walcott; *3* — *Cryptozoon* Hall; *4* — *Cryptozoon boreale* Dawson; *5* — *Archaezoon* Matthew; *6* — *Gymnosolen* Steinmann. На рисунке не показаны онколиты и водорослевые конкреции

левые строматолиты широко варьируют по размеру от мелких псевдопизолитов и корок до бисквитоподобных и капустоподобных образований значительных размеров (рис. 4-29; 4-30; 4-31). Псевдоконкреционные формы водорослевого происхождения образуют мелкие полусферические тела от 0,5—1,0 см в диаметре до крупных и несколько уплощенных онколитов. У крупных тел наблюдается более мощный, но менее упорядоченный наружный слой. Как правило, рост во всех направлениях происходит неравномерно, за исключением самых ранних стадий. В последующем наиболее активный рост происходит на верхней поверхности, и если случайно онколит переворачивается, то новообразования происходят на обратной стороне. Многие пизолиты представляют собой сложные образования и состоят из нескольких мелких тел, сросшихся вместе и объединенных слоем более позднего нарастания. Ядром в таких образованиях является обломок чужеродного материала, а в некоторых случаях кусочек водорослевой постройки.

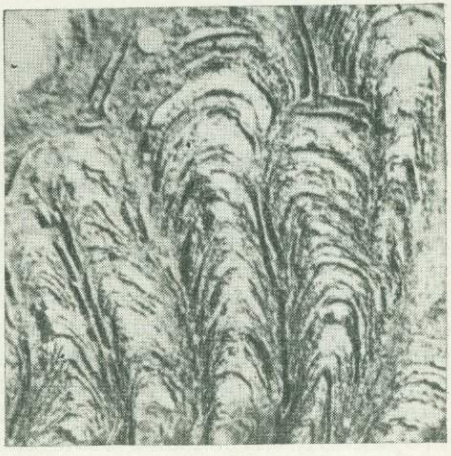
Водорослевые корки обычно слоистые и сморщенные, переходящие постепенно в неправильные желваковые массы с бугристой поверхностью. Корки бывают почти плоские, параллельные слоистости (строматолиты типа «Weedia»), слегка изогнутые, в диаметре достигают нескольких сантиметров, а по высоте не более сантиметра. Они могут иметь полусферическую форму или быть похожи на капустный кочан, высота образований равняется поперечному диаметру или превышает

его. Некоторые из крупных полусферических форм, измеряемых в дециметрах или даже в метрах, бывают сложнопостроенными и на их поверхности наблюдаются мелкие дополнительные наросты. Другой распространенный тип строматолитов похож на набор перевернутых блюдец или более крупных форм, похожих на суповые тарелки. Эти строматолиты образуют вертикальные скопления, обычно их несколько штук, высота таких образований от нескольких сантиметров до нескольких метров. В отдельных случаях вертикальные постройки, подобные дубинкам, вытягиваются кверху и образуется своеобразная текстура.



Рис. 4-30. Строматолитовая слоистость двух типов:
а — верхний палеозой, Нова-Скотия, Канада; *б* — известняк Брайтон, Австралия.
Три четверти натурального размера

Рис. 4-31. Строматолитовый известняк, докембрий, Ист-арм, Большое Невольничье озеро, Северо-западные территории, Канада



В других случаях колонны или столбы раздваиваются или ветвятся в верхней части.

Некоторые из водорослевых текстур обнаруживают признаки асимметричного нарастания. Строматолитовые образования имеют скорее эллиптическую, чем шаровидную форму, а длинной стороной они ориентированы параллельно направлению преобладающего течения [96]. Асимметричность нарастания отражает облекающая слоистость, мощность которой больше на стороне, обращенной к течению.

Некоторые сложнопостроенные строматолитовые формы достигают крупных размеров. Отдельные столбообразные строматолиты достигают нескольких метров по высоте. Однако маловероятно, что в момент образования высота какого-либо строматолита превышала один метр. Окончательно размеры строматолитового образования формируются при его росте одновременно с процессом осадконакопления. Крупные водорос-

левые биогермы мощностью до 18 м и около 60 м в поперечнике были установлены в докембрийских известняках [97, с. 448].

Соотношения между отдельными строматолитами и их связь с окружающими отложениями различны. Иногда внутренняя слоистость прослеживается от одного строматолита к другому и не прерывается во вмещающих породах. В других случаях такая связь не устанавливается, а обломочный материал между строматолитами представлен карбонатным песком. Строматолитовые «головы» редко встречаются в виде одиночных образований. Как правило, они тесно упакованы, и для каждого отдельного слоя характерен определенный тип строматолитов.

Айткен [3, с. 1164] предложил термин т р о м б о л и т для обозначения образований с водорослевой криптокристаллической текстурой, тесно связанных со строматолитами, но лишенных внутренней слоистости и обладающих макроскопически выраженным сгустковым строением. По внешней форме и размерам тромболиты не отличаются от строматолитов.

Строматолиты, по сути дела, представляют собой модифицированную слоистость — слоистость, видоизмененную в результате жизнедеятельности водорослевых построек, которые в зависимости от условий могут принимать разные формы. Под микроскопом удается различать текстуру, образованную слоями, параллельными наружной поверхности строматолита. Слоистость, как правило, очень тонкая, толщина единичного слоя не превышает одного миллиметра и подчеркивается большей или меньшей концентрацией карбонатов и других обломков. Даже алевритовые кварцевые зерна могут оказаться между слоями.

Строматолиты и связанные с ними текстуры устанавливаются в известняках, возраст которых изменяется от докембрийских до современных. Они хорошо представлены и встречаются в большом количестве в древних породах, особенно в докембрийских и раннепалеозойских. Относительная редкость строматолитов в фанерозойских отложениях объясняется тем, что водорослевые постройки поедаются морскими животными, в частности, улитками. Водорослевая слоистость разрушается в результате жизнедеятельности роющих организмов [78]. Считается, что подобные организмы не существовали в докембрии в отдельных интервалах более позднего времени, когда соленость морской воды и другие условия осадконакопления сдерживали развитие живых организмов или приводили к их исчезновению.

Сравнительно недавно было окончательно установлено, что строматолиты и образуемые ими текстуры имеют водорослевое происхождение. Работа Блэка [25], посвященная Багамским островам, впервые подвела прочный фундамент под современные представления об органическо-седиментационной природе строматолитов. Окончательно сомнения в водорослевом происхождении строматолитов исчезли после находки современных литифицированных строматолитов прекрасной сохранности в заливе Шарк, у берегов Западной Австралии [133]. Последние работы по изучению современных строматолитов на Бермудских и Багамских островах позволили уточнить в деталях процессы развития водорослевых построек и улавливания ими осадочного материала [79]. Наблюдения за современными и ископаемыми строматолитами наглядно демонстрируют мелководный характер этих текстур. Поскольку образование трещин в слоистых водорослевых скоплениях объясняется усыханием, глубина воды должна быть незначительной, характерной для литоральной зоны. На произрастание водорослей не оказывают влияния ни соленость, ни температура воды. Совместное нахождение

известняков с трещинами усыхания, конгломератов из уплощенной гальки и оолитов дает дополнительное указание на исключительно мелководные условия. Асимметричное строение, наблюдаемое у отдельных строматолитов, служит индикатором на палеотечения. Ориентировка строматолитовых скоплений выпуклостью кверху также служит надежным критерием для установления стратиграфической последовательности напластования в вертикальном разрезе или при перевернутом залегании слоев.

Другие биогенные текстуры

Введение. Седиментологу в работе следует помнить и о других текстурах, образование которых связано с жизнедеятельностью организмов, таких как следы ползания и сверления. В разрезах некоторых осадочных толщ такие формы встречаются очень часто. Они выглядят как знаки на поверхностях напластования (на верхней и нижней) или образуют формы, различимые на разрезах, перпендикулярных слоистости.

Хотя эти текстуры известны достаточно давно, систематическое их изучение началось в совсем недавнее время. Как и при изучении строматолитов, многие из первых исследователей описывали текстуры как органические остатки, давали им родовые и видовые названия, а некоторые формы даже принимались за растительные остатки. На основании последних работ было установлено происхождение таких биогенных текстур, описана их геометрическая форма и детальная микроскульптура и установлено, что эти знаки представляют собой «запись» жизнедеятельности разнообразных живых организмов. Существующие представления об образовании различных следов ползания и сверления во многом основаны на результатах наблюдения за современными осадочными обстановками. Значительный прогресс на раннем этапе был достигнут благодаря работам Вальтера на морской станции в Неаполитанском заливе и исследованиях Рудольфа Рихтера в Северном море в районе Занкенберг-ам-Меер.

Здесь мы располагаем возможностью дать только краткую характеристику вопроса. Заинтересованному читателю рекомендуем многочисленные монографические исследования, посвященные следам жизнедеятельности организмов, или *ихнофоссилий*, как их принято называть [2, 116, 132, 93, 191, 194, 195, 49].

Биогенные текстуры, или органические образования в широком смысле слова, отличаются от настоящих организмов тем, что они не могут перерабатываться или переоткладываться. Хотя биогенные текстуры отмечают определенную сторону жизнедеятельности организма, например условия обитания или характер питания, особая их ценность заключается в том, что они регистрируют осадочную обстановку, в которой обитали живые организмы. Ассоциации таких «следов жизнедеятельности» являются очень хорошим показателем фациальной обстановки и глубины бассейна (рис. 4-32).

Следы жизнедеятельности позволяют получить информацию о скорости осадконакопления и являются показателем токсичности придонных вод. Они также с успехом используются для определения последовательности напластования в крутопадающих слоях или при перевернутом залегании.

Классификация. Следы жизнедеятельности можно классифицировать несколькими способами. Зейлахер [194], например, выделял пять функциональных классов следов ископаемых организмов, в зависимости

от их деятельности: 1) следы «площадок отдыха» (Ruhrspuren; Cubichnia), или неглубокие следы, оставленные подвижными организмами во время отдыха на морском дне; 2) следы ползания (Kreichspuren, Repichnia), оставленные организмами при движении по поверхности осадка; 3) текстуры места обитания или прикрепления (Wohnbauten, Domichnia), главным образом постоянные укрытия, обычно норы, проделанные подвижными или полуприкрепленными организмами для защиты от хищников или размыва в придонных слоях; 4) текстуры питания (Fressbauten, Fodinchnia) или ходы придонных илоедов в виде лучистых текстур, исходящих из одной точки; 5) следы касания (Weidespuren, Pasichnia), как правило, извилистые следы или ходы илоедов на границе раздела между водой и осадком или ниже ее.

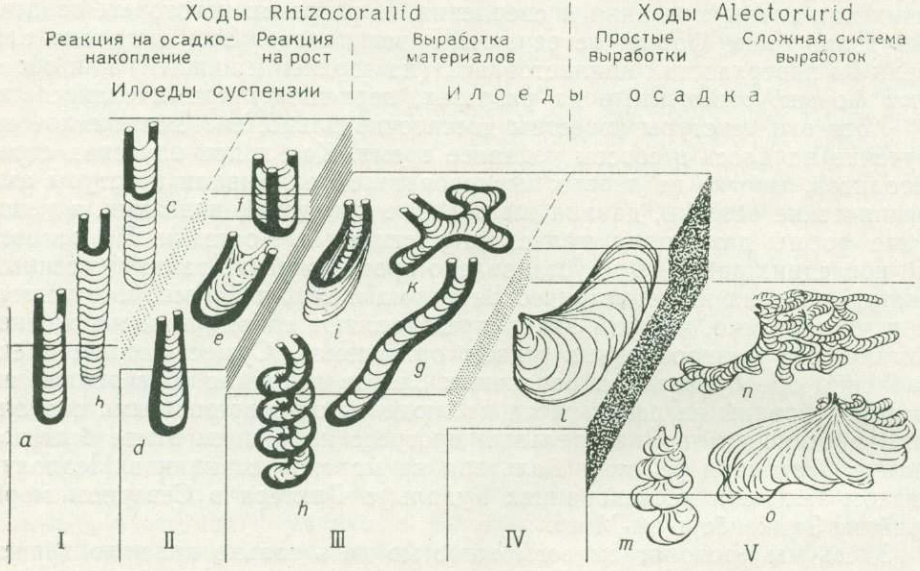


Рис. 4-32. Батиметрическая зональность следов жизнедеятельности организмов.

На мелководье преобладают следы илоедов суспензии, а в более глубоких водах — следы илоедов осадка. По Зейлахеру [196], с разрешения издательства «Элсвир».
I — фация Skalithos (литоральные пески); II — фация Glossifungites (пропущенные поверхности); III — фация Cruziana (хорошо отсортированные пески и алевриты); IV — фация Zoophycos (глинизированные пески и алевриты); V — фация Nereites (пелагические глины между турбидитами)

Эти биогенные образования также можно классифицировать по их взаимоотношению со слоистостью, по геометрической конфигурации и скульптуре, а также по внутреннему строению. Некоторые текстуры приурочены к поверхностям напластования, это в первую очередь касается следов различного типа. Форма и характер распространения знаков варьируют от мелких отметок в местах отдыха плавающих организмов до следов, оставленных динозаврами. Сюда же относятся непрерывные, но меандрирующие следы ползающих организмов. Многие знаки отдыха обнаруживают двустороннюю симметричность, симметричными бывают и двусторонние отпечатки, поскольку они оставлены организмами соответствующего строения. Некоторые знаки осложнены отпечатками отростков или хвостов.

Следы касания также характерны для поверхностей напластования, и проявления их весьма разнообразны. Некоторые выглядят как неправильные по форме, изогнутые знаки, другие, наоборот, исключительно

правильные; есть знаки, спирально закрученные или имеющие четкую синусоидальную форму (см. рис. 4-32), а некоторые даже похожи на полигональную сетку (Paleodycton). В целом эти формы касания образуются на поверхности илистых осадков и, следовательно, сохраняются только в виде слепков на подошве перекрывающего песчаного или алевролитового слоя.

Целый ряд биогенных текстур гораздо лучше наблюдать в сечении, перпендикулярном слоистости, чем на ее плоскостях. Сюда относятся трубчатые формы, простые, например Skolithus, или более сложные U-образные трубки. Норы бывают прямые или ветвистые. Материал,

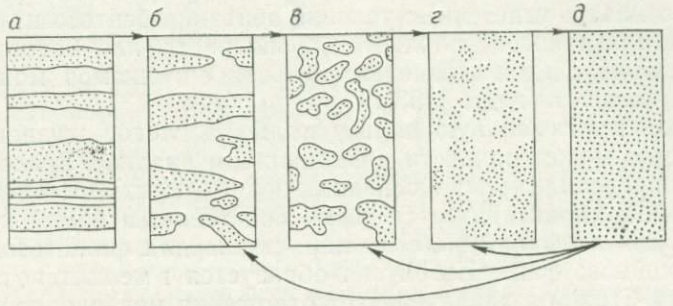


Рис. 4-33. Направленное изменение осадка роющими организмами. По Муру и Скратону [152].

а — нормальные слои; *б* — нарушенные слои; *в* — отчетливая пятнистость; *г* — неотчетливая пятнистость; *д* — гомогенный осадок

заполняющий норы, обычно по структуре отличается от вмещающей породы и в некоторых из них устанавливается последовательный или прерывистый характер заполнения. Норы достигают границы раздела между осадком и водой, поэтому текстура питания обнаруживает знаки слоистости, связанные с норами, и образующаяся текстура характеризуется как в плоскости наслоения, так и в вертикальном разрезе.

Ходы илоедов могут также располагаться в основном в горизонтальной плоскости на границе между слоями или внутри какого-либо слоя. Некоторые прослеживаются на 20 см и более вниз по вертикали от верхней поверхности осадка, бывают и менее глубокие норы.

Ходы илоедов легко распознаются в разрезе по характеру структуры заполняющего материала и структуре вмещающей породы, особенно по разрушению слоистости, которую они пересекают. Если количество ходов больше, то от первоначальной слоистости остаются только реликты [152]. В результате жизнедеятельности организмов порода может оказаться разрыхленной или перепаханной. Для характеристики этого процесса применяется специальный термин биотурбация, а породы, образующиеся в результате процесса, называются биотурбиты (рис. 4-33).

Геологическое значение биогенных текстур. В целом биогенные текстуры в определенных случаях можно использовать для установления стратиграфической последовательности в вертикальном разрезе или для определения перевернутого залегания слоев [201, с. 173]. Многие из них сохраняются в виде слепков на нижней поверхности песчаных пластов.

Они также дают указание на величину скорости осадконакопления. Зейлахер [192] сумел показать, что песчаные слои в разрезах флише-

вых толщ характеризуются моментальным накоплением материала. Если бы это было не так, ходы илоедов начинались бы внутри пласта на различных уровнях и не прослеживались бы от кровли до подошвы пласта. Песчаники в разрезах девонских отложений Пенсильвании обычно тонкослоистые, а связанные с ними глины нарушены следами жизнедеятельности различных организмов. Ненарушенные тонкослоистые пески отлагались с высокой скоростью (вероятно за несколько суток), тогда как илистые осадки подвергались переработке организмами в течение многих лет и, вероятно, столетий.

Однако отсутствие ходов илоедов и сохранение тонкой слоистости совсем не обязательно означает высокую скорость осадконакопления. Это может означать угнетенные условия обитания бентоса из-за присутствия высокотоксичного свободного сероводорода или недостатка кислорода. Наличие следов жизнедеятельности организмов может также зависеть от солености воды [193].

Вероятно, максимальную пользу изучение следов жизнедеятельности организмов может принести в фациальном анализе. Зейлахер [194], например, определил четыре основных фациальных обстановки, каждая из которых характеризуется своим собственным комплексом ихнофоссилий. Одна из фаций Nereites характерна для флишевых и турбидитовых бассейнов; фация Zoophycus образуется в мелких, но спокойных водах; фация Cruziana характеризует отложения мелководного шельфа, а фация Scolithus образуется в возмущенных водах вблизи берегов. Глубоководная турбидитная обстановка (фация Nereites) характеризуется главным образом следами касания, в противоположность турбулентной прибрежной зоне, где наблюдаются ходы сверлящих и прикрепленных организмов. Очевидно, морфологическое строение следов жизнедеятельности соответствует реакции организма или его приспособляемости к конкретной среде обитания.

В заключение следует отметить, что следы жизнедеятельности организмов оказывают серьезную помощь в работе седиментолога. Как и другие признаки осадочных пород, их можно картировать и использовать для выделения фациальных зон [75, рис. 11] и для установления направленного изменения глубины палеобассейна [196].

Диагенетические текстуры

Выделяется целый ряд текстур — конкреции, стяжения и другие тела, образующиеся в результате постседиментационного растворения и осаждения. Подробно такие диагенетические текстуры описаны в гл. 13.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aario, R.*, 1971, Syndepositional deformation in the Kurkiselkä esker, Kiiminki, Finland: Bull. Geol. Soc. Finland, v. 43, pt. 2, pp. 163—170.
2. *Abel, O.*, 1935, Vorzeitliche Lebenspuren: Jena: Gustav Fischer, 644 pp.
3. *Aitken, J. D.*, 1967, Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 1163—1178.
4. *Allen, J. R. L.*, 1962, Asymmetrical ripple marks and the origin of cross-stratification: Nature, v. 194, pp. 167—169.
5. *Allen, J. R. L.*, 1963a, Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid cosets of cross-strata: Iiverpool and Manchester Geol. Jour., v. 3, pt. 2, pp. 187—236.
6. *Allen, J. R. L.*, 1963b, The classification of crosstratified units with notes on their origin: Sedimentology, v. 2, pp. 93—114.

7. *Allen, J. R. L.*, 1964, Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin: Sedimentology, v. 3, pp. 89—108.
8. *Allen, J. R. L.*, 1969, Current ripples: Amsterdam: North Holland, 433 pp.
9. *Allen, J. R. L.*, 1970, A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits: Sedimentology, v. 14, pp. 5—26.
10. *Allen, J. R. L.*, 1971, Some techniques in experimental geology: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 695—702.
11. *Andersen, S. A.*, 1931, Om Aase of Terrasser inden for Susaas Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltningens Forlöb (The eskers and terraces in the basin of the River Susaa and their evidences of the process of the ice-waning): Danmarks geol. Undersögelse Raekke II, no. 5, 201 pp. (Danish with English summary).
12. *Anderson, R. Y., Dean, W. E., Jr., Kirkland, D. W., and Snider, H. I.*, 1972, Permian Castile varved evaporite sequence, west Texas and New Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 59—86.
13. *Andrée, K.*, 1915, Ursachen und Arten der Schichtung: Geol. Rundschau, v. 6, pp. 351—397.
14. *Anketell, J. M., Cegla, J., and Dzulynski, S.*, 1970, On the deformational structures in systems with reversed density gradients: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 40, pp. 3—30.
15. *Apfel, E. T.*, 1938, Phase sampling of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 67—68.
16. *Артюшков Е. В.* Вероятность конвекционной неустойчивости осадочных пород и основные закономерности ее развития. — Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 153, 1960а, с. 26—28.
17. *Артюшков Е. В.* Основные формы конвекционных текстур в осадочных породах. — Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 153, 1960 б, т. 43—45.
18. *Bailey, E. B.*, 1930, New light on sedimentation and tectonics: Geol. Mag., v. 67, pp. 77—92.
19. *Bailey, E. B.*, 1936, Sedimentation in relation to tectonics: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1713—1726.
20. *Bailey, R. J.*, 1964, Ludlovian facies boundary in south central Wales: Geol. Jour., v. 4, pt. 1, pp. 1—20.
21. *Bajard, J.*, 1966, Figures et structures sédimentaires dans lá zone intertidal de la partie de la Baie du Mont — Saint-Michel: Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., v. 8, pp. 38—111.
22. *Barrell, J.*, 1906, Relative geological importance of continental, littoral, and marine sedimentation: Jour. Geol., v. 14, pp. 316—356.
23. *Barrell, J.*, 1917, Rhythms and measurement of geologic time: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 28, pp. 745—904.
24. *Birkenmajer, K.*, 1959, Systematyka warstwawan w ufworach fliszowych i podobynch (Classification of bedding in flysch and similar graded deposits): Stud. Geol. Polonica, v. 3, 133 pp. (Polish with English summary).
25. *Black, M.*, 1933, The algal sediments of Andros Island, Bahamas: Trans. Roy. Phil. Soc. London, ser. B, v. 222, pp. 165—192.
26. *Bokman, J.*, 1957, Suggested use of bed-thickness measurements in stratigraphic descriptions Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 333—335.
27. *Borrello, A. V.*, 1962, Sobre los diques clasticos: Rev. Mus. La Plata (n. s.), v. 5, pp. 155—191.
28. *Ботвинкина Л. Н.* Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. — Докл. АН АССР. Сер. геол. 1959, № 6, с. 16—33.
29. *Ботвинкина Л. Н.* Слоистость осадочных пород. — Труды ГИН АН СССР, № 59, 1962. 542 с.
30. *Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. — Труды ГИН АН СССР, т. 119, 1965. 253 с.
31. *Bouma, A. H.*, 1962, Sedimentology of some flysch deposits: Amsterdam, Elsevier, 169 pp.
32. *Bouma, A. H.*, 1969, Methods for the study of sedimentary structures: New York, Wiley, 458 pp.
33. *Bouma, A. H., and Brouwer, A.*, eds., 1964, Turbidites: Developments in Sedimentology, v. 3: Amsterdam, Elsevier, 264 pp.
34. *Bradley, W. H.*, 1929, The varves and climate of the Green River epoch: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 158E, pp. 87—110.
25. *Brinkmann, R.*, 1933, Uber Kreuzchichtung in detuschen Buntsandsteinbecken: Göttingen Nachr., Math. Physik, Kl. IV, no. 32, pp. 1—12.
36. *Брунс Е. П.* Наблюдения за особенностями слоистости отложений. М., ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.
37. *Bucher, W. H.*, 1919, On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretations: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 47, pp. 149—210, 241—269.

38. *Burst, J. F.*, 1965, Subaqueously formed shrinkage cracks in clay: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 348—353.
39. *Campbell, C. V.*, 1967, Lamina, laminaset, bed, and bedset: Sedimentology, v. 8, pp. 7—26.
40. *Carey, W. C., and Keller, M. D.*, 1957, Systematic changes in the beds of alluvial rivers: Jour. Hydraulics Div., Proc. Amer. Soc. Civil Eng., hy. 4, paper 1331, 24 pp.
41. *Castellarin, A.*, 1966, Filon sedimentari nel Giurese di Loppio: Giornale di Geologia, ser. 2, vol. 33, pp. 527—546.
42. *Chamberlain, C. K.*, 1971, Morphology and ethology of trace fossils from the Ouachita Mountains, southeastern Oklaxoma: Jour. Paleont., v. 45, pp. 212—246.
43. *Cline, L. M.*, 1966, Late Paleozoic rocks of Ouachita Mountains, a flysch facies: Kansas Geol. Surv., Guidebook to Ouachita Mountains, pp. 91—111.
44. *Cloos, H.*, 1938, Primäre Richtungen in Sedimenten der rheinischen Geosynkline: Geol. Rundschau, v. 29, pp. 357—367.
45. *Coleman, A. P.*, 1926, Ice ages, recent and ancient: New York: Macmillan, Inc., 296 pp.
46. *Collins, W. H.*, 1925, North shore of Lake Huron: Geol. Surv. Canada Mem. 143, 160 pp.
47. *Conybeare, C. E. B., and Crook, K. A. W.*, 1968, Manual of sedimentary structures: Bull. Australian Dept. Nat. Dev., Bur. Min. Res. Geol. Geophys. 102, 327 pp.
48. *Cox, G. H., and Dake, C. L.*, 1916, Geological criteria for determining the structural position of sedimentary beds: Bull. Missouri Univ. School Mines, v. 2, pp. 1—59.
49. *Crimes, T. P., and Harper, J. C., eds.*, 1970, Trace fossils: Geol. Jour., spec. issue, v. 3, 547 pp.
50. *Crowell, J. C.*, 1955, Directional current structures from the pre-Alpine flysch, Switzerland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 1351—1384.
51. *Crowell, J. C.*, 1957, Origin of pebbly mudstones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 993—1010.
52. *Crowell, J. C.*, 1958, Sole markings of graded graywacke beds: a discussion: Jour. Geol., v. 66, p. 333.
53. *Davis, R. A., Jr.*, 1968, Algal stromatolites composed of quartz sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 953—955.
54. *Diller, J. S.*, 1890, Sandstone dikes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 1, pp. 411—442.
55. *Dionne, J. C.*, 1971, Contorted structures in unconsolidated Quaternary deposits, Lake Saint-Jean and Saguenay regions, Quebec: Rev. Geogr. Montreal, v. 25, no. 1, pp. 5—33.
56. *Door, J. A., Jr., and Kauffman, E. G.*, 1963, Rippled toroids from the Napoleon Sandstone Member (Mississippian) of southern Michigan: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 751—758.
57. *Dott, R. H., Jr.*, 1961, Squantum «tillite», Massachusetts — evidence of glaciation or subaqueous mass movement?: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, 1289—1306.
58. *Dott, R. H., Jr., and Howard, J. K.*, 1962, Convolute lamination in non-graded sequences: Jour. Geol., v. 70, pp. 114—121.
59. *Dunbar, G. J., and McCall, G. J. H.*, 1971, Archean turbidites and banded ironstones of the Mt. Belches area (Western Australia): Sed. Geol., v. 5, pp. 93—133.
60. *Dzulynski, S.*, 1962, On load-casted ripples: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 32, pp. 147—160.
61. *Dzulynski, S.*, 1963, Directional structures in flysch: Stud. Geol. Polonica, v. 12, 136 pp.
62. *Dzulynski, S.*, 1966a, Influence of bottom irregularities and transported tools upon experimental scour markings: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 36, pp. 285—294.
63. *Dzulynski, S.*, 1966b, Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 36, pp. 3—21.
64. *Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M., and Kuenen Ph. H.*, 1959, Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089—1118.
65. *Dzulynski, S., and Radomski, A.*, 1956, Clastic dikes in the Carpathian Flysch: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 26, pp. 225—264.
66. *Dzulynski S.*, 1966, Experiments on bedding disturbances produced by the impact of heavy suspensions upon hirizontal sedimentary layers: Bull. Acad. Sci. Polonaise, v. 14, no. 4, pp. 227—230.
67. *Dzulynski, S., and Sanders, J. E.*, 1962, Current marks on firm mud bottoms: Trans. Connecticut Acad. Arts Sci., v. 42, pp. 57—96.
68. *Dzulynski, S., and Smith, A. J.*, 1963, Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 617—627.
69. *Dzulynski, S., and Walton, E. K.*, 1963, Experimental production of sole markings: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 19, pp. 279—305.

70. *Dzulynski, S.*, 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes: Amsterdam, Elsevier, 300 pp.
71. *Eisbacher, G. H.*, 1970, Contemporaneous faulting and clastic intrusions in the Quirke Lake Group, Elliot Lake, Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 7, pp. 215—225.
72. *Elliott, R. E.*, 1965, A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters: Sedimentology, v. 5, pp. 193—209.
73. *Fairbridge, R. W.*, 1946, Submarine slumping and the location of oil bodies: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 84—92.
74. *Fairbridge, R. W.*, 1947, Possible causes of intraformational disturbances in the Carboniferous rocks of Australia: Jour. Proc. Roy. Soc. Mew South Wales, v. 81, pp. 99—121.
75. *Farrow, G. E.*, 1966, Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire: Paleogeogr. Paleochim. Paleoecol., v. 2, pp. 103—151.
76. *Feige, K.*, 1937, Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontienentaler Räume: Abhandl. Preuss, Geol. Landesanst., n. s., v. 177, 218 pp.
77. *Franks, P. C.*, 1969, Synaeresis features and genesis of siderite concretions, Kiowa Formation (early Cretaceous), north-central Kansas: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 799—803.
78. *Garrett, P.*, 1970, Phaneorozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals: Science, v. 169, pp. 171—173.
79. *Gebelein, C. D.*, 1969, Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 49—69.
80. *Ginsburg, R. N.*, 1967, Stromatolites: Science, v. 157, pp. 339—340.
81. *Glaessner, M. F.*, 1958, Sedimentary flow structures on bedding planes: Jour. Geol., v. 66, pp. 1—7.
82. *Glennie, K. W.*, 1963, An interpretation of turbidites whose sole markings show multiple directional trends: Jour. Geol., v. 71, pp. 525—527.
83. *Gottis, Ch.*, 1953, Les filons clastique «intra formationnels» du flysch numidien tunisien: Bull. Soc. Géol. France, ser. 6, v. 3, pp. 775—784.
84. *Gubler, Y., Bugnicourt, D., Faber, J., Kubler, B., and Nyssen, R.*, 1966, Essai de nomeclature et caractérisation des principales structures sédimentaires: Paris, Editions Technip, 291, pp.
85. *Gürich, G.*, 1933, Schragschichtungsbögen und zapfenformige Fliesswülste im «Flagstone» von Pretoria und öhnliche Vorkommnisse im Quarzit von Kubis, S. W. A., dem Schilfstein von Maulbrunn, u. a.: Zeitschr. Deutsch Geol. Ges., v. 85, pp. 652—654.
86. *ten Haaf, E.*, 1959, Graded beds of the northern Apennines: Ph. D. thesis, Rijks Univ., Groningen, 102 pp.
87. *ten Haaf, E.*, 1965, Significance of convolute laminations: Geol. en Mijn. v. 18, pp. 188—194.
88. *Hadding, A.*, 1931, On subaqueous slides: Fören. Geol. Stockholm Förh., v. 53, pp. 378—393.
89. *Hall, J.*, 1943a, Geology of New York: pt. IV, Survey of the Fourth Geol. Dist.: Albany, 683 pp.
90. *Hall, J.*, 1843b, Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System: Assoc. Amer. Geol. Nat., Rept., pp. 422—432.
91. *Hamblin, W. K.*, 1961, Micro-cross-lamination in Upper Keweenawan sediments of northern Michigan: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 390—401.
92. *Hamblin, W. K.*, 1965, Internal structures of «homogeneous» sandstones: Bull. Kansas Geol. Survey 175, pp. 569—582.
93. *Häntzschel, W.*, 1962, Trace fossils and problematica, in Treatise on invertebrate paleontology (Moore, R. C., ed.). Pt. W, Miscellanea: Boulder, Colo., Geol. Soc. Amer. and Univ Kansas, pp. W177—W245.
94. *Harms, J. C., Mackenzie, D. B., and McCubbin, D. G.*, 1963, Stratification in modern sands of the Red River, Luisiana: Jour. Geol., v. 71, pp. 566—580.
95. *Heim, A.*, 1908, Uber rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung: Neues. Jahrb. Min. Geol. Paläont., v. 1, pp. 136—157.
96. *Hoffman, P. F.*, 1967, Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination: Science, v. 157, pp. 1043—1045.
97. *Hoffman, P. F.*, 1969, Proterozoic paleocurrents and depositional history of East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: Canadian Jour., Earth Sci., v. 6, pp. 441—462.
98. *Hoffman, P. F., Logan, B. W., and Gebelein, C. D.*, 1969, Biological versus environmental factors governing the morphology and internal structure of recent algal stromatolites in Shark Bay, Western Australia: Geol. Soc. Amer., N. E. Section; 4th Ann. Mtg. Abstr., p. 1, pp. 28—29.
99. *Hofmann, H. J.*, 1964, Mudcracks in the Ordovician Maysville group: Jour. Geol., v. 72, pp. 638—640.

100. *Hofmann, H. J.*, 1969, Attributes of stromatolites: Geol. Surv. Canada, Paper 69—39, 58 pp.

101. *Holland, C. H.*, 1959, On convolute bedding in the Lower Ludlow rocks of North-East Radnorshire: Geol. Mag., v. 96, pp. 230—236.

102. *Holland, C. H.*, 1960, Load-cast terminology and origin of convolute bedding: some comments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, p. 633.

103. *Holland, C. H.*, 1963, Convolute lamination: a discussion: Jour. Geol., v. 71, p. 658.

104. *Howard, J. D., and Lohrengel, C. F. II*, 1969, Large nontectonic deformational structures from Upper Cretaceous rocks of Utah: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1032—1039.

105. *Hoyt, J. H., and Henry, V. J., Jr.*, 1963, Rhomboid ripple mark, indicator of current direction and environment: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 604—608.

106. *Hubert, J. F.*, 1966, Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks, Girvan, Scotland: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 677—699.

107. *Hyde, J. E.*, 1911, The ripples of the Bedford and Berea formations of central Ohio, with notes on the paleogeography of that epoch: Jour. Geol., v. 19, pp. 257—269.

108. *Jones, O. T.*, 1937, On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, north Wales, during the Ludlow period: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 95, pp. 335—382.

109. *Jordan, G. F.*, 1962, Large submarine sand waves: Science, v. 136, pp. 839—847.

110. *Kalkowsky, E.*, 1908, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein: Zeitschr. Deutsch Geol. Ges., v. 60, pp. 68—125.

111. *Kelling, G., and Walton, E. K.*, 1961, Flow structure in sedimentary rocks: a discussion: Jour. Geol., v. 69, p. 224.

112. *Хабаков А. В.* (ред.) Атлас структур и текстур осадочных горных пород. М., ВСЕГЕИ, 1962. 578 с.

113. *Kindle, E. M.*, 1917, Recent and fossil ripple marks: Bull. Mus. Geol. Surv. Canada, 25, pp. 1—56.

114. *Klein, G. de V.*, 1967, Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 51, pp. 366—382.

115. *Kopstein, F. P. H. W.*, 1954, Graded bedding of the Harlech Dome: Ph. D. thesis, Rijks Univ., Groningen, 97 pp.

116. *Krejci-Graf, K.*, 1932, Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fahrten, Bauten. Hieroglyfen und Fucoiden: Senkenbergiana, v. 4, pp. 19—39.

117. *Ksiazkiewicz, M.*, 1954, Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 22, pp. 399—449 (Polish with English summary).

118. *Ksiazkiewicz, M.*, 1958, Submarine slumping in the Carpathian flysch: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 28, pp. 123—150.

119. *Kuenen, Ph. H.*, 1952, Paleogeographic significance of graded bedding and associated features: Pres. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. ser. B, v. 55, pp. 28—36.

120. *Kuenen, Ph. H.*, 1953a, Significant features of graded bedding: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 1044—1066.

121. *Kuenen, Ph. H.*, 1953b. Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain: Verhandl. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Nat., v. 20, no. 3, pp. 1—47.

122. *Kuenen, Ph. H.*, 1957, Sole markings of graded graywacke beds: Jour. Geol., v. 65, pp. 231—258.

123. *Kuenen, Ph. H.*, 1958, Experiments in geology: Trans. Glasgow Geol. Soc., v. 23, pp. 1—28.

124. *Kuenen, Ph. H.*, 1964, Deep-sea sands and ancient turbidites, in Turbidites (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.) Amsterdam: Elsevier, pp. 3—33.

125. *Kuenen, Ph. H.*, 1967, Emplacement of flysch-type sand beds: Sedimentology, v. 9, pp. 203—243.

126. *Kuenen, Ph.* H., 1970, The turbidite problem: some comments: New Zealand Jour. Geol. Geophys: v. 13, pp. 852—857.

127. *Kuenen, Ph. H., and Carozzi, A.*, 1953, Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins in the Alps: Jour. Geol., v. 61, pp. 363—372.

128. *Kuenen, Ph. H., and Menard, H. W.*, 1952, Turbidity currents, graded and nongraded deposits: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 83—96.

129. *Kuenen, Ph. H., and Migliorini, C. I.*, 1950, Turbidity currents as a cause of graded dedding: Jour. Geol., v. 58, pp. 91—127.

130. *Kuenen, Ph. H., and Sanders, J. E.*, 1956, Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany: Amer. Jour. Sci., v. 254, pp. 649—671.

131. *Lanteaume, M., Beaudoin, B., and Campredon, R.*, 1967, Figures sédimentaires du flysch «Gres D'Annot» du synclinal de Peira-Cava.: Paris, Editions du Cent. Nat. Rech. Sci., 99 pp.

132. *Lessertisseur, J.*, 1955, Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique: Soc. Geol. France Mem. 74, 142 pp.

133. *Logan, B. W.*, 1961, Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. Jour. Geol., v. 69, pp. 517—533.

134. *Logan, B. W., Rezak, R., and Ginsburg, R. N.*, 1964, Classification and environmental signaficance of algal stromatolites: Jour. Geol., v. 72, pp. 68—83.

135. *Lowenstam, H. A.*, 1950, Niagaran reefs of the Great Lakes area: Jour. Geol., v. 58, pp. 430—487.

136. *McBride, E. F.*, 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 39—91.

137. *McBride, E. F., and Yeakel, L. S.*, 1963, Relationship between parting lineation and rock fabric: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 779—782.

138. *McGowen, J. H., and Garner, L. E.*, 1970, Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples: Sedimentology, v. 14, pp. 77—112.

139. *McIver, N. L.*, 1970, Appalachian turbidites, in Studies of Appalachian geology: central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 69—82.

140. *McKee, E. D.*, 1938, Original structures in Colorado River flood deposits of Grand Canyon: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 77—83.

141. *McKee, E. D.*, 1939, Some types of bedding in the Colorado River delta: Jour. Geol., v. 47, pp. 64—81.

142. *McKee, E. D.*, 1966a, Dune structures: Sedimentology, spec. ed., v. 7, pp. 1—69.

143. *McKee, E. D.*, 1966b, Significance of climbing ripple structure: U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 550-D, pp. 94—103.

144. *McKee, E. D., and Weir, G. W.*, 1953, Terminology of stratification and cross-stratification: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 381—390.

145. *Macar, P.*, 1948, Les pseudonodules du Famenien et leur origine: Ann. Soc. Geol. Belgique, v. 72, pp. 47—74.

146. *Marschalko, R.*, 1961, Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians: Geol. Prace (Bratislava), v. 60, pp. 197—230.

147. *Marschalko, R.*, 1963, Sedimentary slump folds and the deposition slope (flysch of central Carpathians): Geol. Prace (Bratislava), v. 28, pp. 161—168.

148. *Маслов В. П.* Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, с. 105—112.

149. *Meischner, K.-D.*, 1964, Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken, in Turbidites (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsivier, pp. 156—191.

150. *Middleton, G. R.*, ed., 1965, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 12, 265 pp.

151. *Miller, W. J.*, 1922, Intraformational corrugated rocks: Jour. Geol., v. 30, pp. 587—610.

152. *Moore, D. G., and Scruton, P. C.*, 1957, Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 2723—2751.

153. *Multer, H. G., and Hoffmeister, J. E.*, 1968, Subaerial laminated crusts of the Florida Keys: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 183—192.

154. *Murphy, M. A., and Schlanger, S. O.*, 1962, Sedimentary structures in Ilhas and Sao Sabastiao formations (Cretaceous) Reconcavo Basin, Brazil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 46, pp. 457—477.

155. *Nagtegaal, P. J. C.*, 1965, An approximation to the genetic classification of non-organic sedimentary structures: Geol. Mijn., v. 44, pp. 347—352.

156. *Nagahama, H., Hirokawa, O., and Enda, T.*, 1968, History ef researches on paleocurrents in reference to sedimentary structures, with paleocurrent maps and photographs of sedimentary structures: Bull. Japan Geol. Surv. 19, pp. 1—9.

157. *Natland, M. L., and Kuenen, Ph. H.*, 1951, Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 2, pp. 76—107.

158. *Nesteroff, W. D.*, 1961, La «sequence type» dans les turbidities terrigènes modernes: Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn., v. 4, pp. 263—268.

159. *Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whiteman, A. G., Hickox, J. E., and Bradley, J. S.*, 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico: San Francisco: Freeman, 236 pp.

160. *Nieboff, W.*, 1958, Die Primär gerichteten Sedimentstrukturen inbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein: Geol. Rundschau, v. 47, pp. 252—321.

161. *Off, T.*, 1963, Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., c. 47, pp. 324—341.

162. *Ojakangas, R. W.*, 1968, Cretaceous sedimentation, Sacramento Valley, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 973—1008.

163. *Otto, G. H.*, 1938, The sedimentation unit and its use in field sampling: Jour. Geol., v. 46, pp. 569—582.

164. *Otvos, E. G., Jr.*, 1965, Types of rhomboid beach surface patterns: Amer. Jour. Sci., v. 263, pp. 271—276.

165. *Pavoni, N.*, 1959, Rollmarken von Fischwirbeln aus der oligozänen Fischschiefern von Engi-Matt (K. Glarus): Eclogae Géol. Helvetiae, v. 52, pp. 951—949.

166. *Payne, T. G.*, 1942, Stratigraphical analysis and environmental reconstruction: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 26, pp. 1697—1770.

167. *Pettijohn, F. J.*, 1936, Early Precambrian varved slate in northwestern Ontario: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 621—628.

168. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.

169. *Pettijohn, F. J.*, 1962, Paleocurrents and paleogeography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 1468—1493.

170. *Pettijohn, F. J., and Potter, P. E.*, 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures: New York, Springer, 370 pp.

171. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.

172. *Potter, P. E., and Scheidegger, A. E.*, 1966, Bed thickness and grain size: graded beds: Sedimentology, v. 7, pp. 233—240.

173. *Prentice, J. E.*, 1960, Flow structures in sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 68, pp. 217—224.

174. *Quirke, T. T.*, 1917, Espanola district, Ontario: Geol. Surv. Canada Mem. 102, 92 pp.

175. *Reineck, H.-E.*, 1955, Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten (ro) bei Martinstein/ Nahe.: Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 101, pp. 75—90.

176. *Reineck, H.-E.*, 1963, Sedimentgerüge im Bereich der südlichen Nordsee: Senckenberg. Naturf. Gesell. Abh., v. 505, 138 pp.

177. *Reineck, H.-E., and Wunderlich, F.*, 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding: Sedimentology, v. 11, pp. 99—105.

178. *Rettger, R. E.*, 1935, Experiments on soft-rock deformation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 19, 271—292.

179. *Rezak, R.*, 1957, Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 294-D, pp. 127—154.

180. *Ricci Lucchi, F.*, 1970, Sedimentografia: Bologna, Zonichelli, 288 pp.

181. *Rich, J. L.*, 1950, Flow markings, groovings, and intrastratal crumplings, etc.' Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 717—741.

182. *Rigby J. K.*, 1958, Mass movements in Permian rocks of Trans-Pecos Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 298—315.

183. *Rubey, W. W.*, 1931, Lithologic studies of finegrained Upper Cretaceous rocks of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 165-A, pp. 1—54.

184. *Sanders, J. E.*, 1960, Origin of convoluted laminae: Geol. Mag., v. 97, pp. 409—421.

185. *Schafer, W.*, 1956, Wirkungen der Benthosorganismen auf den jungen Schichtverband Senckenbergiana, 37, pp. 183—263.

186. *Schafer, W.*, 1962, Aktuo-Palaontologie: Frankfurt-am-Main, Kramer, 666 pp.

187. *Scheidegger, A. E., and Potter, P. E.*, 1971, Downcurrent decline of grain size and thick ness of single turbidite beds a semi-quantitative analysis: Sedimentology, v. 17, pp. 41—49.

188. *Schleiger, N. W.*, 1964, Primary scalar bedding features of the Siluro-Devonian sediments of the Seymour district, Victoria: Jour. Geol. Soc. Australia. v. 11, pt. 1, pp. 1—31.

189. *Schwarzacher, W.*, 1953, Cross-bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia: Geol. Mag., v. 90, pp. 322—330.

190. *Scott, K. M.*, 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 72—107.

191. *Seilacher, A.*, 1953, Uber die Methoden der Palichnologie: Neues Jahrb. Geol. Paläont Abh. 96, pp. 421—452.

192. *Seilacher, A.*, 1962, Paleontological studies on turbidite sedimentation and erorsion: Jour. Geol., v. 70, pp. 227—234.

193. *Seilacher, A.*, 1963, Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen: Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh. 11, pp. 593—615.

194. *Seilacher, A.*, 1964a, Biogenic sedimentary structures, in Approaches to Paleoecology (Imbrie, J. and Newell, N., eds.): New York, Wiley, pp. 296—316.

195. *Seilacher, A.*, 1964b, Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils: Sedimentology, v. 3, pp. 253—256.

196. *Seilacher, A.*, 1967, Bathymetry of trace fossils: Marine Geol., v. 5, pp. 413—428.

197. *Selley, R. C.*, 1964, The penecontemporaneous deformation of heavy mineral bands in the Torridonian Sandstone of northwest Scotland, in Deltaic and shallow marine deposits Amsterdam, Elsevier, pp. 362—367.

198. *Selley, R. C., Shearman, D. J., Sutton, J., and Watson, J.*, 1963, Some underwater disturbances in the Torridonian of Skye and Raasay: Geol. Mag., v. 100, pp. 224—243.

199. *Sharp, R. P.*, 1963, Wind ripples: Jour. Geol., v. 71, pp. 617—636.

200. *Shelton, J. W.*, 1962, Shale compaction in a section of Cretaceous Dakota Sandstone, northwestern North Dakota: Jour. Sed. Petrology v. 32, pp. 873—877.

201. *Shrock R. R.*, 1948, Sequence in layered rocks: New York, McGraw-Hill, 507 pp.

202. *Simonen, A., and Kuovo, O.*, 1951, Archean varved schists north of Tampere in Finland: Soc. Geol. Finlande, Compte rendus, v. 24, pp. 93—117.

203. *Sorauf, J. E.*, 1965, Flow rolls of Upper Devonian rocks of south — central New York State: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 553—563.

204. *Stewart, H. H.*, 1961, Origin of cross-strata in fluvial sandstone layers in the Chinle Formation (Upper Triassic) on the Colorado Plateau: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-B, art. 54, pp. 127—129.

205. *Stokes, W. L.*, 1947, Primary lineation in fluvial sediments: a criterion of current direction: Jour. Geol., v. 45, pp. 52—54.

206. *Stokes, W. L.*, 1953, Primary sedimentary trend indicators as applied to ore finding in the Carrizo Mountains, Arizona and New Mexico: U. S. Atomic Energy Comm. RME-3043, pt. 1.

207. *van Straaten, L. M. J. U.*, 1949, Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments: Bull. Geol. Comm. Finlande 144, pp. 7—18.

208. *van Straaten, L. M. J. U.*, 1950, Giant ripples in tidal channels: Koninkl. Nederl. Aardr., Genootsch., v. 67, pp. 76—81.

209. *Sujkowski, Zb. L.*, 1957, Flysch sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 543—554.

210. *Sullwold, H. H., Jr.*, 1959, Nomenclature of load deformation in turbidites: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1247—1248.

211. *Sundborg, A.*, 1956, The River Klarälven: a study of fluvial processes: Geografiska Annaler, v. 38, pp. 127—316.

212. *Taliaferro, N. L.*, 1934, Contraction phenomena in cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 189—232.

213. *van der Linden, W. J. M.*, 1963, Sedimentary structures and facies interpretation of some molasse deposits: Geol. Ultraiectina, Med. Geol. Inst. Utrecht, no. 12, 42 pp.

214. *van der Lingen, G. J.*, 1969, The turbidite problem: New Zealand Jour. Geol. Geophys., v. 12, pp. 7—50.

215. *Вассоевич Н. Б.* О некоторых флишевых текстурах (знаках). — Труды Львовского геол. общ-ва. Университет им. Ивана Франко, геол. сер. 3, 1953, с. 17—85.

216. *Vitanage, P. W.*, 1954, Sandstone dikes in the South Platte arrea, Colorado: Jour. Geol., v. 62, pp. 493—500.

217. *Walker, R. G.*, 1963, Distinctive types of rippledrift cross-lamination: Sedimentology, v. 2, pp. 173—188.

218. *Walker, R. G.*, 1967, Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 25—43.

219. *Walker, R. G.*, 1969, Geometrical analysis of rippledrift cross-lamination: Canadian Jour. Earth Sci., v. 6, no. 3, pp. 383—391.

220. *Walker, R. G.*, 1970, Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins, in Flysch sedimentology in North America (Lajoie, J., ed.): Geol. Assoc. Canada, spec. paper no. 7, pp. 219—252.

221. *Walker, R. G., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archean sedimentation: Analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2130.

222. *Weimer, R. J., and Hoyt, I. H.*, 1964, Burrows of Callianassa major Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments: Jour. Paleont., v. 38, pp. 761—767.

223. *Westphal, F.*, 1957, Synsedimentär gequollene Gesteine in alttertiären Sedimenten des Oberrheintalgrabens: Ber. Naturf. Ges. Freiburg im Br., v. 47, pp. 103—114.

224. *White, W. A.*, 1961, Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 560—570.

225. *Williams, E.*, 1960, Intra-stratal flow and convolute folding: Geol. Mag., v. 97, pp. 208—214.

226. *Wood, A., and Smith, A. J.*, 1959, The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoverian): Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 114, pp. 163—195.

227. *Wurster, P.*, 1958, Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungs-Körpern: Geol. Rundschau, v. 58, pp. 322—359.

228. *Жемчужников Ю. А.* Попытка морфологической классификации осадочных пород. — Горняцкая правда (Научно-технический листок). 1940.

ГЛАВА 5. ГЕОМЕТРИЯ ТЕЛ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Введение

Подобно изверженным породам, образующим тела различной формы (излившиеся потоки, купола или пластовые интрузии и штоки), осадочные породы также слагают тела разнообразной формы. Некоторые из них залегают как пластовые тела, образовавшиеся при выпадении осадка из суспензии, другие образуются при латеральном наращивании или в процессе осадконакопления. Некоторые тела образуются из потоков, имеющих ограниченное развитие (например грязевые потоки), или из обломков турбидитных потоков. Подобные отложения не обязательно образуются в том же бассейне, где они накапливаются. Распространение определенных отложений ограничено их близостью к области размыва и они формируют наземные или субаквальные конусы или слагают смешанные конусы и клиноподобные шлейфы. Распространение других тел ограничено по разным причинам, и их накопление приурочено к определенным участкам, например образование шнурковых (shoestring) отложений связано с руслами рек или береговыми линиями.

Однако часть осадочных тел представляет собой механические или химические накопления пород, форма которых косвенно связана или вообще не связана с обстановкой. Сюда относятся такие органические постройки, как рифы и банки, форма и размещение которых являются результатом взаимодействия и влияния на сообщества организмов климата, гидрологии бассейна и рельефа морского дна. Подобным образом размер и форма таких механических скоплений, как дюны, определяются неуловимыми факторами, которые трудно установить или измерить.

Незначительное число небольших по размеру и редких тел осадочных пород аналогично по форме телам интрузивных изверженных пород и представляет собой по сути дела дайки, силлы или диапиры. Наиболее примечательными из них являются, вероятно, соляные «купола», или штоки. Более распространены, но слагают незначительную часть объема осадочных пород отложения в крупных и мелких пустотах. Сюда относятся отложения в пещерах и пропастях.

Песчаники и известняки чаще всего накапливаются в виде локальных, четко выраженных образований, глинистые осадки преимущественно формируются в спокойной водной среде, однако последние не образуют форм, аналогичных шнурковым песчаным телам или известковым рифам.

Исключение представляют холмы, сложенные карбонатными глинистыми породами. Глины часто образуют «матрикс», в котором заключены песчаные тела (см. рис. 5-5).

Геоморфологический элемент может полностью совпадать с осадочным телом или ограничивать его, как, например, в случае рифов или дюн. С другой стороны, некоторые геоморфологические сложно построенные элементы состоят из нескольких самостоятельных осадочных

тел. Это наблюдается, например, в дельтах, в которых встречаются многие разновидности песчаных тел различного происхождения.

Интерес к изучению геометрии осадочных тел значительно возрос в процессе поисково-разведочных работ на нефть отчасти потому, что некоторые залежи нефти связаны с определенными осадочными телами (такими как рифы и шнурковые песчаники) или заключены в них, а также и потому что бурение густой сети скважин позволило детально изучить геометрию песчаных тел. Под геометрией тела мы понимаем его общую форму и размеры, но не внутреннее строение, хотя оба этих параметра взаимосвязаны. Последняя характеристика рассматривается в главе, посвященной анализу условий осадконакопления, для реконструкции которых как внешняя форма, так и внутренние текстуры осадочного тела играют первостепенную роль.

Одной из первых работ, посвященных геометрии песчаных тел, была статья Рича [38], в которой автор сделал попытку разработать рациональную классификацию песчаных тел и обобщить их отличительные черты. Пристальное внимание ученых вызвала публикация в 1961 г. специального сборника по результатам симпозиума «Геометрия песчаных тел», содержащего 14 статей по этому вопросу. Работы последних лет включают исследования Поттера [33, 34], изучавшего форму и характер распространения позднепалеозойских песчаных тел в Иллинойсском бассейне; работу Лебланка [24] о геометрии песчаных пород-коллекторов, Шелтона и др. [45]. Конечно, существует большое количество публикаций, посвященных конкретным песчаным телам, некоторые из них упомянуты в настоящей работе, остальные рассматриваются в сборнике статей по песчаным коллекторам [50].

Серьезным толчком к изучению геометрии карбонатных тел послужило открытие нефти в некоторых ископаемых карбонатных рифах. Эти открытия привели к возрождению повышенного интереса к ископаемым и современным рифам. Значительная часть исследований была посвящена геометрии рифов, их форме и размерам. Вскоре было установлено, что не все биогермы, как называли локальные карбонатные постройки Камингс и Шрок [11], являются рифами. Некоторые представляют собой тела, сложенные обломочными известняками и глинисто-карбонатным материалом. Несмотря на то что исследованию размеров, формы и ориентировки этих карбонатных построек уделялось большое внимание, геометрия карбонатных образований изучена значительно хуже, чем геометрия песчаных тел.

С другой стороны, геометрия соляных куполов или штоков и связанных с ними образований известна достаточно давно, что также объясняется приуроченностью нефти к указанным структурам. Современные представления об этих структурах суммированы в различных учебниках и справочниках, например в книге Леворсена «Геология нефти» [26, с. 356—359] и в сборнике статей по диапиризму и диапирам [5]. В противоположность песчаным телам и рифам, соляные купола представляют собой вторичные или постседиментационные тела, не имеющие современных аналогов. Геометрия песчаных даек и силлов изучена только на примерах ископаемых отложений.

В целом геометрия осадочных тел может быть установлена при тщательном картировании отпрепарированных участков и разрезов рифов, песчаных тел и тому подобных образований или при изучении каротажных диаграмм, керна или шлама из скважин на хорошо разбуренной территории.

Песчаные тела

Первоначально тела песчаных пород описывались либо как пластообразные, протяженные в двух измерениях и ограниченные в третьем направлении, либо как шнурковые, вытянутые только в одном направлении и ограниченные в двух других. Крынин [23] увеличил количество категорий песчаных тел до четырех: покровные или плащеобразные, таблитчатые, призматические и шнурковые (рис. 5-1). Каждая категория получила свое определение в зависимости от величины отношения ширины тела к его мощности. Другие исследователи классифицировали песчаные тела по генетическому признаку (Риттенхауз [42], Лебланк [24]), обозначая их как аллювиальные конусы, дюны, пляжи и т. д. Хотя такой подход несет наибольшую геологическую смысловую нагрузку, он приводит к смешению вопроса геометрии (форма и размер) с концепцией общей осадочной модели, охватывающей многие другие понятия. Более того, как отмечал Поттер [33], генетические классификации могут быть ошибочными, поскольку установ-

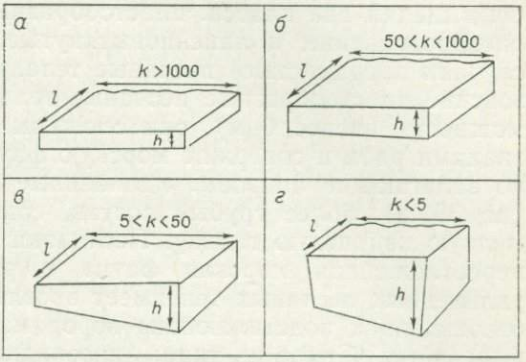


Рис. 5-1. Геометрия осадочных тел. По Крынину [23]:

а — покровные или плащеобразные; *б* — таблитчатые; *в* — призматические; *г* — шнурковые. Параметры тел: *l* — длина, *k* — ширина в единицах, *h* — мощность 1 единица

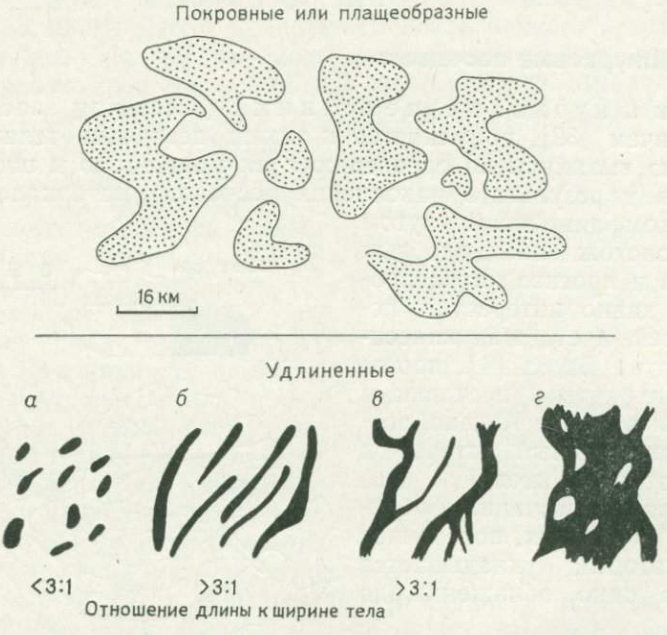


Рис. 5-2. Узоры покровных песчаных тел и четырех типов удлиненных песчаных тел:

а — линзовидные; *б* — лентовидные; *в* — дендроидные; *г* — пояса

ление условий накопления большинства ископаемых песчаных тел представляет сложную задачу. К тому же один тип песчаного тела может постепенно переходить в другой. Геофизические данные, характеризующие подземное строение песчаного тела, не всегда позволяют отнести его к определенному генетическому типу. Поэтому классификация Поттера носит строгий описательный и геометрический характер. Он выделял два класса: пластообразные песчаники, имеющие широкое распространение, и линейновытянутые, или удлиненные (в некоторых случаях прерывистые) песчаные тела. В штате Иллинойс позднепалеозойские пластообразные песчаные тела обнаруживают незначительную мощность (менее 6 м), они сложены тонкозернистым материалом со знаками ряби и содержат морскую фауну. Песчаники образуют согласно залегающие покровы. Удлиненные тела имеют большую мощность (до 38 м), более грубый состав, содержат глинистые пропластки и мелкую кварцевую гальку. Песчаники косослоистые, в них заключены переотложенная морская фауна и растительные остатки. Подошва удлиненных песчаных тел имеет эрозионный характер и несогласна по отношению к подстилающим породам. По характеру распространения выделяется четыре их типа: линзовидные, лентовидные, дендроидные и пояса (рис. 5-2).

Для наших целей мы различаем простые линейновытянутые или шнурковые песчаники, сложные и разветвленные тела, клиноподобные песчаные тела и плащеобразные песчаники. Песчаные дайки и силлы относятся к отдельному классу, поскольку имеют вторичную природу, а не являются первичным осадочным образованием. Песчаные тела, конечно, бывают не только кварцевого состава. Карбонатные песчаники также образуют обособленные тела [3], но по упомянутым ранее причинам их труднее отличить в ископаемом состоянии, чем тела кварцевых песчаников, заключенные среди глин.

Шнурковые песчаники

Термин шнурковые песчаники (shoestring sands), предложенный Ричем [39], применяется к таким песчаным телам, которые значительно вытянуты по сравнению с их мощностью и шириной. Они образуются в результате накопления песчаного материала в относительно узком линейновытянутом поясе. Происхождение подобных песчаников и прогноз их распространения давно интересуют исследователей, а ставшая классической статья Басса [4], посвященная шнурковым песчаникам Бартлсвилл в штате Канзас, возбудила значительный интерес к изучению этих отложений.

Шнурковые песчаники образуют тела от мелких, поперечное сечение которых укладывается целиком в одно обнажение, до

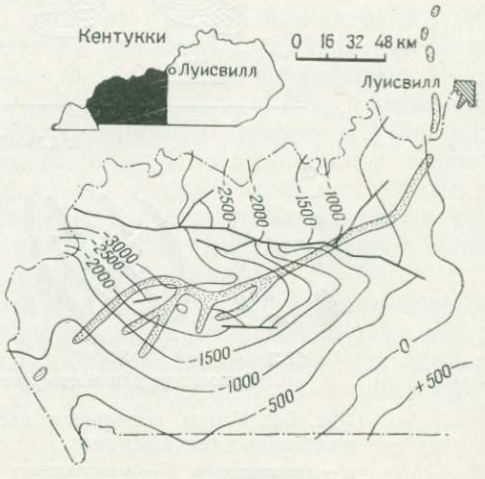


Рис. 5-3. Русло Бетель (миссисипий) и структурная карта по кровле глин Нью-Олбани, западная часть Кентукки

крупных, мощностью несколько десятков метров, их ширина колеблется от 0,8 км до 3,0 км при протяженности до 160 км. Например, песчаник Бетель (миссисипий) в западной части штата Кентукки и на юге центральной части штата Индиана прослеживается на расстоянии 320 км [38] (рис. 5-3). Вблизи Форт-Кнокса мощность песчаников составляет

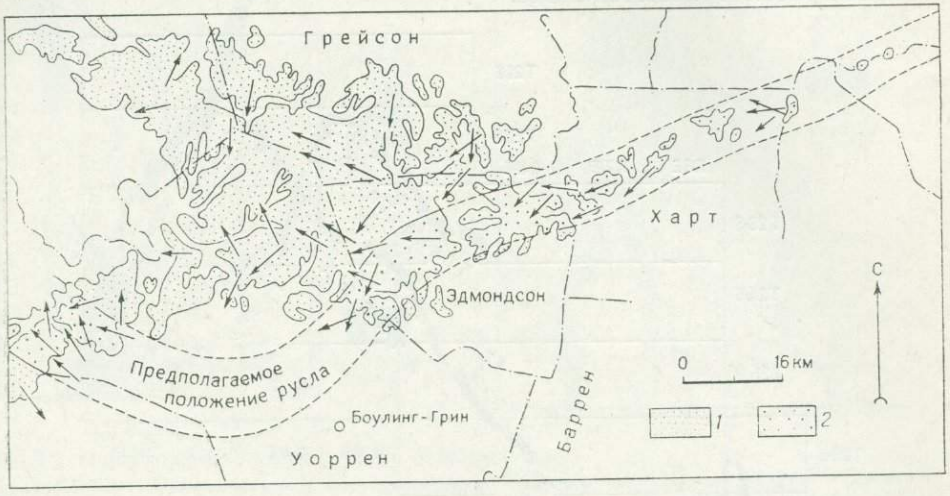


Рис. 5-4. Схематическая картина допенсильванского русла в округе Эдмонсон, штат Кентукки.
Фации: *1* — нерусловые, *2* — русловые

46—61 м при ширине песчаного тела от 0,8 до 1,3 км. [Семинар по осадконакоплению, 1969]. Русло Кейсивилл пенсильванского возраста в Кентукки прослежено на 161 км, мощность отложений от 30 до 60 м и ширина песчаного тела от 6,4 до 9,9 км (рис. 5-4). Аналогичный, но меньший по масштабам пример представляют собой песчаники Анвил-Рок пенсильванского возраста в штате Иллинойс (рис. 5-5). Шнурковые песчаники Бартлсвилл пенсильванского возраста в Канзасе и Оклахоме имеют мощность 15,2—45,7 м, ширина песчаного тела колеблется от 0,8 до 3,2 км, а отдельные тела вытянуты на 3,2—9,6 км. Как правило, песчаники образуют «тренды», или пояса длиной до 80 км (рис. 5-6).

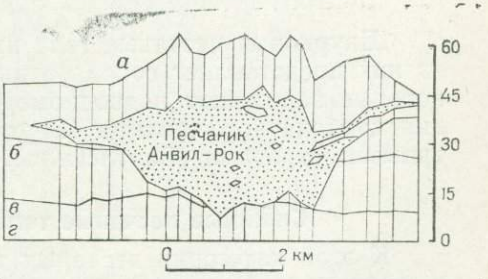


Рис. 5-5. Поперечный разрез песчаника Анвил-Рок (пенсильваний), округ Эдвардс, штат Иллинойс.
Угольные пласты: *а* — № 7, *б* — № 6, *в* — № 5а, *г* — № 5

Некоторые тела шнурковых песчаников располагаются во врезанных руслах, у других наблюдается плоская подошва и нет видимой связи с руслами. Тела шнурковых песчаников могут быть разорванными или прерывистыми. Этот невыдержанный характер частично объясняется процессами эрозии, в результате которой сохраняются изолированные останцы. В других случаях такой характер размещения предопределяется условиями осадконакопления; разрозненные тела песчаников,

как отмечалось выше, могут группироваться в пояса, или «тренды». Некоторые тела шнурковых песчаников имеют достаточно простую, слегка изогнутую форму, другие — четкую извилистую форму. Отдельные тела шнурковых песчаников образуют сложные сочетания отложений с раздваивающимися или сливающимися телами. Подобные образования рассматриваются ниже.

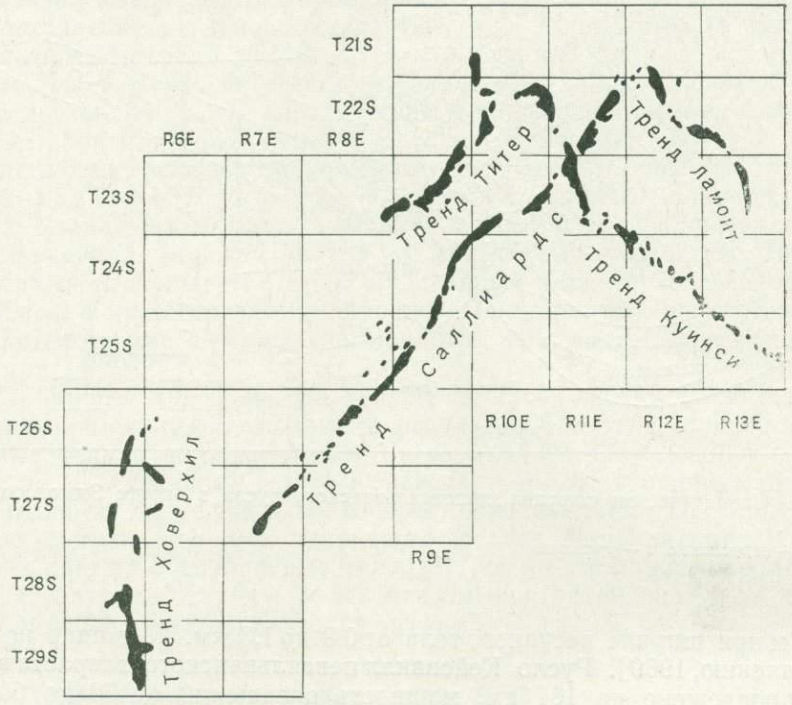


Рис. 5-6. Карта распределения шнурковых песчаников в округе Гринвуд-Батлер, штат Канзас. По Бассу [4]

Шнурковые песчаные тела имеют различное происхождение. Часть из них представляет собой речные русла (Кейсивилл в Кентукки), некоторые заполняют подводноморские промоины, врезанные в отложения карбонатного шельфа (Бертел), и отдельные тела являются барьерными островами (Бартлсвилл).

Сложные песчаные тела

К этой категории песчаных тел относятся сложные образования, в которых наблюдаются раздвоение, схождение или расхождение отдельных ветвей (как в кровеносной системе).

Сложность строения появляется в том случае, когда более или менее простые песчаные тела наложены друг на друга. В результате наложения возникают песчаные тела переменной мощности. Такие наложенные тела можно назвать *многоярусными* (рис. 5-7).

В типичных случаях сложное строение песчаных тел объясняется наличием многочисленных разветвлений, подобных тем, что наблюдаются в распределительной системе дельты. В ряде случаев распределение песчаных тел сходно с кровеносной системой. Один из примеров

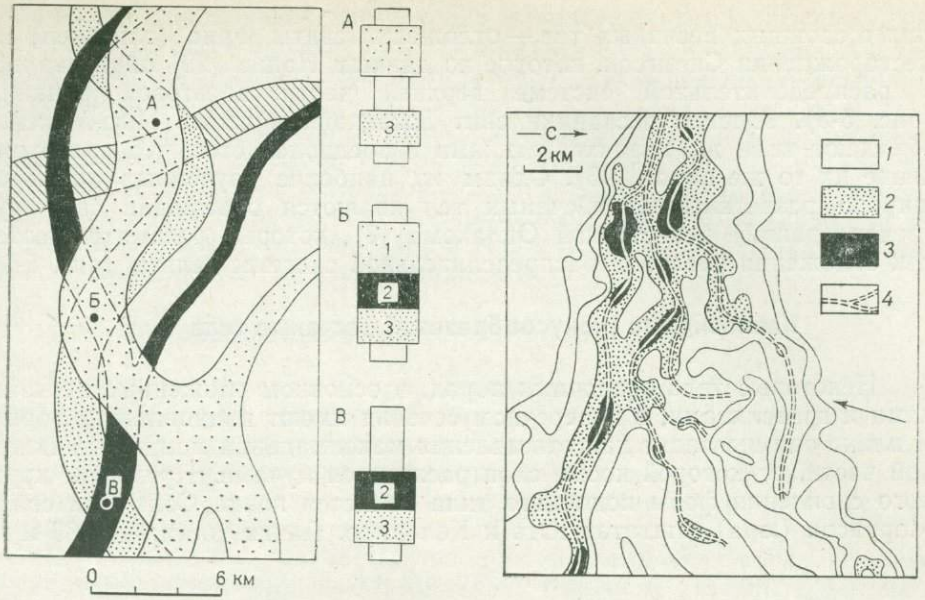


Рис. 5-7. Происхождение многоярусных песчаных тел:

А — изолированные песчаные тела; Б — трехъярусное песчаное тело; В — двухъярусное песчаное тело.

Положение подстилающего песчаного тела (заштриховано косыми линиями), контролируется другими факторами, по сравнению с песчаными телами *1*, *2* и *3*

Рис. 5-8. Карта сложнопостроенного песчаного тела свиты «Фрио» (олигоцен).

Видна система распределительных русел (*4*) мелководной дельты: *1* — от 0 до 40, *2* — от 40 до 60, *3* — более 60. Стрелкой показано региональное простирание

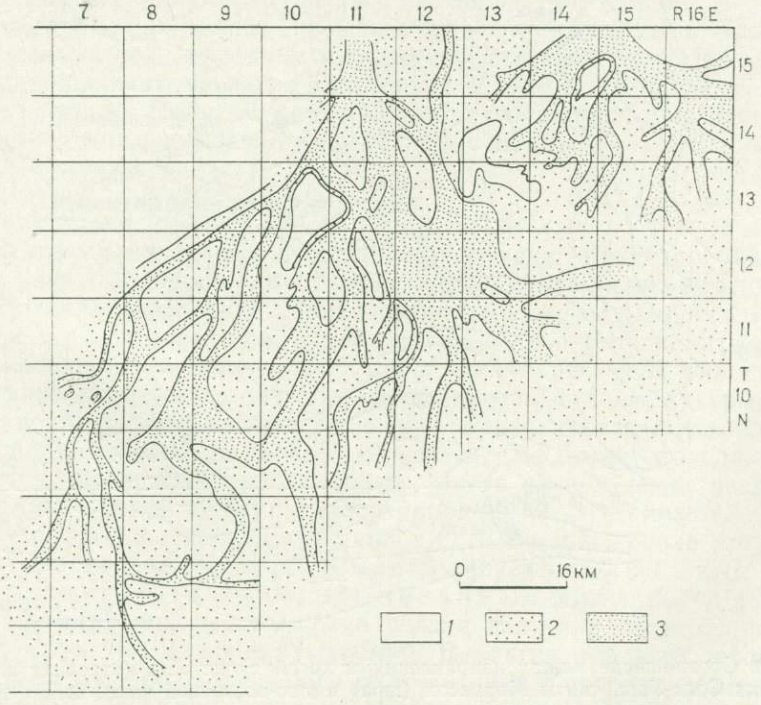


Рис. 5-9. Песчаник свиты Буч (пенсильваний), округ Грейтер-Семинол, восточная Оклахома. По Бушу [8].

1 — глина; *2* — песок мощностью менее 6 м; *3* — песок мощностью более 6 м

таких сложных песчаных тел — отложения свиты Фрио (олигоцен) на месторождении Силигсон, которое по данным Нанца [29] образовалось в распределительной системе верхней части дельтовой равнины (рис. 5-8). Юрские песчаники свит Джекпайл в штате Нью-Мексико обладают теми же характеристиками и предполагается, что происхождение их то же самое [43]. Одним из наиболее изученных примеров широко разветвленных песчаных тел являются отложения свит Бу (пенсильваний) в восточной Оклахоме [8], которые рассматриваются как отложения русловой распределительной системы дельты (рис. 5-9).

Клиновидные (конусообразные) песчаные тела

Некоторые тела осадочных пород, в основном сложенные песчаниками и гравелитами, в поперечном сечении имеют клиновидную форму. В плане они выглядят как ответвления максимальной мощной апикальной части, от которой косые слои расходятся лучами. Примером крупного скопления форм подобного типа является пачка Солт-Уош свиты Моррисон (юра) в штатах Юта и Колорадо. Пачка достигает 183 м по

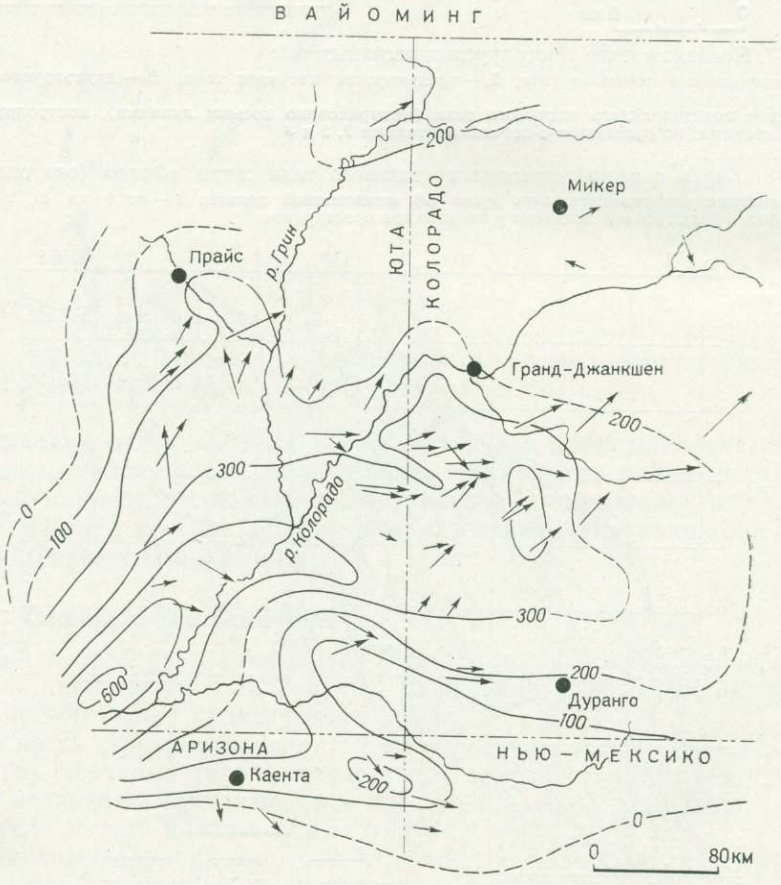


Рис. 5-10. Соотношение между направлениями косой слоистости (стрелки) и изопахитами пачки Солт-Уош, свиты Моррисон (юра) в юго-восточной части штата Юта и на территории сопредельных штатов

мощности в апикальной части клина и прослеживается на север, северо-восток и восток примерно на 322 км (рис. 5-10). В отдельных случаях многочисленные клиновидные тела сливаются и образуют сложный клиноподобный шлейф.

Известно, что осадочные тела подобной формы и конфигурации накапливаются у подножий крутых подводных склонов и в устьях подводных каньонов. Только недавно исследователи научились различать подобные турбидитовые конуса. Примерами таких отложений служат миоценовые конуса Тарзана [48] и Капистрано на косе Дана в окрестностях Ньюпорта, штат Калифорния [31].

Покровные песчаники

Покровные песчаники характеризуются большей горизонтальной протяженностью по сравнению с мощностью. Значительное количество песчаных тел, вероятно большинство, относится к этой группе. Подобные песчаники распространены на площади в сотни квадратных километров, а площадь отдельных тел колеблется от нескольких десятков до единиц квадратных метров.

Происхождение указанных тел долгое время оставалось неясным, поскольку современные песчаные тела в основном связаны с реками и побережьями и в обоих случаях представляют собой линейновытянутые образования. Каким образом песок разносится и отлагается и как образуются протяженные плащеобразные тела? Преобладает точка зрения, что покровные песчаники образуются в результате «латерального осадконакопления», следовательно, их возраст в разных участках неодинаковый. Контуры песчаных тел под небольшим углом пересекают временны́е границы. Возможно, что такие песчаные покровы формируются при слиянии нескольких вытянутых песчаных тел, каждое из которых в отдельности представляет собой шнурковое песчаное тело. Примерами таких сложных тел покровных песчаников являются отложения группы Месаверде мелового возраста в бассейне р. Сан-Хуан, штат Колорадо, а также песчаник Пойнт-Лукаут [19], образовавшийся при неоднократном перемещении береговой линии (см. рис. 15-15).

Ориентировка песчаных тел

Значительный интерес представляет изучение ориентировки песчаного тела по отношению к простиранию седиментационных склонов, на которых отлагаются осадки. Некоторые тела даже называются *песчаниками простирания*, в том случае, если они располагаются параллельно склону, и *песчаниками падения*, если они ориентированы вниз по палеосклону. Линейные песчаные тела, которые образуются в виде барьерных островов, ориентированы параллельно береговой линии. Другие тела, в частности связанные с руслами, располагаются перпендикулярно к берегу. Часть из них имеет неправильную форму и прямой связи с палеосклоном не обнаруживают.

Если песчаное тело залегает над несогласием в кровле наклонных пластов, накопление песчаников контролируется погребенным рельефом, в результате чего образуются *песчаные тела долин* [8].

С ориентировкой песчаных тел связан вопрос о соотношении текстуры и структуры с внешней формой. Вероятно оба этих показателя являются следствием той системы палеотечений, которая сформировала песчаное тело. Очевидно, что ориентировка зерен и слоистость распола-

гаются определенным образом по отношению к длинной оси песчаного тела, что соответствует действительности. Этот вопрос детально рассмотрен в работе Поттера и Петтиджона [34].

Песчаные дайки, силлы и автоинтрузии

Инъекции или интрузии песка являются характерной чертой определенных ассоциаций осадочных пород. Неоднократно в литературе описывались песчаные дайки, силлы и связанные с ними тела, встречающиеся в широком стратиграфическом интервале от докембрия до плейстоцена.

Мощность песчаных даек колеблется от 2 см до 10 м (рис. 5-11). Отдельные докембрийские кварцитовые дайки, рассекающие свиту Эспаньола на северном берегу оз. Гурон, достигают мощности 9 м [37, рис. 11,*б*; 10, рис. 7; 14]. Это необычные дайки, поскольку в них заключена крупная галька гранитов (диаметром до 15 см), обычно сконцентрированная в центральной части дайки (см. рис. 5-11). Большинство даек не прослеживаются за пределами обнажения, однако Витанаж [49] закартировал песчаные дайки в гранитах Колорадо длиной 12,9 км. Диллер [12] проследил на расстоянии 14,5 км «Великую дайку», секущую меловые отложения в долине Сакраменто, штат Калифорния. Многие дайки представляют собой вертикальные плоские тела с резкими контактами, но в некоторых случаях, например в польских Карпатах [13] и в палеогеновых отложениях Туниса [17], дайки образуют тела неправильной, изогнутой формы и на отдельных участках рассматриваются как прерывистые серии песчаных тел линзовидной формы. Бессистемная изогнутость объясняется сокращением мощности вмещающих глин в результате их уплотнения. Этот же процесс приводит к образованию смятых отпечатков трещин усыхания. Если такое объяснение является правильным, то внедрение даек происходило на ранней стадии, предшествовавшей уплотнению. Существует возможность дать количественную оценку степени уплотнения глин после внедрения дайки. Однако многие дайки, подобные тем что описаны в работе Диллера [12], не подвергались деформации. Поскольку они ориентированы вертикально по отношению к наклонным вмещающим породам, Диллер считал, что внедрение таких даек происходило после образования наклона, т. е. не на ранней стадии, а значительно позже.

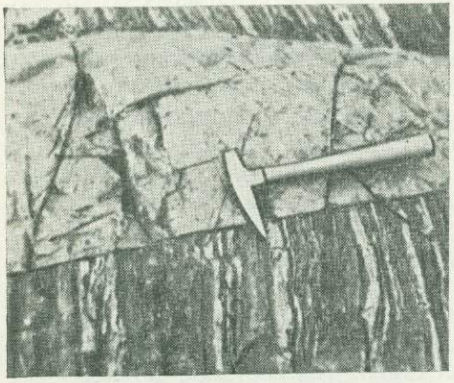


Рис. 5-11. Песчаная дайка, рассекающая отложения свиты Эспаньола (гуронский возраст) вблизи г. Эспаньола, провинция Онтарио, Канада.

Дайка, сложенная граувакками, рассекает тонкослоистые карбонатные алевролиты, выветрелая поверхность которых сбразует микрорельеф и сильно перемята

В основном дайки заполнены массивными песчаниками, хотя, как отмечалось выше, в них может присутствовать галька, состав которой отличается от состава вмещающих пород. Диллер [12, с. 425] наблюдал ориентировку чешуек слюды параллельно контактам даек. Аналогичное расположение слюды и ориентировка длинных осей кварцевых

зерен отмечались и другими исследователями [49, с. 498]. Такое расположение материала в дайках (параллельное их стенкам, а не перпендикулярное) свидетельствует о том, что материал даек внедряется при нагнетании, а не за счет постепенного заполнения открытых трещин, зерно за зерном.

Убедительным доказательством процесса нагнетания являются песчаные силлы. Они имеют плоскую форму, ориентированы параллельно слоистости, похожи на осадочные слои и часто за них принимаются Однако в них не происходит изменения зернистости, нет слоистость, отсутствуют подошвенные знаки, характерные для фаций, в которых встречаются силлы. Если силлы прослеживать по простиранию, они обычно пересекают слои и продолжаются на более высоком или низком стратиграфическом уровне.

Неясно, почему песчаные дайки, как правило, встречаются только в определенных осадочных формациях (во флишевых толщах). Образование трещин объясняется землетрясениями; нагнетание материала — гидростатическим давлением водонасыщенных «зыбучих» песчаников, приобретающих подвижность. Некоторые авторы [15, 13, с. 258] указывали на связь между песчаными дайками и оползнями. Фейрбридж считал дайки и связанные с ними текстуры показателями определенной фациальной обстановки осадконакопления, а именно тектонически активной нестабильной «зоны краевых прогибов геосинклинальных поясов». Может быть, эта точка зрения и применима ко многим дайкам, но сложные дайки в гранитах Колорадо образовались явно по другим причинам.

Геометрия карбонатных тел

Геометрия карбонатных тел в целом изучена гораздо слабее, чем геометрия песчаных тел. Это частично объясняется тем, что на каротажной диаграмме легче отделить песчаники от глин, чем карбонатный песчаник от микрозернистого известняка. Другими словами, каротажные диаграммы не позволяют различать какой-либо особый тип известняков от окружающих карбонатных пород. (Большинство песчаников рассматривается как единое образование, поэтому для того чтобы установить форму и контуры песчаного тела, достаточно только отделить их от вмещающих глин.) Следовательно, для разработки классификации различных карбонатных тел наших знаний явно недостаточно. Исключением можно считать классификацию Болла [3] современных тел, сложенных карбонатными песчаниками на Багамских островах, и исследования карбонатных построек, или биогермов, к которым относятся собственно рифы и постройки из карбонатных илов, или банки.

Рифы

Рифы — это биогермы, которые представляют собой бестекстурную карбонатную массу беспорядочной структуры, сложенную пористыми породами (обычно доломитами), прерывающими слоистое залегание регионально выдержанного карбонатного разреза. Эти тела являлись островами с активной жизнедеятельностью и, следовательно, были местами быстрого накопления карбонатов; в начале роста они образовывали холмы на дне бассейнов, затем достигали поверхности моря и даже частично возвышались над уровнем воды. Истинные рифовые по-

стройки противостояли волновой деятельности; в зоне прибоя обломки рифов разносились в сопредельные участки, а грубые обломки собирались в шлейф, примыкавший к телу рифа. Такие крутопадающие слои в шлейфе образуют в нем часть рифового комплекса (рис. 5-12).

Биогермы обычно образуются в результате жизнедеятельности организмов, наиболее важные из которых — рифостроители — связывают карбонатные осадки в единое тело рифа. Среди рифостроителей главная роль принадлежит водорослям (например, древнейшие биогермы нацело сложены из водорослей).

Размеры рифовых тел колеблются от мелких построек, таких как серпуловые стяжения и строматолитовые шары диаметром около 1 м, до громадных рифовых массивов, протяженность которых измеряется сотнями метров и более. В районе Большого Невольничьего озера на северо-западе Канады [18, с. 448] установлены докембрийские строматолитовые биогермы мощностью от 18 до 61 м в поперечнике. Молодые рифы обычно крупнее и разнообразнее по форме и строению. Одним из наиболее впечатляющих по размеру являются девонский рифовый массив Аттендорн в центральной части ФРГ, мощность которого более 900 м, площадь превышает 100 км², представляющий собой атолловидную постройку [22]. В горах Гарц находится аналогичный, но меньший по размерам рифовый массив Иберг-Винтерберг [16]. Пенсильванские рифы Вирджилиан в горах Сакраменто, штат Нью-Мексико, образуют постройки размером от нескольких сотен метров до 1,6 км в поперечнике и мощностью 61 м [32]. Эти тела выглядят как плоско-выпуклые линзы карбонатных пород среди тонкослоистых известняков.

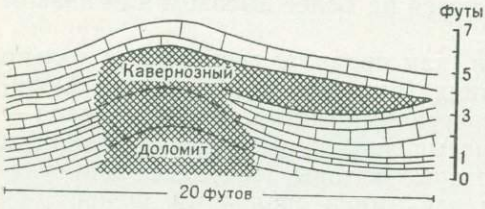


Рис. 5-12. Небольшая рифовая карбонатная постройка в силурийских отложениях штата Висконсин

Рифовое тело обычно имеет плоское основание и выпуклую кровлю и, как отмечалось ранее, окружено крутопадающими слоями на крыльях. В отдельных случаях вокруг рифовой постройки прослеживаются слабо выраженная синклиналь, образующаяся при погружении рифового тела, и карбонатный субстрат.

В плане форма большинства рифов округлая, хотя часть из них могут быть вытянутыми. Отдельные постройки бывают слегка асимметричные, что указывает на господство ветров преобладающего направления [27, с. 223; 21].

Большинство рифов образуют группы, пояса или тренды. Они возникают на склонах платформы или образуют изолированные постройки, расположенные на вулканических возвышенностях, например риф Иберг [16].

Карбонатные холмы и банки

Не все биогермы являются настоящими рифами, т. е. обладают каркасом, способным противостоять разрушительному действию волн. Некоторые биогермы представляют собой банки или холмы, сложенные карбонатным илом. Существует мнение, что подобные банки образуются там, где скопления морской растительности отражали течения. Скопления таких организмов, как мшанки, вероятно, в прошлом играли

аналогичную роль. Прей [35] описал биогермы миссисипского возраста мощностью от 7,6 до 107 м, обладающие плоской подошвой и выпуклой кровлей, образование которых он связывал с указанными процессами. Такое же объяснение предлагал Лис [25], рассматривая происхождение каменноугольных «рифов» в западной части центральной Ирландии. Здесь установлены банки, сложенные в основном массивными карбонатными илистыми отложениями от 30 до 304 м в поперечнике, мощность которых непостоянна и достигает первых десятков метров. Углы падения на крыльях таких построек достигают 50°.

Другие карбонатные тела

Помимо настоящих рифов, карбонатных холмов и банок существуют ограниченные карбонатные биогермы, которые не относятся ни к одной из указанных категорий. Наиболее известны изолированные скопления криноидных известняков, подобных тем, которые являются коллектором в «криноидной залежи» на нефтяном месторождении Тодд в Техасе [20]. Это карбонатное тело пенсильванского возраста достигает 3,2 км в поперечнике, его максимальная мощность составляет

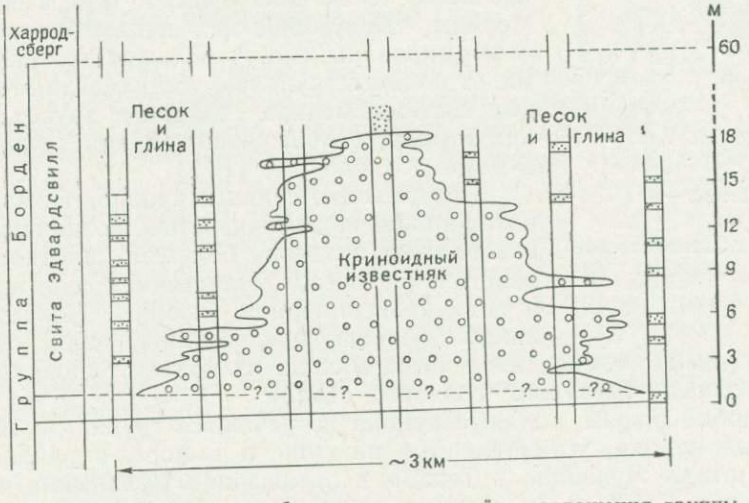


Рис. 5-13. Криноидная биогермная постройка, отложения группы Бордон (миссисипий), штат Индиана

122 м; оно окружено отложениями черных и зеленых глин. Хотя это тело и называется «рифом», оно вероятно представляет собой перенаселенную колонию иглокожих, существовавших в то время. Вполне возможно, что колония никогда не возвышалась над морским дном. В отложениях группы Бордон (миссисипий) установлены аналогичные крупные прерывистые и неравномерно распределенные скопления криноидных известняков, заключенные среди обломочных отложений [47]. Крупнейшее из них достигает 3,2 км в диаметре, максимальная мощность составляет 21,3 м (рис. 5-13).

Карбонатные тела также нередко сложены оолитовыми известняками, например песчаник «Макклоски», слагающий нефтяную залежь Паспорт в округе Клей, штат Иллинойс. Эти «песчаники» залегают в свите Сент-Женевьев (миссисипий) и образуют линзы размером 1,5×2,5×3,6 км, мощность которых колеблется от 3,7 до 4,3 м. Во всех

направлениях песчаники выклиниваются. Считается, что эти линзы представляли собой отмели в мелком море [9]. Вероятно современные оолитовые отмели на Багамских островах по происхождению являются аналогами вышеописанных ископаемых тел [41].

Соляные купола, штоки и антиклинали

Соляные купола — необычные осадочные тела — образуются при течении соли и ее внедрении из глубоких горизонтов в перекрывающие отложения. Подобно песчаным дайкам и силлам, купола являются вторичными или постседиментационными образованиями.

Соляные купола представляют собой почти вертикальные цилиндрические штоки соли от 0,8 до 3,2 км в диаметре, в отдельных участках их стенки имеют обратные падения (рис. 5-14). Слои, через которые происходила инъекции соли, деформированы, имеют опрокинутое падение по отношению к штоку, нередко — вертикальное. Они заметно уменьшаются в мощности при приближении к соляному штоку. Столб соли обычно венчает «покрышка», сложенная гипсом или известняком. Породы, залегающие над солью, бывают слегка деформированы, могут осложняться нарушениями. В соляных куполах устанавливаются сложные системы мелких складок и других внутренних структур, образующихся при течении соли в момент внедрения [1, 2].

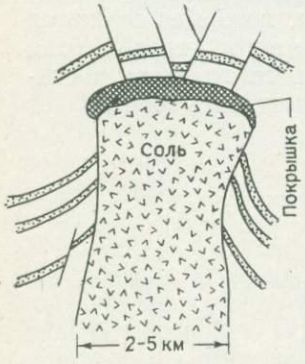


Рис. 5-14. Схематическое строение соляного купола

Образование соляных куполов связано с гравитационной неустойчивостью, возникающей при накопления осадков большей плотности, чем подстилающая соль. Пластичная соль всплывает в виде конвекционной колонны. Покрышка соляных куполов представляет собой скопление нерастворимых компонентов, выпадающих из концентрированных рассолов в кровле растущего соляного столба.

Подобно рифам, соляные купола встречаются группами. Наиболее известные купола, установленные на суше и в море, в районе Галф-Костл (штаты Луизиана и Техас), в отложениях Цехштейна в Западной Европе, в Иране и других местах. Связь куполов с месторождениями нефти сделала их особо интересным объектом [28]. Леворсен [26, с. 356—379] приводит исчерпывающие сведения по этому вопросу.

Соляные антиклинали представляют собой структуры, ядра которых сложены солью. Примеры таких антиклиналей известны в бассейне Парадокс, штаты Юта и Колорадо [36].

Заполненные пустоты и воронки

Ряд осадочных тел имеет небольшие размеры и ограниченное распространение, поскольку они образовались в пустотах или мелких углублениях, например в известняковых воронках. В подавляющем большинстве мелких пустот, подобных тем, что встречаются в рифах, происходит механическое заполнение внутреннего пространства. Тонкозернистые отложения либо просеиваются через пустоты, либо отлагаются в них. Пустоты заполняются смешанным материалом; в них наряду с выпавшими в осадок минералами встречаются ил и алеврит.

В большинстве случаев такие заполнения представляют собой подчиненное образование внутри более крупного осадочного тела. Однако в исключительных случаях эти образования достаточно крупны и отвечают понятию осадочное тело. Даже крупнейшие из них — заполненные каверны — довольно редко встречаются в древних породах и главным образом характерны для голоценовых отложений.

Тела заполнения воронок в чем-то отличаются от образований, охарактеризованных выше, и могут достигать значительных размеров. К ним относятся отложения, принесенные в воронки сверху и образующиеся при растворении и обрушении каверны в известняках. Часть таких тел заполнения, сложенных глинами, песчаниками и углями, образуется при постепенном погружении перекрывающих пород, когда скорости прогибания и растворения подстилающих карбонатных пород совпадают [6, 7]. Эти образования являются результатом внедрения вышележащих отложений в подстилающие и, подобно соляным куполам и песчаным дайкам, представляют собой постседиментационные, а не первичные осадочные отложения. В них отмечаются различные деформации текстуры и другие признаки перемещения материала.

Другие осадочные тела

Осадочные тела бывают различной геоморфологической природы, к ним относятся дюны различной формы и целый набор ледниковых образований — озы, камы, друмлины и тому подобное. В основном это наземные аккумулятивные формы, но некоторые субаквальные образования типа дюн также следует включать в эту группу. Большинство тел представляют собой переходные образования и не всегда захороняются или сохраняются в целости. Например, дюны обычно сливаются и теряют отличительные черты самостоятельных тел. Ледниковые отложения древних эпох в основном отлагались в морях, поэтому формы, характерные для континентальных отложений, отсутствуют. Следовательно, отсутствие этих геоморфологических элементов и связанных с ними осадочных тел в ископаемом состоянии делают ненужным детальное рассмотрение геометрии таких тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Balk, R.*, 1949, Structure of Grand saline salt dome, Van Zandt County, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1791—1829.

2. *Balk, R.*, 1953, Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberia and Vermilion parishes, Louisiana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 2455—2474.

3. *Ball, M. M.*, 1967, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 556—591.

4. *Bass, N. W.*, 1934, Origin of Bartlesville shoestring sand, Greenwood and Butler counties, Kansas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 18, pp. 1313—1345.

5. *Braunstein, J., and O'Brien, G. D., ed.*, 1968, Diapirism and diapirs: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 8, 444 pp.

6. *Bretz, J. H.*, 1940, Solution cavities in the Joliet limestone of northeastern Illinois: Jour. Geol. v. 48, pp. 337—384.

7. *Balk R.*, 1950, Origin of the filled sink-structures and circle deposits of Missouri: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 61, pp. 789—834.

8. *Busch, D. A.*, 1959, Prospecting for stratigraphic traps: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, pp. 2829—2843.

9. *Carr, D. D.*, 1973, Geometry and origin of oolitic bodies in the Ste. Genevieve Limestone (Mississippian) in the Illinois Basin: Bull. Indiana Geol. Surv. v. 48, 81 pp.

10. *Collins, W. H.*, 1925, North shore of Lake Huron: Geol. Surv. Canada Mem. 143, 160 pp.

11. *Cumings, E. R., and Shrock, R. R.*, 1928, Noagaran coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 39, pp. 579—620.

12. *Diller, J. S.*, 1890, Sandstone dikes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 1, pp. 411—442.

13. *Dzulynski, S., and Radomski, A.*, 1956, Clastic dikes in the Carpathian fylsch: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 26, pp. 225—264.

14. *Eisbacher, G. H.*, 1970, Contemporaneous faulting and clastic intrusions in the Quirke, Lake Group, Elliot Lake, Ontario: Canad. Jour. Earth Sic., v. 7, pp. 215—225.

15. *Fairbridge, R. W.*, 1946, Submarine slumping and the location of oil bodies: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 30, pp. 84—92.

16. *Franke, W.*, 1971, Structure and development of the Iberg-Winterberg reef (Devonian to Lower Carboniferous), Harz, West Germany, in Sedimentology in parts of central Europe (Müller, G. ed): Frankfurt am Main, Waldemar Kromer, pp. 83—90.

17. *Gottis, Ch.*, 1953, Les filons clastique «intra formationnels» du flysch numidien tunisien: Bull. Soc. Géol. France, ser. 6, v. 3, pp. 775—784.

18. *Hoffman, P. F.*, 1969, Proterozic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 6, pp. 441—462.

19. *Hollenshead, C. T., and Pritchard, R. L.*, 1961, Geometry of producing Mesaverde sandstones, San Juan Basin, in Geometry of sandstone bodies (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 98—118.

20. *Imbt, R. F., and McCollum, S. V.*, 1950, Todd deep field, Crockett County, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 34, pp. 239—262.

21. *Ingels, J. J. C.*, 1963, Geometry paleontology, and petrography of Thornton reef complex, Silurian of northeastern Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 405—440.

22. *Krebs, W.*, 1971, Devonian reef limestones in eastern Rhenisch Schiefergebirge, in Sedimentology of parts of central Europe (Müller, G., ed.): Frankfurt am Main, Waldemar Kramer, pp. 45—81.

23. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of the sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—165.

24. *LeBlanc, R. J.*, 1972, Geometry of sandstone bodies: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 18, pp. 133—190.

25. *Lees, A.*, 1964, The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) «reefs» of west-central Eire: Trans, Roy. Phil. Soc. London, ser. B, v. 247, pp. 488—531.

26. *Levorson, A. I.*, 1967, Geology of petroleum, 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 724 pp.

27. *Lowenstam, H. A.*, 1957, Niagaran reefs in the Great Lakes area, in Treatise on marine ecology and paleoecology, vol. 2 (Ladd, H. S., ed.): Geol. Soc. Amer. Mem. 67, pp. 215—248.

28. *Moore, R. C., ed.*, 1926, Geology of salt dome oil fields: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 797 pp.

29. *Nanz R. H., Jr.*, 1954, Genesis of Oligocene sandstone reservoir, Seeligson Field, Jim Wells and Kleberg counties, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 38, pp. 96—117.

30. *Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.*, 1961, Geometry of sandstone bodies: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 240 pp.

31. *Piper, D. J. W., and Normark, W. R.*, 1971, Reexaminati on of a Miocene deep-sea fan and fan-valley, southern California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 1823—1830.

32. *Plumley W. J., and Graves, R. W., Jr.*, 1953, Virgilian reefs of the Sacramento Mountains, New Mexico: Jour. Geol., v. 61, pp. 1—16.

33. *Potter, P. E.*, 1963, Late Paleozoic sandstones of the Illionois Basin: Illinois Geol. Surv., Rept. Inv. 217, 92 pp.

34. *Potter, P. E., and Petijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.

35. *Pray, L. C.*, 1958, Fenestrate bryozoan core facies, Mississippian bioherms, southwestern United States: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 261—273.

36. *Prommel, H. W. C., and Crum H. E.*, 1927, Salt domes of Permian and Pennsylvanian age in southeastern Utah and their influence on oil accumulation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 11, pp. 373—393.

37. *Quirke, T. T.*, 1917, Espanola district, Ontario: Geol. Surv. Canada Mem. 102, 92 pp.

38. *Reynolds, D. W., and Vincent, J. K.*, 1967, Western Kentucky's Bethel channel — the largest reservoir in the Illinois Basin: Kentucky Geol. Surv., ser. 10, Spec. Pub. 14, pp. 19—30.

39. *Rich, J. L.*, 1923, Shoestring sands of eastern Kansas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 7, pp. 103—113.

40. *Rich, J. L.*, 1938, Shorelines and lenticular sands as factors in oil accumulation, in The science of petroleum, v. 1 (Dunstan, A. E., ed.): London, Oxford Univ. Press, pp. 230—239.

41. *Rich J. L.*, 1948, Submarine sedimentary features on Bahama Banks and their bearing on distribution patterns of lenticular oil sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 32, pp. 767—779.

42. *Rittenhouse, G.*, 1961. Problems and principles of sandstone-body classification, in Geometry of sandstone bodies (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 3—12.

43. *Schlee, J. S., and Moench, R. H.*, 1961, Properties and genesis of «Jackpile» sandstone, Laguna, New Mexico, in Geometry of sandstone bodies (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 134—150.

44. *Sedimentation Seminar*, 1969, Bethel Sandstone (Mississippian) of western Kentucky and south-central Indiana, a submarine channel fill: Kentucky Geol. Surv., Ser. 10, Rept. Inv. 11, 24 pp.

45. *Shelton, J. W., Terrell, D. W., and Karvelut, M. D., eds* 1972, A guidebook to the genesis and geometry of sandstones: Oklahoma City, Geol. Soc., 66 pp.

46. *Shrock, R. R.*, 1939, Wisconsin Silurian bioherms (organic reefs): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 50, pp. 529—562.

47. *Stockdale, P. B.*, 1931, Bioherms in the Borden group of Indiana: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 42, pp. 707—718.

48. *Sullwold, H. H., Jr.*, 1960, Tarzana fan, deep submarine fan of lateMiocene age, Los Angeles Countz. California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 433—457.

49. *Vitanage, P. W.*, 1954, Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado: Jour. Geol., v. 62, pp. 493—500.

50. *Weimer, R. J.*, 1973, Sandstone reservoirs and stratigraphic concepts: Amer. Assoc. Petrol. Repr. Ser., no. 7, 212 pp.; no. 8, 216 pp.

ГЛАВА 6. ГАЛЕЧНИКИ, КОНГЛОМЕРАТЫ И БРЕКЧИИ

Введение

Галечники (англ. gravel; нем. Schotter — для обозначения крупной фракции, Kies — для обозначения мелкой фракции; фр. gravier) представляют собой несцементированные скопления окатанных обломков пород, размер частиц которых больше размера песка. Нижний предел размера частиц устанавливается по-разному: 2 мм [205, 207] или 5 мм [32]. Материалы с размером частиц от 2 до 4 мм называются *мелким гравием* (granule gravel) [205], или *очень мелкой галькой* (very fine gravel) [129]. Не существует единого мнения и о процентном содержании обломков данной размерности, необходимом для того, чтобы агрегат стал называться *галечником*. Фактический анализ показывает, что полевые геологи склонны именовать галечником любое отложение, даже если гальки и обломки такой размерности составляют менее $^1/_2$ объема толщи. Некоторые породы, такие как тиллиты или затвердевшие валунные глины, содержащие менее 10% обломков размера гравия и гальки, тем не менее, называются конгломератами. Уилман [215] предложил следующие определения, соответствующие распространенным терминам, употребляемым в полевых условиях: *гравий* содержит от 50 до 100% галек; *песчаный гравий* содержит от 25 до 50% песка и от 50 до 75% галек; *галечниковый песок* содержит значительное количество галек, но не менее 25%; *песок* должен содержать от 75 до 100% частиц размера песка (рис. 6-1). Фолк [66] предлагал применять термин *галечник* только для обозначения смесей, содержащих 30% или более пород размера гравия и гальки, а в качестве определения использовать прилагательное «галечниковый» для обозначения песков и глин, содержащих от 5 до 30% галек этой размерности или более крупных обломков. Другие предложения для обозначения смесей были сделаны Уэнтуэртом [205] и Крыниным [119].

Термин *конгломерат* применим для обозначения сцементированного гравия и галечника. Как и в случае с несцементированной породой, к слову конгломерат могут добавляться определения *гравийный*, *крупногалечниковый* и *валунный*, в соответствии с преобладанием количества обломков определенного размера.

Термин «*дресва*» (rubble) применяется для обозначения скоплений угловатых обломков более крупных, чем песок; термин *щебень* (scree) может употребляться в том случае, если обломки еще крупнее. *Брекчия* представляет собой сцементированный эквивалент дресвы. Термин «брекчия» применяется также для обозначения пород неосадочного происхождения (например, тектоническая брекчия, вулканическая брекчия). Были предложены различные термины для обозначения обломков нескольких размеров, из которых состоят дресва и брекчии [217].

До какой степени должны быть окатаны обломки, чтобы породу можно было назвать галечником или конгломератом, а не дресвой или

брекчией? Употребление терминов различно, но большинство исследователей используют термин конгломерат для обозначения полуокатанных и окатанных материалов, а термин брекчия — для обозначения только таких пород, обломки которых угловаты. Термин окатанная галька (roundstone) [59] и остроугольная или неокатанная галька (sharpstone) использовались для того, чтобы различать окатанные и угловатые обломки; соответственно термины окатанный галечниковый конгломерат и неокатанный конгломерат были предложены в качестве заменителей для осадочных конгломератов и брекчий.

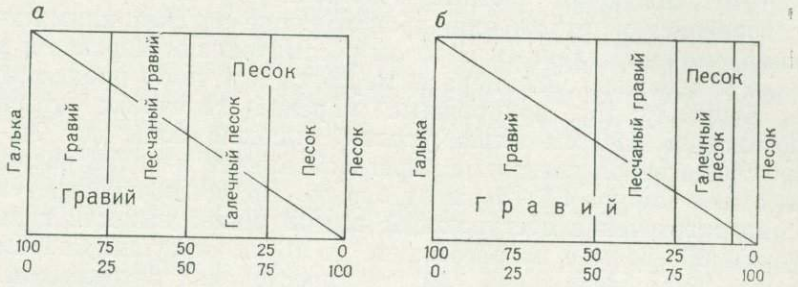


Рис. 6-1. Номенклатура смесей песка и гравия:
а — идеализированная «симметричная» классификация; *б* — классификация, основанная на полевых данных. По [215].

Термин конгломерат [213] был предложен для обозначения конгломератов, которые достигли той же стадии затвердения, что и кварцит. Однако в этом смысле он употреблялся мало; деформированный конгломерат или тот, который изменился каким-либо иным способом благодаря метаморфическим изменениям, чаще называется метаконгломератом.

Современные галечники

Галечники могут накапливаться и отлагаться в виде субаквальных отложений ниже уровня постоянных вод в результате воздействия волн на породы берегов. Они могут образовываться и на суше за счет выветривания и переноса водными потоками, когда рельеф и изобилие дождевых потоков достаточны для обеспечения движущей силы. Гравий и галька — самые грубообломочные продукты эрозии — переносятся на незначительные расстояния от места образования и отлагаются на более ограниченных участках, чем песок, глина или растворенные вещества.

В зависимости от места накопления (выше или ниже поверхности моря) галечники можно подразделять на континентальные и субаквальные. Последние, кроме обычных прибрежных галек, включают такие специфические типы, как разнесенные льдом отложения с отдельными гальками, падавшими с таявшего льда и переотложенный галечник, который был перенесен из прибрежной зоны в более глубоководные в результате подводных оползней и мощными турбидитными потоками, вызванными этими оползнями. Некоторые типы галечников встречаются в водных бассейнах, характеризующихся менее эффективным действием волн, например эстуарии и небольшие озера. Галечники крупных озер, по существу, аналогичны во всех отношениях морским галечникам.

Континентальные галечники включают некоторые локальные отложения, которые мало переносились или не переносились вообще (такие как осыпи), или передвинулись лишь на небольшое расстояние, как, например, крупные каменные глетчеры или отложения щебня (и более распространенные, но, как правило, поверхностные, солифлюкционные отложения). Сюда входят галечниковые отложения континентальных ледников — моренные материалы, галечники озов и камов и галечные конусы выноса, образованные крупными потоками талой воды. Большинство известных скоплений галечника на суше связано с действием водных потоков.

Поэтому, исключая местные отложения, имеющие ограниченное распространение, и отложения, происходящие за счет климатических изменений, мы здесь главным образом рассматриваем морские и речные галечники и древние конгломераты морского и речного происхождения.

По Бэрреллу [5], прибрежные морские галечники отлагаются в диапазоне от 180 см выше уровня высокой воды до 7,2—9 м. Они пространственно связаны с береговой линией и редко распространяются более чем на 1,5—5 км от берега. Но исключительно сильное донное противотечение отступающей волны может вынести галечники на глубины 36—54 м и на расстояние до 16 км от суши. Современные галечники, обнаруженные на больших расстояниях в открытом море, могут быть реликтовыми галечниками, оставшимися после быстрого подъема уровня моря в послеледниковый период. Они также могут быть остаточной галькой, образовавшейся в результате подводной эрозии тилля и других галечных отложений — россыпей крупных галек, которые из-за своей массы не могли быть перенесены в направлении суши [101]. Вообще море «отвергает» или «выталкивает» континентальные наносы (особенно крупные обломки пород). На профилях выравнивания галечник мигрирует в направлении к берегу, тогда как мелкозернистый грунт — в направлении моря. Таким образом галечник стремится располагаться ближе к берегу и накапливаться в зоне, редко простирающейся далеко от берега.

Прибрежные галечники являются местными отложениями, особенно характерными для карманообразных губ, где галечник задерживается между двумя скалистыми мысами. Обломочный материал поступает за счет эрозии коренных пород. В некоторых случаях галечник переносится вдоль берега и накапливается в береговых грядах и барах. На берегах, сложенных скалистыми породами, галечники часто бывают очень крупными. Обычно они хорошо сортированы и окатаны; окатанность достигается быстро, по мере того как галечник мигрирует от источника сноса [86, 206].

Всесторонние седиментологические исследования современных видов прибрежных галечников представлены работами Крамбейна и Гриффита [117] по известняковым галечникам залива Литл-Систер, озера Мичиган, работами Блака [18] по галечникам Южного Уэльса, Хамберта [104] по изучению валунного комплекса залива Бриджуотер побережья Сомерсета в Англии, Эмери [57] по современным морским галечникам.

Прибрежные галечники накапливаются в небольших объемах и пространственно ограничены узкими линейными поясами, однако с изменением уровня моря центры аккумуляции галечников смещаются. С подъемом уровня моря и его трансгрессией отложения прибрежных галечников распространяются таким образом, что в результате образуется тонкий слой базальных галечников, несогласно залегающих на

более древних породах. По мере понижения уровня моря береговые галечниковые гребни могут обнажаться и разрушаться, оставаясь в виде низких форм рельефа, удаленных вглубь суши и в настоящее время поднятых над уровнем моря. Они часто эродированы или разрушены субаэральными процессами.

С другой стороны, реки переносят галечники на многие десятки (даже сотни) километров от мест образования галечников; в морских условиях величина переноса имеет тот же порядок, если не меньше. Речные галечники широко распространены, они образуют крупные конусы в предгорьях и заполняют дно долин крупных рек в областях высокого рельефа. Мощность этих образований во много раз больше мощности прибрежных скоплениях.

Аллювиальные конусы широко распространены и в особенности характерны для аридных регионов с контрастным рельефом. По всей вероятности, более половины штата Невада и значительные части штатов Юта, Нью-Мексико, Аризона, Калифорния, а также Мексики покрыты отложениями аллювиальных конусов. Отложения конусов выноса принадлежат к самым грубообломочным и плохо отсортированным аллювиальным отложениям. Эти отложения накапливаются в местах, где горный рельеф сменяется равниной. Поток делится на много рукавов и теряет большую часть своего твердого стока; грубообломочный материал отлагается в наивысшей точке аллювиального конуса выноса, размер частиц быстро уменьшается по мере удаления от вершины конуса (уменьшение размера во многих случаях происходит экспоненциально). Состав галечника вниз по конусу выноса изменяется мало, но галька становится заметно лучше окатанной в этом направлении. Слоистость изменяется от крупномасштабной (5—6 м) у грубообломочных галечников до нескольких сантиметров в переслаивающихся песках. Часто наблюдается черепитчатое расположение обломков. Конусы выноса аридных или полуаридных регионов характеризуются переслаиванием отложений грязевого потока с обычным гравием. Галечники конуса выноса пальцеобразно переслаиваются вниз по течению с обычными аллювиальными и озерными отложениями. Эти галечники цементируются в аридных регионах отложениями каличе; литифицированные породы называются фангломератом [130]. Рекомендуем работы Блиссенбаха [12, 13], Блака [16] и Денни [50] по изучению отложений современных аллювиальных конусов выноса и работу Лоусона [130] о роли подобных отложений в современном мире и в геологической истории.

Потоки, несущие галечники, покрывают аллювиальными отложениями огромные территории и формируют обширные отложения галечников. Мы не рассматриваем галечники, которые находятся в верховьях рек и других водотоков. Эти галечники транзитные: они временно удерживаются галечниковыми валами или выходят на поверхность в останцах террас. Мы рассматриваем внутренние бассейны, где преобладают аллювиальные отложения и накопления галечников достигают мощности сотен или тысяч метров. Подобные бассейны находятся в аридных регионах высокогорного рельефа, как, например, нагорье Большой бассейн, США, и в сбросовых линейных зонах, например, в Рейнском грабене. Такие аллювиальные галечники, обычно крупные и переслаивающиеся с грубо- и мелкозернистыми песками, постепенно уменьшаются в размере вниз по течению, при этом окатанность улучшается. Состав изменяется вниз по течению путем выборочной абразии и разрушения менее устойчивых обломков. Черепитчатое строение хорошо прослеживается в разрезах, параллельных течению потока. Слоистость и сорти-

ровка обычно лучше, чем в аллювиальных конусах выноса; грязевые потоки, характерные для конусов выноса, отсутствуют или наблюдаются редко. Многочисленные исследования современных аллювиальных галечников отражены в работах Крамбейна [114, 116], Пламли [163], Унруга [195], Дал Сина [47], Теруччи и др. [191]. Исследования Конклинга, Экиса и Гросса [41] и классическая работа Аддена [194] содержат большое количество гранулометрических данных по современным аллювиальным галечником. Седиментологические исследования неуплотненных галечников нагорий аллювиального происхождения содержатся в работах Поттера [164] и Шли [179].

Подводя итог, можно сказать, что в настоящее время, несомненно, на поверхности рассеяно больше галечников и валунов, чем в какой-либо другой период истории Земли. Сейчас распространены молодая и зрелая формы ландшафта, а формы старого рельефа встречаются редко. Мощные волны морей и озер, а также реки поставляют гравий в больших количествах, в то время как обширные грубообломочные отложения плейстоценовых ледников все еще находятся в «законсервированном» состоянии. Из галечников, отлагающихся в настоящее время, основная часть поставляется континентальными агентами — реками и ледниками. Морская эрозия дает сравнительно мало галечников [85, 5]. В настоящее время отношение объема осадка (и отсюда объема гравия), наносимого реками, в 50 раз превышает наносы за счет морской эрозии. Пропорциональная доля этих агентов, по всей вероятности, существенно не отличалась от соотношения, наблюдавшегося в любой другой геологический период.

Строение и состав галечников

Большинство галечников состоит из каркаса и полостей. Каркас сложен из материала размера галечника (фенокластов: гальки, валунов); полости представляют собой пространство между этими элементами каркаса. Обычно компоненты каркаса соприкасаются друг с другом и образуют структуру, стабильную в гравитационном поле. Полости редко бывают пустыми, они обычно заполнены детритом размера песка или более мелким материалом, в свою очередь сцементированным химически осажденным цементом. Галечники с незаполненными полостями называются рыхлыми (openwork), их происхождение объясняется «вихревым воздействием на нижний склон галечного бара или дельты» [3]. У большинства галечников материал матрикса полностью заполняет пространство между гальками, матрикс составляет около $^1/_3$ всего объема породы. В некоторых конгломератах, в частности тех, которые имеют глинистый матрикс, доля матрикса значительно превышает эту величину; в этом случае обломки каркаса не контактируют друг с другом. Гальки и прочие обломки породы изолированы и рассеяны по всей массе матрикса.

Структура галечников и конгломератов

Гранулометрический состав галечников сильно колеблется. Рыхлые галечники (например, некоторые крупнообломочные береговые галечники) состоят исключительно из гальки или более крупных обломков без тонких фракций, они унимодальные (рис. 6-2). Галечники с песчаным матриксом обычно бимодальные (рис. 6-3). Аллювиальные, или

речные галечники также обычно проявляют бимодальность, даже если предпринимаются все меры для отбора образцов из одного пласта. В бимодальных галечниках основная мода связана с классом галечников, а вторичная мода — с фракциями песков (рис. 6-4). Эти модальные группы в среднем отличаются на 4—5 гранулометрических классов. Диаметр частиц основной моды в 16—32 раза больше, чем во вторичной моде. В аллювиальных галечниках количество материала в модальном классе невелико. Подобные галечники из Калифорнии [41],





Рис. 6-2. Береговой галечник озера Мичиган, залив Литл-Систер.
Обратите внимание на отсутствие межгалечного песка (сравните с зандровыми отложениями на рис. 6-3). Гранулометрический анализ этого галечника приведен на рис. 6-4,*д*

Рис. 6-3. Ледниковый зандровый галечник (плейстоцен) Кэри, штат Иллинойс.
Обратите внимание на тенденцию к образованию черепитчатой текстуры. Направление течения было справа налево

92% которых бимодальны, содержат лишь от 15 до 25% материала в этом классе, что резко отличает их от унимодальных прибрежных галечников, модальный класс которых может содержать 90% (или более) объема всего образца [117]. Вторичная мода, обычно представленная фракцией песка, содержит еще меньше материала — половину от состава основного модального класса или приблизительно 5—10%. Широкий диапазон размерности материала 9—10, или даже 12 классов, содержащих от 1% и более материала — обычное явление. Современные галечники рек Сан-Габриель и Арройо-Секо в Калифорнии распределяются по 9—11 гранулометрическим классам, модальный класс содержит от 15 до 35% (в среднем 20%) материала; 85% образцов [35] имели более одной моды [114, 116]. Ледниковые перемытые галечники, даже однопластовые, характеризуются 7—12 гранулометрическими классами; большая часть галечников бимодальна [124]. Количество материала в основной моде колеблется от 14 до 35% (в среднем 28%). Из 37 образцов свиты галечников Лафайет (плиоцен?) на западе Кентукки 36 оказались бимодальными [164]. В 23 образцах основная мода приходилась на фракции гравия и гальки. Количество классов (содержащих более 1% материала) колеблется от 7 до 11; количество материала в модальном классе составляет от 19 до 40% (в среднем 26%). Галечники нагорья Брандивайн на юге Мэриленда имеют, по существу, такой же гранулометрический состав [179].

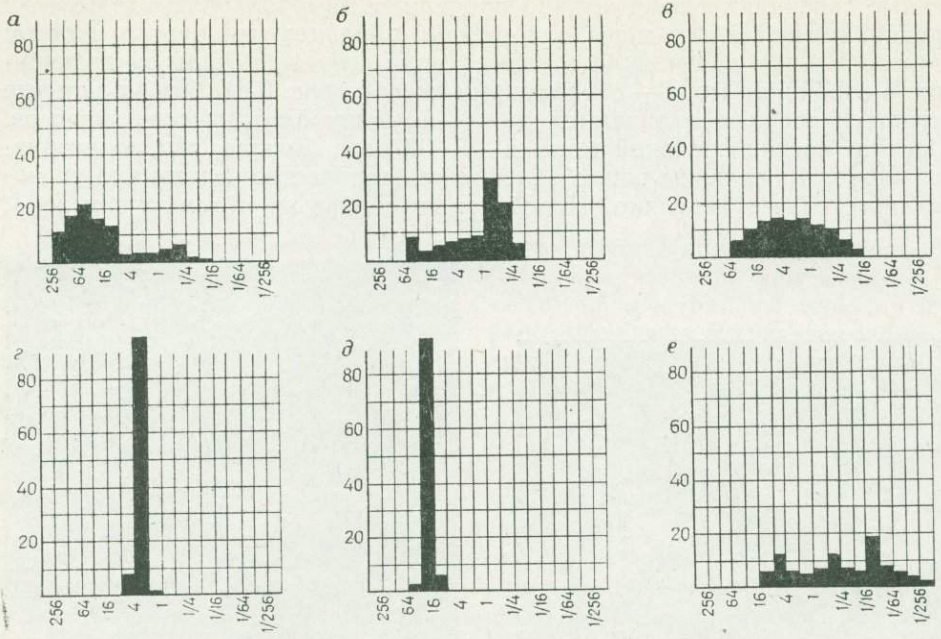


Рис. 6-4. Механический состав галечников:

а — ледниковый зандровый галечник (плейстоцен) Кэри, штат Иллинойс (см. рис. 6-3); *б* — галечник реки Миссисипи, Ле-Гранж, Миссури, промышленное драгирование; *в* — паводковый галечник, Арройо-Секо, Калифорния. Представлены отложения, соответствующие близкой к максимальной скорости и турбулентности потока [116]; *г* — береговой галечник озера Мичиган, Кенилуорт, штат Иллинойс; *д* — береговой галечник озера Мичиган, залив Литл-Систер, штат Висконсин [117] (см. рис. 6-2). Обратите внимание на отсутствие межгалечного материала в этом галечнике, сравните с *а*; *е* — плейстоценовый тилль, составной, Кэри, штат Иллинойс

Таблица 6-1

Характеристики размеров современных галечников

Тип галечника	Количество образцов	Количество гранулометрических классов объемом >1%		Доля бимодальных классов в %	Модальный класс, %	
		в пределах	в среднем		в пределах	в среднем
Прибрежный *	26	2—9	4 до 5	3	35—95	55
Прибрежный **	38	2—3	2,5	Нет	54—96	79
Паводковый 3*	35	9—11	10	85	14—35	20
Ледниковый зандровый 4*	19	7—12	9	52	14—35	28
Аллювиальный 5*	37	7—11	9	97	19—40	27
Террасовый 6*	23	9—11	10	87	14—33	23
Аллювиальный 7*	72	8—12	10,5	97	14—52	23

* Различные морские и озерные пляжи [194].
** Прибрежные галечники озера Мичиган, штат Висконсин, США [177].
3* Паводковые галечники каньона Сан-Габриэль и Арройо-Секо, Калифорния [114, 116].
4* Плейстоценовые, зандровые, штат Иллинойс, США [124]. Только однопластовые.
5* Формация Лафайет (плиоцен ?), Запад Кентукки и соседние штаты [164].
6* Плейстоценовые террасовые галечники Блэк-Хилс, Южная Дакота [163].
7* Плиоценовые (?) галечники Брандивайн, Мэриленд [179]. Русловые образцы.

Современные пляжевые галечники, подобно пляжевым пескам, характеризуются хорошей сортированностью. Они, как правило, лучше сортированы, чем речные галечники той же размерности [57] (табл. 6-1), почти все унимодальны, а также содержат от 2 до 9 классов, на каждый из которых приходится 1% (и более) материала. Среднее ко-

личество этих классов 4—5, хотя 2 или 3 класса могут содержать более 90% объема осадка. На модальный класс обычно приходится от 50 до 60% всего осадка, а в некоторых случаях 90%.

Трудно произвести надежный гранулометрический анализ сильно сцементированных галечников. Поэтому при исследовании древних конгломератов удобнее заменять средний размер легко определяемым «максимальным размером». Вообще, слои конгломератов часто выходят на дневную поверхность; самые мощные слои обычно являются и более грубообломочными. В результате этого нетрудно выбрать слой, который содержит самый крупный обломочный материал. Для того чтобы получить наиболее стабильный «максимальный размер», берется средний размер десяти самых крупных галек. Этот размер имеет непосредственную связь со средним размером материала, что было установлено анализом современных несцементированных галечников [124, 179] (рис. 6-5). Как максимальный, так и средний размер галечников, переносимых потоками, значительно уменьшаются вниз по течению; установлено, что это уменьшение размерности аллювиальных отложений носит экспоненциальный характер [190, 5, 195, 21]. Такое уменьшение размера материала наносилось на карту древних отложений для определения направления движения потока [17] и для подсчета расстояния до края бассейна [156, 220]. Этот вопрос более подробно обсуждается в главах 3 и 14.



Рис. 6-5. Соотношение среднего и максимального размеров флювиогляциальных галечников. По [124].

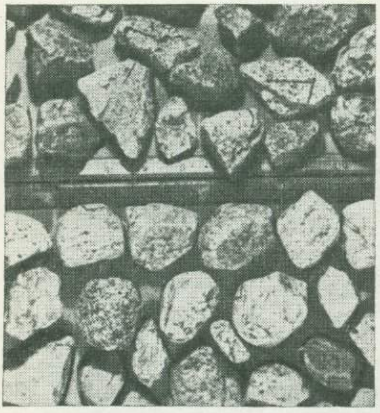
Форма, окатанность и поверхностная структура галечниковых обломков могут способствовать определению агента, обусловившего транспортировку и отложение галечника. Свойственные галькам формы и отпечатки включают ограненные и отшлифованные льдами гальки, эоловые одно- и трехгранники, штриховатость и рубцы, возникшие в результате воздействия льда, трещинную огранку (chink facets) некоторых видов прибрежных галечников, следы ударов и дробления галек в очень быстрых потоках и так далее (см. с. 84). Однако в крепко сцементированных конгломератах трудно извлечь гальки из матрикса, поэтому перечисленные особенности устанавливаются редко.

Форма галек больше зависит от формы первичных обломков, чем от агента или особенностей переноса. Форма первичных обломков является функцией слоистости, трещиноватости и кливажа материнской породы. Так, уплощенность определяется главным образом литологическими особенностями [27]; аспидные сланцы и тонкослоистые породы являются источником плоских галек, массивные породы, например граниты, являются источником более однородных по размеру обломков. Влияние способов транспортировки и обстановки накопления менее отчетливо. Отмечалось, что береговые гальки более уплощенные, чем речные. Эту точку зрения поддерживали Лэндон [127], Кайе [27] и Ленк-Чевитч [132], а Грегори [85], Уэнтуэрт [206], Кюнен [121] и Гроган [86] оспаривали ее.

Окатанность галек в галечниках и конгломератах легко устанавливается и может быть подсчитана даже в крепко сцементированных по-

родах. В какой-то мере окатанность является функцией типа материала, из которого состоят гальки. Одни породы, подобные кремнистому сланцу, при определенных условиях способны растрескиваться, тогда как другие, например кварцит, не способны. Будучи перенесенным на одинаковое расстояние в одинаковых условиях, кремень окажется менее окатанным, чем сопутствующие кварциты и жильный кварц [188].

На какое расстояние нужно переместить гальку, чтобы она стала хорошо окатанной? Обломки известняка в перекатывающейся бочке становятся хорошо окатанными при обработке, соответствующей приблизительно 11 км транспортировки [115]. По данным Добре [48],



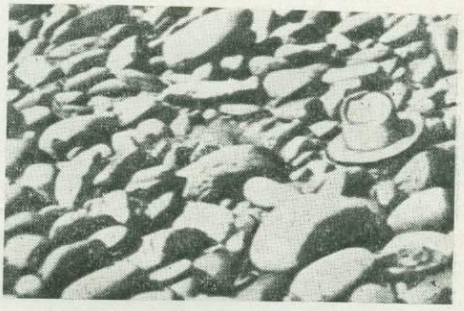


Рис. 6-6. Эффект воздействия переноса потоком на гранодиоритовые гальки, каньон Сан-Габриэль, Калифорния. По [114].

Верхние образцы были отобраны возле источника гальки и имели окатанность 0,28; нижние образцы были взяты в 8,9 км ниже по течению, их окатанность составила 0,44

Рис. 6-7. Черепитчатый русловый галечник, р. Грейбулл, Митице, штат Вайоминг. Движение потока слева направо. Фото Д. Линдсея

потери в массе у крупных гранитных галек составляют от 0,001 до 0,004 на километр пути; для достижения хорошей окатанности (то есть для потери 1/3 первоначальной массы) требуется переместить материал на расстояние от 80 до 322 км. Эти подсчеты весьма приблизительны, но результаты правильно указывают порядок величины.

Полевые исследования подтверждают эти подсчеты. Известняковые галечники на участках Рапид-Сити и Батл-Крик в Южной Дакоте приобрели хорошую окатанность на расстоянии 18 и 37 км соответственно [163]. Кварцитовые гальки из галечниковых пород нагорья Брандивайн, штат Мэриленд, хорошо окатаны; ближайшие размеры, из которых они могли поступать, находятся на расстоянии 72 км. Учитывая тот факт, что значительная окатанность приобретается на первых нескольких километрах переноса, маловероятно, чтобы угловатые или полуокатанные галечниковые обломки были перенесены потоком более чем на 2 км (рис. 6-6).

Галечники и конгломераты имеют разнообразную внутреннюю структуру. Крупные обломки галечников часто проявляют предпочтительную ориентировку. Давно отмечено, что плоские камни в речных галечниках имеют падение вверх по течению (рис. 6-7). Эта особенность хорошо прослеживается в древних галечниках по надлежащим

образом выбранным пространственным разрезам. Как и в речных, так и морских галечниках отмечается черепитчатое расположение галек. Отмечалось, что угол наклона речных галечников, составляющий 15—30°, больше, чем в морских отложениях, где он измеряется 2—12° [27]. Однако сообщения других исследователей о наклоне галечников не соответствуют этим цифрам [212]. Отмечалось, что своими длинными осями гальки ориентированы в направлении потока [113, 114, 116, 107] или поперек него [128, 72, 193]. Даже ледниковые отложения тилля имеют предпочтительную ориентировку продолговатых валунов, параллельную направлению движения льда [171, 113, 99].

Ориентировка галечников в древних конгломератах дает нам возможность определить как направление потока, так и первоначальный угол падения пласта [212, 17]. Ориентировка продолговатых обломков в тиллитах позволяет нам воссоздать схему движения древних ледников [133]. Для более детального ознакомления с материалами по вопросу ориентированных обломков и тилля рекомендуем работу Поттера и Петтиджона [166].

Состав галечников и конгломератов

Состав галечников или конгломератов можно определить путем подсчета галек. Ввиду того что один тип пород может содержать крупные валуны, а другой — мелкие гальки, подсчет не дает таких результатов, как методы, основанные на поперечных пересечениях Розиваля или на точечном подсчете [51, 19]. Состав галечников или конгломератов можно представить, сгруппировав их в зависимости от исходных пород в несколько типов: Э — эффузивные; П — плутонические; О — осадочные; М — метаморфические. Обычно их наносят на треугольные диаграммы, объединяя осадочные и метаморфические породы в одну группу.

Как и при рассмотрении песчаников, желательно различать поверхностное (супракрустальное) и глубинное (плутоническое) происхождение исходного материала. Такое различие является в некоторой степени показателем воздымания и глубины эрозии области питания, т. е. функцией тектонического режима.

Состав галечников и конгломератов не является точным отражением вида и количества пород в районе источника сноса. Вследствие неодинаковой способности различных типов пород давать обломки и различной устойчивости пород перед абразией, соотношение обломков разных пород, установившееся в галечниковых породах, не является прямым отражением относительного количества видов пород в области питания. При определенных условиях одни породы легко распадаются на глыбы, а другие — нет. Жильный кварц и кремни, например, встречаются в составе галек очень часто. Граниты могут разрушаться и превращаться в аркозовый песок (дресву); известняки обладают тенденцией растворяться и поставляют обломочный материал только за счет нерастворимого кремня. Пляжи Англии, покрытые кремневым гравием, образовались при разрушении рыхлых меловых клиффов. Граниты как и известняки служат источником глыбового материала в условиях, когда процессы разрушения и растворения сдерживаются или подавляются. Подобные ситуации наблюдаются при условии высокогорного рельефа и сурового климата с сопутствующей быстрой эрозией, ускоряемой воздействием мороза, и значительно реже при ледниковой обстановке, которая даже в районах с низким рельефом благоприятствует образо-

ванию галечниковых пород смешанного типа, обогащенных обломками метастабильных пород. По мнению Гарнера [77], засушливые условия также способствуют образованию галечниковых пород смешанного типа. Вообще доля галечникового материала в породе увеличивается с увеличением незрелости ассоциированных песков, что является функцией рельефа и климата, а следовательно, и тектонического режима.

Состав образовавшегося галечника может значительно измениться в процессе транспортировки, как это было проиллюстрировано рядом полевых исследований. Изменения в составе речных галечников вниз по течению потока отмечались давно. Хохенбургер [83] описал исчезновение некоторых типов пород на реке Мур и подсчитал расстояние переноса, необходимое для полного разрушения различных видов пород. Пламли [163] описал изменения состава аллювиальных галечников Блэк-Хилс (Южная Дакота) и показал, что эти материалы подвергаются значительным модификациям по мере продвижения вниз по течению (рис. 6-8). Быстрое исчезновение неустойчивых компонентов (гранита и доломита) и обогащение стабильными видами (кварцит и жильный кварц) подтверждается изучением галечников р. Дунаец, берущей начало в Польских Татрах [195], галечников р. Пьяве в Италии [47], и р. Колорадо в штате Техас [188]. Очевидно, галечники, в отличие от песков, могут стать зрелыми по составу, т. е. их состав может быть доведен до наиболее стабильных компонентов (жильного кварца, кварцита и кремнистого сланца) при транспортировке даже на короткое расстояние. Галечники ограниченного состава (олигомиктовые) [181] бывают двух типов: одни образовались путем превращения галечников первоначально различного состава в устойчивую остаточную разновидность, представленную жильным кварцем и кварцитом; другие — сугубо местного происхождения — формировались в пределах небольших участков дренирования или карманообразных губ, где обломки образовались из одной исходной породы. Галечники с более разнообразным составом (петромиктовые) указывают на обширные водосборные системы и разнообразные источники питания.



Рис. 6-8. Воздействие переноса на компоненты гальки в Рапид-Крик, Блэк-Хилс, штат Южная Дакота. По [163].

А — песчаник; Б — известняк; В — докембрийская метаморфическая порода; Г — кварц+кварцит

Внутриформационные конгломераты представляют собой особый класс, для которого эти правила не применимы.

Текстура галечников и конгломератов

Галечниковые отложения отличаются грубой слоистостью, пласты галечника имеют довольно большую мощность. Обычно они выполняют русла, в пределах которых формируют разнообразные линзовидные тела и русловые отложения. За исключением черепитчатого строения, легко различимого в соответственно ориентированных выходах на поверхность, у галечников нет каких-либо характерных особенностей внутреннего строения. Обломки, слагающие галечник, особенно те из них, которые имеют плитообразную форму, в большинстве случаев залегают

таким образом, что их длинные стороны параллельны напластованию. В исключительных случаях подобное пространственное взаимоотношение нарушается оползнями или под воздействием процесса солифлюкции или мороза, тогда галечники приобретают различную ориентировку. Косая слоистость — редкое явление, исключение составляют переслаивающиеся с галечниками пески. В некоторых речных галечниках, а также в турбидитных отложениях известна крупномасштабная градационная слоистость (с уменьшением зернистости вверх по разрезу). У некоторых галечников наблюдается крупная наклонная слоистость, обычно под углом около 20°. Подобная текстура не относится к категории косой слоистости в обычном понимании. Подобное явление может быть вызвано отложением галечника во фронтальной области дельт или латеральным наращиванием мигрирующих галечных баров.

Основные различия между галечниками и песками

Хотя и галечники, и пески являются остаточными образованиями (промытыми наносами), оставшимися после выветривания пород, и обе породы переносятся и отлагаются механическим путем, они имеют между собой существенные различия.

Галечники (и конгломераты) — это преимущественно обломки пород, включающие как крупно-, так и мелкозернистые обломки, тогда как пески — главным образом частицы минералов. Частицы пород (только мелкозернистых) содержатся во многих песках и являются важным компонентом некоторых пород (аренитов). Доля частиц пород увеличивается с увеличением размерности зерен (рис. 6-9) и достигает максимума в грубообломочных образованиях — галечниках.

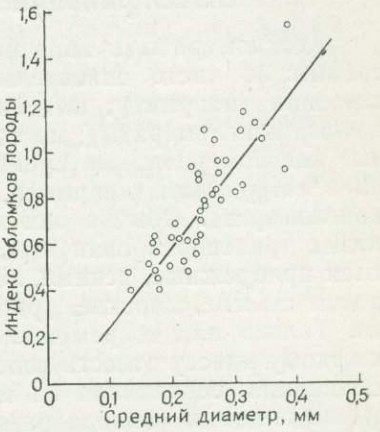


Рис. 6-9. Связь между размерностью и содержанием частиц пород в песчанике Кли (девон) Уэльса. По Аллену [1962 г.]. «Индекс обломков породы» — это содержание обломков пород, деленное на суммарное содержание кварца и полевых шпатов, т. е. $Rx/(Q+F)$

Галечникам (точнее — наиболее распространенным галечникам) свойственно бимодальное гранулометрическое распределение; пески в основном унимодальны. Подобное заключение следует из наблюдений, что галечники с незаполненными пустотами редки; обычно пространство между гальками заполнено большим количеством песка. С другой стороны, пески, лишенные межзернового материала, представляют собой обычное явление. Например, пески, перенесенные и отложившиеся в мутных реках, чистые: у них поровое пространство заполнено только флюидами. Даже такие исключительные песчаные образования, как вакки, вероятно, могли отлагаться с подобной незаполненной поровой системой: матрикс, который они содержат в настоящее время, может иметь диагенетическое происхождение.

Галечники в большинстве случаев содержат окатанные обломки; окатанность достигается при перемещении на сравнительно короткое расстояние. Ассоциирующие с ними пески могут быть полуугловатыми или угловатыми. Песок приобретает окатанность очень медленно, и ма-

ловероятно, чтобы он стал окатанным при речном транспортировке на короткое расстояние. Подобным образом галечники очень быстро становятся зрелыми, благодаря абразии, которая избирательно разрушает наименее устойчивые породы. Селективная абразия действует на пески очень медленно; многие мягкие и хрупкие минералы сохраняются при транспортировке на большие расстояния [173].

Галечники характеризуются заметным уменьшением размера обломков вниз по течению потока, эту особенность можно легко отобразить на карте и использовать для выяснения направления переноса и даже расстояния до области питания. Пескам свойственны лишь незначительные изменения размерности частиц на больших площадях, у некоторых песков изменений вовсе не наблюдается.

Пески часто имеют косую слоистость; у галечников истинная косая слоистость наблюдается редко, но они обычно характеризуются черепитчатым расположением плоских галек. Черепитчатое строение встречается и в песках, но его труднее установить и оно развито не столь очевидно.

В заключение следует отметить, что галечников гораздо меньше, чем песков, и их развитие значительно больше ограничено по площади. Они представляют собой локальные отложения, приуроченные к руслам, береговым линиям или к крутым обрывам. Пески распространены более широко и покрывают огромные территории.

Классификация галечников и конгломератов

Конгломераты и галечники классифицировались различными способами: по чисто описательным признакам, основанным на внешнем строении (например, выделяя валунные конгломераты или крупногалечные конгломераты); по составу их обломков (например, известняковые конгломераты или кремневые конгломераты); или по цементирующим материалам (например, железистый конгломерат или известковый конгломерат). Обычно они классифицируются в зависимости от механизма транспортировки и условий накопления, на этой основе выделяются прибрежные, речные, ледниковые конгломераты, или, в более широком смысле, морские, прибрежные или континентальные конгломераты. Только для современных конгломератов можно уверенно решить, к какому классу отнести галечные отложения. Предложена также классификация, основанная на механизме или процессе разрушения породы на обломки (отсюда разделение на эпикластические, катакластические и пирокластические конгломераты или брекчии). И в этом случае отнесение древних конгломератов к той или иной группе не опирается на безусловные критерии.

Прежде всего важно установить, что конгломераты и брекчии не являются однородной группой (не имеют общего происхождения). Поэтому необходимо разделить их на несколько геологически обоснованных категорий, даже если отнесение отложений к той или иной категории иногда сопряжено с трудностями. Конгломераты и брекчии делятся на пять основных категорий, которые не являются одинаковыми ни по распространению, ни по степени важности. Наиболее типичны и широко распространены *терригенные галечники*. Подобно терригенным пескам, они образовались при разрушении ранее существовавших пород, область развития которых располагалась вне бассейна накопления, т. е. они наземного происхождения. Вторая группа обычна, но представлена незначительными по объему скоплениями — *внутриформ-*

мационными конгломератами, процесс фрагментации которых происходил внутри бассейна накопления одновременно с седиментационным процессом. Более крупный и важный класс, характеризующийся вулканическим происхождением,—вулканические конгломераты и брекчии, включая агломераты. Эти продукты вулканического извержения соответствуют пескам того же происхождения (туфам). Грубые обломки, возникающие в результате тектонических подвижек, представляют собой катакластические брекчии; с этими материалами связано незначительное количество песка. Сюда относятся тектонические брекчии и брекчии обрушения; последние связаны с растворением и иногда называются брекчиями растворения.

Таблица 6-2

Классификация конгломератов и брекчий

Эпикластические	Экстраформационные	Ортоконгломераты (матрикса >15%)	Метастабильные<10%	Ортокварцитовые (олигомиктовые) конгломераты
			Метастабильные>10%	Петромиктовые конгломераты (известняковый, гранитный конгломерат и т. д.)
		Параконгломераты (матрикса 15%), диамектиты	Слоистый матрикс	Слоистые конгломератовые аргиллиты или глины
			Неслоистый матрикс	Тиллиты (ледниковые)
				Тиллоиды или гереллътоны (неледниковые)
	Внутриформационные			
Пирокластические	Вулканические брекчии и агломераты			
Катакластические	Оползневые брекчии и брекчии разрушения			
	Сбросовые и складчатые брекчии (брекчии истирания); «тектонические морены»			
	Брекчии обрушения и растворения			
Метеоритные	Импактные брекчии			

Действия ледников и образующиеся в результате таких действий тилль и тиллит, обычно рассматриваемые вместе с грубыми обломками, можно считать катакластическими (возникшими в результате земных подвижек — движения одной породы по другой), при этом тилль, образовавшийся у основания движущегося ледника, можно считать своеобразным слоем смазки, развитым вдоль надвига. Таким образом, это разновидности тектонической морены. Однако поскольку тилли связаны с водно-ледниковыми и ледниково-морскими отложениями и переслаиваются с обычными осадками и ввиду того что аллохтонная масса (лед)

исчезла, их традиционно рассматривают вместе с терригенными галечниками.

В последних работах внимание сконцентрировано на очень редком типе брекчий — вызванном ударным действием метеоритов. Описаны брекчии камнепада, и хотя они весьма обычны для луны, в земных условиях они не играют существенной роли.

Доминирующую группу, группу терригенных галечников и конгломератов можно подразделить на две основные подгруппы, одну весьма широко распространенную, а вторую не столь представительную. Галечники, собираемые обычными водными потоками, и имеющие полный обломочный каркас, получили название ортоконгломератов (обычных или нормальных конгломератов). Те же конгломераты, которые отлагались за счет подводных турбидитных потоков и оползней, за счет солифлюкции и глетчерных льдов или других подобных способов переноса материала, не имеют полного обломочного каркаса, а характеризуются преобладанием тонкозернистого матрикса, в который внедрены или «плавают» крупные обломки. Их называют параконгломератами, или диамиктитами. Иначе говоря, это конгломератовые глины или аргиллиты. Они плохо сортированы или характеризуются полным отсутствием сортировки, проявляют гранулометрическую полимодальность, причем основная мода представлена мелкозернистыми фракциями, в отличие от обычных конгломератов, которые, будучи бимодальными, имеют основную моду в классе галечников.

Нормальные терригенные галечники (ортоконгломераты) могут состоять из одного типа породы (жильного кварца, например), потому что все другие обломки были удалены выветриванием или длительным переносом. Подобные сверхзрелые конгломераты, состоящие лишь из одного компонента, получили название олигомиктовых [181], или моногенетических [94]. Другие виды конгломератов со смешанным составом, включающим многие неустойчивые материалы (такие как гранит, базальт и известняк), называются полимиктовыми, или полигенетическими. Несколько классов конгломератов и брекчий показаны в табл. 6-2.

По вопросам классификации конгломератов и брекчий, в частности генетической классификации, рекомендуем классическую работу Нортона [152], работы Филда [60] и Рейнолдса [170], а также исследования Фишера по вулканическим брекчиям [61] и работу Маслова [141].

Ортоконгломераты

У ортоконгломератов имеется полный каркас из галек и крупного песка, связанных в единое целое минеральным цементом. Они отлагались в условиях значительной турбулентности водной среды, либо в условиях прибоя. Их можно разделить на две группы: зрелые ортокварцитовые конгломераты, представленные главным образом жильным кварцем или кремнистыми сланцами, и незрелые, или петромиктовые, конгломераты, состоящие из набора метастабильных обломков породы.

Ортокварцитовые конгломераты

У этих конгломератов простой состав. Их гальки сложены очень прочным и устойчивым к разрушению материалом, таким как жильный кварц, некоторые типы кварцитов и кремнистых сланцев. Этот материал представляет собой концентрат — остаточный продукт разрушения

большого объема пород. Кремни, например, образуются из известняка, содержащего рассеянные кремнистые желваки. Наличие жильного кварца указывает на разрушение большого объема вулканических и метаморфических пород, рассеченных достаточно редкой системой кварцевых жил. Вследствие этого ортокварцитовые галечники, как правило, не образуют очень крупных скоплений. Они встречаются в виде отдельных галек или галечниковых пластов и линз, переслаивающихся с песками, характеризующимися ярко выраженной косой слоистостью. Подобные галечниковые пласты могут залегать в основании песчаников или могут повторяться на нескольких уровнях внутри формации. В целом ортокварцитовые конгломераты некрупные. Встречаются галечники с диаметром галек в несколько сантиметров, но более типичны гальки диаметром около 1 см. Гальки, сложенные кремнем, истерты и окатаны. Материалы этого вида фактически не разрушаются и могут перерабатываться и вновь отлагаться в течение нескольких циклов седиментации. Некоторые разновидности кремня, в особенности кремни, содержащие органические остатки, могут служить ключом к установлению области питания.

Галечники этого типа широко встречаются в геологических разрезах. Почти везде в основании кембрийской толщи залегает конгломерат мощностью несколько сантиметров, а местами — несколько метров. Однако базальным конгломератам этого типа более свойственна примесь материала местного происхождения, образовавшегося за счет нижележащей толщи метастабильных отложений, чем конгломератам, которые повторяются на более высоких уровнях в той же формации. Спорадические галечники, рассеянные в толще кварцитов Миссисипи и Лоррен (гуронский отдел), Онтарио, представлены типичными докембрийскими породами. Формация Лоррен содержит широко и хорошо известные конгломераты с красными яшмами, которые представлены почти во всех коллекциях. Золотоносные конгломераты района Витватерсранд в Южной Африке представляют собой довольно тонкий слой галечниковых наносов, состоящий из галек жильного кварца. Большинство галек диаметром около 3 см, в поперечном сечении представляют собой сплюснутый эллипс. Рассеянные ортокварцитовые галечники типичны для некоторых палеозойских формаций центральной части Аппалачей. В отдельных горизонтах Тускарорских кварцитов силура содержатся спорадические гальки жильного кварца; местами кварциты содержат тонкие прослои хорошо окатанного кварцевого гравия [220]. Девонская свита Чемунг содержит линзы конгломератов, состоящих из хорошо окатанных дискообразных кварцевых галек, в отличие от плохо окатанных, полусферических галек свиты Кэтскилл [136]. Отличается обилием конгломератов миссисипская свита Поконо [156]. Конгломераты, составляющие 3—10% объема формации, представляют собой гальки жильного кварца диаметром 1—8 см, сцементированные кварцем. Наибольшая мощность конгломератовых пластов колеблется от 1 до 3 м. Подобные, но более мощные и более крупнообломочные кварцитовые конгломераты характеризуют пенсильванскую свиту Поттсвилл Антрацитового угольного бассейна [143]. Галечники такого же типа и возраста встречаются в западной части штата Нью-Йорк (конгломераты Олеан) и в восточной части штата Огайо (конгломераты Шарон). Они состоят главным образом из хорошо окатанных галек жильного кварца диаметром 2—3 см в среднем. Все эти ортокварцитовые материалы, за исключением галечников Чемунг, по-видимому, являются отложениями рек.

Более молодые галечники подобного состава включают галечники нагорья Брандивайн в Мэриленде [179] и сходные с ними галечники нагорья Лафайет в Западном Кентукки [164]. Галечники Мэриленда образуют покров мощностью до 10 м, состоящий из хорошо окатанного кремня, жильного кварца и кварцита. Галечники свиты Лафайет имеют приблизительно такую же мощность, но состоят главным образом из кремня. Оба вида галечников являются по возрасту третичными и предположительно имеют речное происхождение; галечники Мэриленда сформированы рекой Потомак, а галечники Лафайет — главным образом рекой Теннесси.

В заключение следует отметить, что, по-видимому, ортокварцитовые галечники представляют собой скопления очень зрелых, хорошо окатанных галек сверхпрочных материалов. Они образуют отложения небольшой мощности и слагают лишь незначительную часть формации; основная масса породы обычно представлена крупнозернистыми галечниковыми песками с косой слоистостью. Ортокварцитовые галечники могут накапливаться реками или волнами, т. е. могут иметь либо береговое, либо аллювиальное происхождение. Большинство из вышеупомянутых галечников имеют аллювиальное происхождение. Они представляют собой концентрат остаточных продуктов разрушения огромного количества материала. Палеозойские галечники Аппалачей, например, сложены главным образом жильным кварцем из существующего ныне метаморфического комплекса Пидмонта.

Следует отметить, что галечники характеризуются высокой степенью зрелости, а ассоциирующие с ними пески — нет. В упоминавшихся примерах разрезов Аппалачей ассоциирующие пески представлены главным образом лититовыми песчаниками.

Петромиктовые конгломераты

Большую группу древних конгломератов составляют петромиктовые конгломераты. В целом они представляют собой мощные, клинообразные, окраинные скопления галечника, образованные при разрушении резко возвышавшихся нагорий. Подобные галечники составляют значительную часть разреза, к которому они принадлежат, образуя огромные обрывы, выступы или гряды. Они могут быть как базальными, так и внутриформационными, залегающими на разных уровнях.

Эти конгломераты являются грубообломочными аналогами литоидных и аркозовых песчаников. Несмотря на изменчивость состава, все породы отличаются тем, что их главный компонент — метастабильные породы нескольких типов. Наиболее распространена смесь галек или валунов глубинномагматического, эффузивного или осадочного и метаморфического происхождения. Во многих случаях преобладает один тип или класс галек.

Крупные гранитные гальки в псефитовых отложениях играют ту же роль, что и полевые шпаты в песках. Содержащие гранит конгломераты являются грубозернистыми эквивалентами аркозов. Поэтому неудивительно, что гранитсодержащие конгломераты обычно ассоциированы с аркозами. Из-за ограниченной способности большинства гранитов образовывать глыбы гранитсодержащие конгломераты — это главным образом аркозы с рассеянными гранитными гальками или в лучшем случае с линзами гранитных галечников. Как гранитсодержащие конгломераты, так и аркозы отражают быструю эрозию кристаллического фундамента. В свою очередь появление гранитсодержащих кон-

гломератов указывает на сильное воздымание. Конгломераты, содержащие гальку известняков, свидетельствуют о необычной обстановке, которая способствует разрушению известняков, а не обычному растворению и удалению карбонатной массы, в результате чего накапливается кремневый галечник. Эта обстановка достигается при резком воздымании и развитии локального высокого рельефа, что чаще всего отмечается в зоне сбросовых уступов; такие условия преобладали во время накопления триасовых известняковых конгломератов в Мэриленде и Пенсильвании. Обильные известняковые галечники являются продуктом ледниковой деятельности, подтверждением этому служат зандровые галечники некоторых районов Иллинойса и Висконсина. Эти галечники снесены ледниками из силурийских доломитов свиты Ниагара.

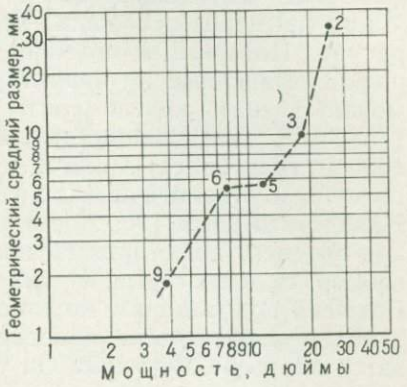


Рис. 6-10. Связь мощности пласта со средним размером зерен в плейстоценовых песках и галечниках. По [124].

Цифры показывают количество измерений (1 дюйм равен 2,54 см)

В районах активного вулканизма лавы могут давать огромное количество гальки. Обычно эти галечники состоят из обломков фельзитовых лав, хотя бо́льшая часть близлежащих лавовых потоков представлена породами более основного состава. Очевидно способность к глыбовому раскалыванию и устойчивость у первых, больше, чем у основных пород. Этот принцип подтверждается на примере докембрийских конгломератов группы Кивино штатов Миннесоты и Мичигана, которые состоят главным образом из фельзитовых обломков, а не из обломков базальтовых лав, распространенных гораздо шире. Вулканогенные галечники могут быть очень мощными (1000 м или более); их образование происходило более или менее одновременно с излиянием лавовых потоков. В отличие от гранитсодержащих галечников они не отражают крупных воздыманий или глубокой эрозии.

Все эти конгломераты отличаются крупными размерами галек. Самые мощные слои оказываются и самыми крупнообломочными (рис. 6-10). Хотя многие валуны составляют в диаметре метр или более, средний размер галек колеблется от 10 до 20 см, составляя лишь одну десятую часть максимального размера (см. рис. 6-5). Как правило, вниз по течению наблюдается значительное уменьшение размера частиц, таким образом, нанесение на карту максимального размера галечников помогает определить систему палеотечений (см. рис. 14-5). Сортированность обычно посредственная или плохая, так как промежутки между гальками заполнены песчаным материалом.

В целом окатанность этих галек от очень хорошей до хорошей, хотя в отдельных случаях вблизи выступов, откуда поступает материал, окатанность очень плохая, и породу лучше назвать брекчией. Окатанность крупных галек резко контрастирует с очень плохой окатанностью ассоциирующих песков.

В гальках могут проявляться следы растворения на контактах, в некоторых случаях в них наблюдается стилолитовое взаимопроникновение, особенно в известняковых галечниках [6]. В других видах галечников в точках контактов наблюдаются ямки растворения [121]. Галь-

ки некоторых конгломератов трещиноваты и несут следы залеченных микронарушений (см. рис. 6-25).

Пласты этих конгломератов обычно мощные и линзовидные, они характеризуются почти параллельным залеганием уплощенных обломков (или во многих случаях четко выраженным черепитчатым строением, наглядно проявляющимся в разрезах, параллельных течению потока). Косая слоистость отсутствует, исключение составляют самые мелкие галечники и переслаивающиеся с ними пески.

Как уже отмечалось, петромиктовые конгломераты являются наиболее распространенными, наиболее заметными и наиболее выразительными конгломератовыми отложениями в геологических разрезах. Много примеров отложений этого типа было подробно описано в литературе. Интересные примеры представляют архейские конгломераты, распространенные на территории древних щитов Земли. Среди них можно назвать конгломераты озера Абрам на северо-западе Онтарио [157, 158, 192], мощность которых в отдельных местах составляет 1000 м (или более) и которые содержат гранитные валуны диаметром более 1 м. Аналогичные конгломераты встречаются и в других частях Канадского щита [96, 20], а также в архее Финляндии [186]. Отложения позднего докембрия группы Кивино включают многочисленные конгломераты, некоторые из них содержат медь. Самый мощный из них, Большой конгломерат, мощностью более 600 м, круто наклонен и образует в рельефе хребет, простирающийся на территории полуострова Кивино, на озере Верхнем. Он сложен хорошо окатанными, крупными вулканическими обломками, главным образом фельзитовыми [105, 212]. Гальки в среднем имеют диаметр 15—20 см, некоторые превышают 30 см. Эти конгломераты переслаиваются с красными обломочными отложениями и лавами. Другими конгломератами докембрия, представляющими интерес, являются конгломераты формации Мерки, восточного рукава Большого Невольничьего озера [98]. Эта формация, мощность которой в некоторых местах превышает 900 м, представлена массивными слоями мощностью от 9 до 46 м; диаметр отдельных валунов достигает 1,2 м. Мощность отложений резко уменьшается вниз по падению. Максимальный размер валунов также быстро уменьшается: при перемещении на 27 км их размеры сокращаются до половины первоначальных (рис. 6-11). Конгломераты этого типа позднепалеозойского возраста встречаются в горах Арбакл и Уичита, в штате Оклахома. Конгломераты Коллинз-Ранч [89] мощностью более 600 м являются типичным примером. Эта толща представляет собой известняковый валунный конгломерат, обломки которого достигают 75 см в диаметре. Другим примером служат пермские конгломератовые отложения Пост-Оук гор Уичита [34]. Эти отложения аркозовых валунных конгломератов местами содержат обломки гранита, а на других участках они представлены известняковыми конгломератами.

Конгломераты триасовых бассейнов восточной части США являются мощными, клинообразными отложениями, представляющими краевые образования триасовых бассейнов, обычно связанные с обрамляющими их сбросами. В некоторых местах известняковые галечниковые конгломераты сложены полуугловатыми обломками («Потомакский мрамор»). Конгломераты свиты Ньюарк (триас) в штате Кентукки были описаны Крыниным [119], а конгломераты бассейна Дип-Ривер в Северной Каролине — Рейнемундом [169].

По-видимому, все они представлены образованиями обширных аллювиальных конусов [138]. Конгломератовые отложения Роксбери рай-

она Бостонского залива [139, 52] являются еще одним известным примером отложений в районе Аппалачей.

Среди хорошо известных отложений запада Соединенных Штатов следует назвать «брекчию» Сан-Онофре (миоцен) в Калифорнии, конгломерат Джила в Аризоне, конгломерат Прайс-Ривер (меловой период) на плато Уосатч в Юте, а также конгломерат Уосатч (эоцен). Все эти отложения отличаются значительной мощностью, местами достигающей 1500 м или даже больше; мощность их хорошо выдержана по простиранию пласта, все они быстро выклиниваются вниз по падению. Многие конгломераты пространственно и генетически связаны с проходившим одновременно воздыманием и сбрососбразованием.

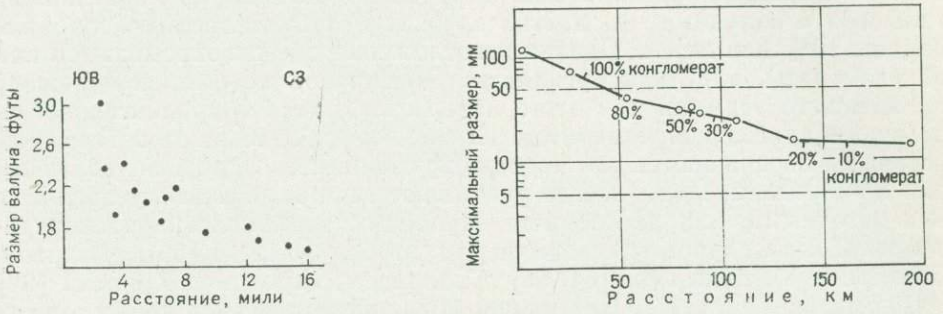


Рис. 6-11. Вариации максимального размера валунов в конгломерате. По [98].
Формация Мерки (докембрий), восточный рукав, Большое Невольничье озеро, Северо-Западные территории, Канада. Среднее из 10 крупнейших валунов в каждой точке (1 фут равен 0,3048 м; 1 миля равна 1,6 км)

Рис. 6-12. Уменьшение максимального размера галек вниз по течению и состав галечника миоценовой молассы на севере Альп. По [76]

Мощные петромиктовые конгломераты характерны для накопления молассовых толщ во многих районах. Примером таких отложений служат конгломераты молассового бассейна северных Альп [14, 76, 89]. Они образуют большую часть проксимального (приближенного к источнику сноса) молассового разреза (мощностью несколько тысяч метров), их содержание уменьшается к северу до тех пор, пока через 200 км они не будут составлять лишь 10% от разреза. Максимальный размер галечников на этом расстоянии уменьшается от 1 м до 10 см. В составе галечника отмечается постепенное обогащение устойчивыми компонентами в направлении вниз по течению (рис. 6-12).

Конгломераты, описанные выше, главным образом аллювиальные. Они варьируют от отложений аллювиальных конусов выноса (фангломератов) [130] до отложений разветвленных и меандрирующих рек. Однако некоторые отложения петромиктовых конгломератов, по-видимому, отлагались на глубоководных участках. Они представляют собой турбидитные конгломераты, примером которых являются меловые конгломераты Уилер-Джордж в Калифорнии [174, 62] и архейские конгломераты оз. Миннитаки в провинции Онтарио [202]. Пласты конгломератов Уилер-Джордж достигают мощности 30 м, окатанные валуны в них достигают в диаметре около 1 м. Пласты конгломератов характеризуются очень крупной градационной слоистостью. Нижняя поверхность главного конгломерата характеризуется гигантскими рифлеными отпечатками. Эти отложения переслаиваются с тонкопластинчатыми глинистыми сланцами и алевролитами, которые, вероятно, отлагались

на плоском морском дне в глубоководных участках. Архейские конгломераты подобным же образом переслаиваются с темными аспидными сланцами и маломощными прослоями тонкозернистых алевролитов. Галечники и пески характеризуются градационной слоистостью, косая слоистость отсутствует. Отсюда видно, что крупнообломочные конгломераты не обязательно являются признаком мелководного осадконакопления.

Параконгломераты (конгломератовые аргиллиты)

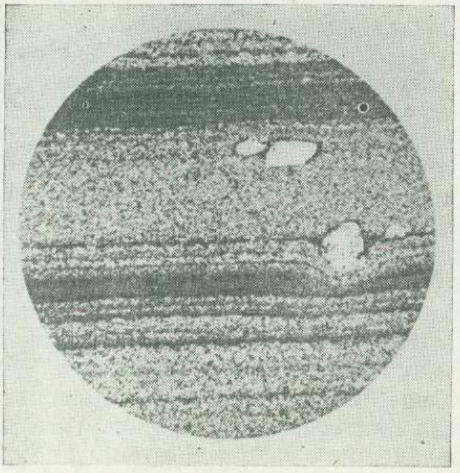
Конгломераты, содержащие больше матрикса, чем обломков, фактически являются аргиллитами с редкими, свободно разбросанными гальками и валунами. Во многих случаях гальки составляют в объеме породы 10% или менее. Однако эти отложения обычно описываются как конгломераты, а не как аргиллиты. До сих пор не было предложено подходящего термина для этого интересного, хотя и сравнительно необычного класса конгломератов. По-видимому, большинство терминов, которыми обозначаются эти породы, применимы к отдельным образцам или обнажениям, но не всегда учитывают генезис, и поэтому являются или неточными, или неудобными. Проблемы терминологии рассматривались Блэкуэлдером [9], Миллером [146], Фолком [66]; Флинтом, Сандерсом и Роджерсом [64, 65]; Гадландом, Геродом и Кринсли [92] и Шермерхорном [177]. Петтиджон предложил для этих пород термин параконгломераты [160]. Как и заложено в термин, в этих породах что-то неправильно, или отклоняется от нормы, они отлагаются не так, как обычные галечники. Эти породы не являются продуктами нормального водного переноса. Некоторые галечные или крупногалечные аргиллиты представлены валунными глинами; этот термин, хотя в основном и описательный, обычно рассматривается как синоним тилля. Последний является особым видом валунных глин, а именно, отложениями глетчерных льдов. Термин герёллтон применен для обозначения галечных аргиллитов неледникового происхождения [1]; термин тиллоид ранее применялся для обозначения похожих на тилль отложений сомнительного происхождения [9]. Позже был предложен термин диамиктит для несортированных или плохо сортированных отложений, которые состоят из песка и (или) более крупных частиц в глинистом матриксе [65]. Это те породы, которые Фолк [66] назвал конгломератовыми аргиллитами. Кроувелл [43] назвал их галечниковыми аргиллитами. Термин аргиллитовый конгломерат имеет совершенно другой смысл, потому что он предназначен для обозначения конгломерата, в котором обломки (но не матрикс) являются пелитовыми. Термины тилль и тиллит сохраняются за галечниковыми аргиллитами или валунными глинами ледникового происхождения. Из двух основных типов галечниковых аргиллитов один имеет слоистый матрикс, а у другого слоистость не проявляется, т. е. матрикс без текстуры.

Слоистые галечниковые аргиллиты

Слоистые галечниковые аргиллиты являются очень редкими и весьма характерными породами. Они сложены тонкими пластинчатыми аргиллитами или аспидными сланцами, в которых встречаются малочисленные разбросанные фенокласты, некоторые из них не больше, чем зерна песка (рис. 6-13), а другие представлены крупными гальками

или даже валунами. Слойчатость вблизи крупных обломков нарушена и изгибается книзу и кверху, огибая обломок (рис. 6-14).

Такие конгломератовые слоистые аргиллиты, по-видимому, явились результатом внедрения падающих сверху галек на поверхность спокойных, глубоководных участков, на которых накапливались очень тонкие алевриты и илы. Эти «падающие обломки» обычно являются результатом разноса, чаще всего глетчерными льдами, хотя вполне возможно, что обломки размера крупной гальки переносились в корнях плывущих деревьев, или речными или прибрежными льдами. Там, где такие кам-



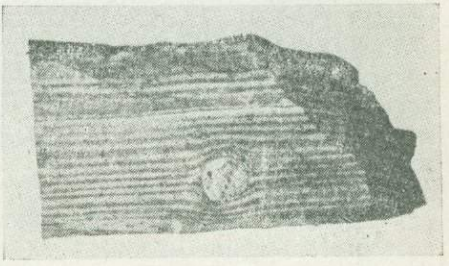


Рис. 6-13. Аргиллит, группа Кобальт (докембрий), провинция Онтарио, Канада.

Крупные, разнесенные плавучим льдом зерна песка, внедренные в алевролитовые (светлые) и сланцевые (темные) слои (см. рис. 8-3). Без анализатора, ×90. Слоистость, вероятно, сезонная: видны два темных зимних слоя и три более крупнозернистых слоя летних алевритов. Мелкие прослои отражают межсезонные перемешивания. Аргиллит тесно ассоциирует с тиллитом (см. рис. 6-22)

Рис. 6-14. Ленточный аргиллит, группа Кобальт (докембрий), провинция Онтарио, Канада.

Видны упавшая со льда гранитная галька и нарушенная слоистость. Длина видимой части образца около 20 см

ни являются многочисленными, особенно в пелитовых породах, проявляющих ленточную слоистость, они почти наверняка гляциального происхождения. Подобные отложения были названы пелодитами [219]. Некоторые тонкослоистые и тонкозернистые пепловые слои, содержащие крупные, внедренные при падении, камни или глыбы, сильно напоминают гляциальные пелиты с перенесенными на плаву и выпавшими гальками. Многочисленные вулканические обломки, в особенности вулканического стекла, служат для установления вулканического генезиса этих отложений и для отличия их от истинных пелодитов.

В целом слоистые аргиллиты с перенесенными на плаву глыбами тесно связаны с тиллитами и, вероятно, являются убедительным свидетельством наличия глетчерных льдов и гляциального происхождения содержащих их толщ. Пелодиты упоминались при описании отложений всех возрастов и местоположений. Внедренные гальки характерны для многих ленточных ледниково-озерных плейстоценовых глин Скандинавии и Канады. Литифицированные разновидности этих отложений за-

фиксированы в гляциальных пластах Ферн-Крик (докембрий) в Мичигане [159], в формации Гоуганда (гурон) в Онтарио [39, 155, 133], в аспидных сланцах Тэпли-Хилл группы Аделейд в Австралии [28], в эокембрийских отложениях Швеции [123] и в ленточных глинах Иту в районе Сан-Паулу в Бразилии.

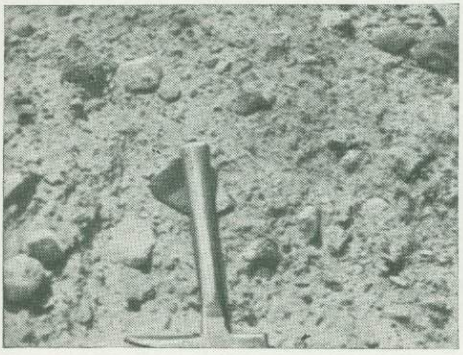
Тилль и тиллиты

Термин тилль, очевидно, впервые применили в Шотландии для обозначения «уплотненных, массивных глин, содержащих угловатые, полууглова́тые, и окатанные глыбы пород, отполированные и штрихова́тые» [218, 78]. Этот термин является синонимом валунных глин, которые определяли как «отложения, происхождение которых в той или иной степени непосредственно связано с ледниковой абразией» [80]. Таким образом, тилль стал генетическим термином, применяемым для обозначения неслоистых отложений глетчерных льдов (рис. 6-15).

Термин тиллит применяется для обозначения литифицированных тиллей рис. 6-16). Этот термин, по мнению дю Тойта [55], принадлежит Пенку. Гляциальное происхождение плейстоценовых тиллей более не является спорным вопросом, хотя происхождение некоторых отложений может быть неясным. Однако очень много неясностей остается в связи с так называемыми «тиллитами». Трудности возникают из-за того, что помимо глетчерных льдов, массивные (более или менее бесструктурные) отложения с заметным преобладанием глинистой основной массы могут образовываться при участии иных факторов. К этим похожим на тилль отложениям неопределенного генезиса применен термин тиллоид [9]. Он стал обозначать главным образом диамиктиты негляциального происхождения, тогда как диамиктитом гляциального происхождения является тиллит.

Некоторые трудности возникают в распознавании тиллитов и тиллоидов, потому что бóльшая часть наших знаний и концепций относительно тилля связана с изучением плейстоценовых гляциальных отложений. Почти все эти отложения континентальные, маломощные; маловероятно, чтобы они сохранились в разрезах древних пород. Основная часть ледниковых отложений прошлого, по-видимому, имела морское происхождение, а морские тилли по многим показателям отличаются от континентальных. Гарланд, Герод и Кринсли [92] учли эти отличия и применили термин ортотилль для обозначения таких отложений, которые образовались в результате быстрого высвобождения материала из массы движущегося льда при его абляции (уменьшении массы ледника) и таянии; термин паратилль предложен для обозначения отложений, образованных при переносе материала льдами и накоплении его в морских и озерных условиях. Проблема осложняется тем, что некоторые перенесенные льдами субаквальные тилли не отличаются от тиллей, отложенных на суше. Истинные паратилли представляют собой морские отложения с бóльшим или меньшим количеством материала, перенесенного льдами и главным образом падающего на дно при таянии льдов. Перенесенный льдами субаквальный тилль является ортотиллем, даже если находится под толщей морской воды. Только там, где происходит транспортировка материала льдами, употребляется термин паратилль. Естественно, что трудности номенклатуры возникают в связи с использованием различных терминов в процессах, формирующих осадок, но эти процессы нельзя видеть в обнажениях.

Структуры. Валуны и крупные гальки в составе тиллитов геологи обычно называют конгломератами, несмотря на то что основная толща сложена преимущественно тонкозернистыми материалами — глинами или их литифицированными эквивалентами. В тиллях, изученных Крамбейном [112], этот тонкозернистый матрикс составляет от 4/5 до 9/10 объема отложений, и лишь от 1/5 до 1/20 объема попадает в класс галек. У большинства тиллей алевролит и глина составляют от половины до двух третей осадка, медианный размер колеблется от 9 до 10 мкм. Это, по-видимому, глинистые тилли (рис. 6-17).



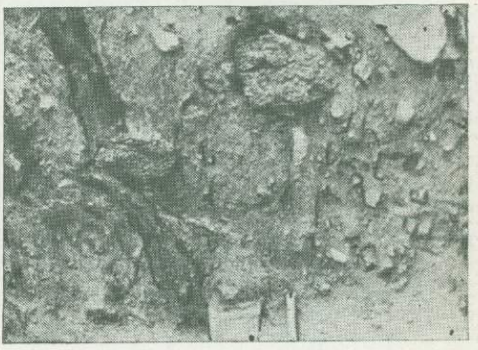


Рис. 6-15. Плейстоценовый тилль. оз. Балл, хребет Уинд-Ривер, штат Вайоминг. Фото К. Д. Холмса

Рис. 6-16. Тиллит Стурт, серия Аделаида (докембрий) близ Аделаиды, Австралия. Фото Р. Т. Чемберлена

Сортировка тиллей плохая. Все 48 проанализированных Крамбейном образцов тилля имеют 12 или несколько больше классов, содержащих не менее 1% материала. Ни в одном из классов размерности не представлена бóльшая доля материала. Самый крупный проанализированный модальный класс тиллей содержит лишь 20% массы всего образца, очевидно, модальный класс не является преобладающим. Некоторые виды проанализированных тиллей, по-видимому, имеют лишь один модальный класс, хотя большинство имеют два или более таких классов.

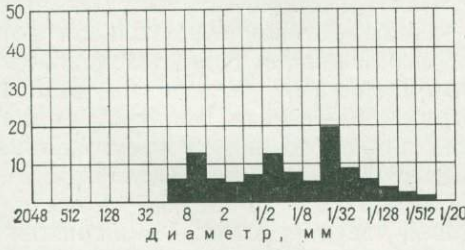


Рис. 6-17. Гистограмма тилля Висконсин (плейстоцен), Кэри, штат Иллинойс, США. Составлена по 10 образцам

На гранулометрический состав некоторых видов тиллей, в особенности тиллей, отлагаемых водой, могут оказывать влияние различные факторы. После воздействия водных течений или волн возможна селективная потеря тонкозернистых частиц. Когда они удалены полностью, то остаточные отложения представлены главным образом валунами или крупными гальками. В противоположном случае, когда ледники, продвигаясь через песчаные отложения, приобрета-

ют их значительную часть, тилль может стать сильно обогащенным песком.

Хотя тилль и тиллит состоят главным образом из тонких материалов, они могут содержать очень крупные валуны. Валуны диаметром 1 м довольно редки, но не являются исключением. Известны гляциальные эрратические валуны, масса которых превышает 1000 т. Так как основная часть тилля имеет размер 1 мкм и менее, а самые крупные — 1 м и более, происходит колебание размеров в миллион раз. Таким образом, тилль — самый плохо сортированный из всех осадков.

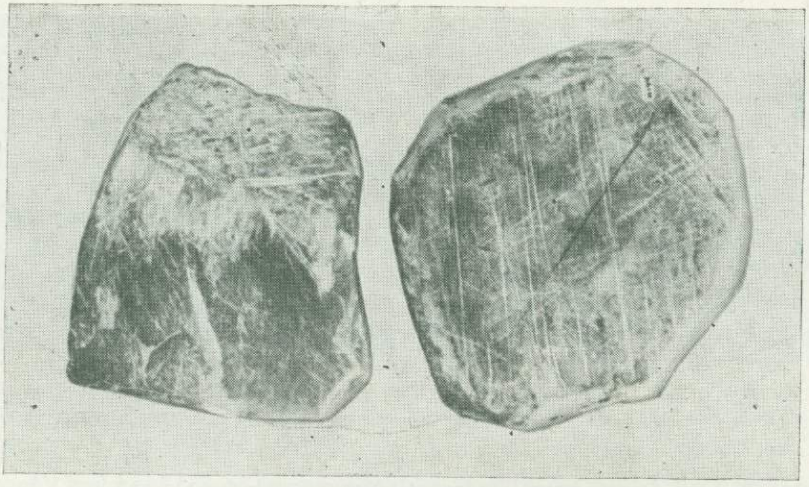


Рис. 6-18. Валуны тилля (плейстоцен), Иллинойс.
Обратите внимание на штриховатость, ограненность, стесненные края и углы. Самая крупная галька имеет диаметр около 13 см

Фон Энгелен [200] придерживался мнения, что гляциальные крупные и средние гальки имеют одинаковую форму с характерными признаками гляциального воздействия (рис. 6-18). Типичны обломки, напоминающие по форме ограненный и исштрихованный утюг. Деталями такой крупной гальки являются: 1 — приблизительно треугольная форма в плане, при этом наибольшая и самая ровная грань расположена внизу; 2 — заостренный, испещренный штрихами выступ на высшей точке самого острого угла нижней грани; 3 — слегка исштрихованная или зазубренная тыловая сторона над линией основания треугольника; 4 — тенденция к образованию выпуклости в верхней части «утюга»; 5 — боковые грани, расходящиеся в направлении к вершине; 6 — сколы или борозды на нижней грани или в носовой части «утюга»; 7 — штриховка на боковых гранях диагонально спускается в направлении к вершине; 8 — существуют признаки того, что отклонение от нормы или отсутствие одной из вышеперечисленных особенностей в хорошо обработанной гальке объясняется особой конфигурацией первичного обломка, характером и текстурой породы, а также составом образца.

Описание Энгеленом конечных форм обломков пород, подвергшихся гляциальному воздействию, было подтверждено количественными данными, собранными Уэнтуэртом [208], который провел анализ 626 гляциальных крупных галек. Триста образцов, подвергшихся всесторон-

нему гляциальному воздействию, были изучены детально. Была проведена классификация крупных галек по их общей конфигурации. В результате выявлена преобладающая пластинчатая форма, частично определяемая первичным уплощением обломка и продолжительной абразией двух первоначальных противоположных главных граней. Изучение краевых профилей (наблюдаемых, когда галька лежит на наиболее устойчивой грани) указывает на то, что пятиугольная форма, очевидно, самая распространенная. Приблизительно 2/3 галек имеют пятиугольные, четырехугольные, треугольные, многоугольные, трапециевидные или почковидные очертания. Форма «утюга», замеченная Энгеленом, подтверждается фактическим подсчетом. Типичные профили галек по-

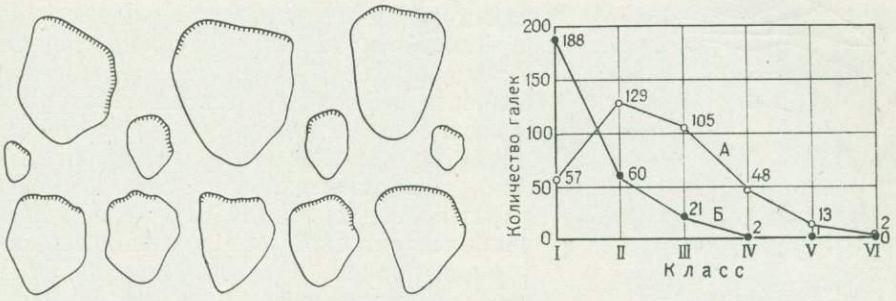


Рис. 6-19. Профили пятиугольных и других «утюгообразных» ледниковых галек и валунов, крупнейшие из которых имеют длину 18 см. По [208].
Сторона, обращенная по движению ледника, наверху; заштрихованы следы штрихованности и зазубренности

Рис. 6-20. Степень ограненности и штриховатости 626 галек и валунов из ледниковых наносов Висконсин (плейстоцен), близ Барабу, штат Висконсин. По [208].
А — известняк, Б — другие породы. Классы: I — нет ни штриховки, ни граней; II — слабая штриховатость; III — четкая штриховатость с одной стороны; IV — четкая штриховатость с двух сторон или пересекающаяся штриховатость с одной стороны; V — сетка штриховатости на двух гранях; VI — сетка штриховатости на нескольких гранях

казаны на рис. 6-19. Средняя галька представляет собой плитообразный обломок, длина которого в 1,4 раза больше его ширины и в 2,25 раза — толщины. Некоторые крупные гальки имеют длину, превышавшую в 4 раза их толщину и в два раза — ширину. Из 300 рассмотренных крупных галек 128 имели хорошо окатанные края, 116 характеризовались умеренной окатанностью и 56 были острыми, оскольчатыми. Таким образом, на большинстве галек заметны вполне определенные свидетельства их поверхностной шлифовки. Характерные концы и края «отталкивания» крупных галек, названные Уэнтуэртом срезанными рубцами (snub-scars), четко выделялись на 43 гальках, хорошо были видны на 107, слабо заметны на 42. Хотя на 108 образцах их не было видно, однако эти знаки дробления в «подветренных» (в отношении давления) краях достаточно многочисленны, чтобы считать их характерной особенностью крупных гляциальных галек. Типичный тиллевый камень покрыт штриховкой, хотя подобная штриховатость более свойственна определенным видам пород; в целом она, без сомнения, не столь широко распространена, как предполагалось. Изучение борозд Уэнтуэртом [208] показало, что в исследованных им образцах лишь 10% известняков и лишь 1% всех пород оказались штрихованными (рис. 6-20). Уэнтуэрт установил, что штрихи практически параллельны друг другу и в целом параллельны длинной оси тиллевого камня.

Из-за сильной сцементированности большинства тиллитов, в особенности относящихся к докембрию, гальки из матрикса трудно извлечь целыми. Соответственно трудно определить истинную форму крупных галек или обнаружить какую-либо штриховатость. Неудачные попытки обнаружить штриховку камней во многих древних тиллитах неудивительны, если учесть слабое развитие борозд даже в плейстоценовых тиллях. Штриховатость настолько показательна при надлежащих условиях, что она является одним из наиболее важных критериев установления гляциального воздействия. Но отсутствие ее не обязательно исключает ледниковое происхождение. Следует помнить, что слабая штриховка может возникать благодаря действию речного льда и других агентов [209].

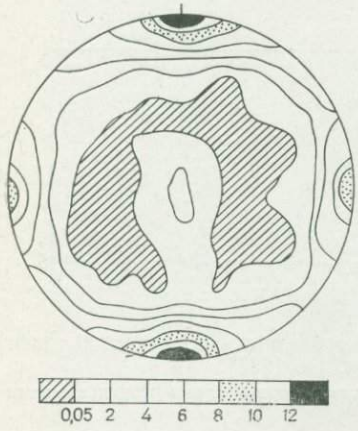


Рис. 6-21. Составная структурная диаграмма ориентировки длинных осей валунов тиллей, построенная по 1180 образцам валунов из 10 разных участков. По [99].

Нанесенный узор соответствует движению ледника в меридиональном направлении. Направление, откуда двигался лед, отмечено черточкой в верхней части диаграммы

Текстуры тиллей. Хотя на первый взгляд кажется, что многие тилли, в особенности ортотилли, лишены текстуры и слоистости или какого-либо другого элемента внутреннего строения, давно известно, что существует слабая, но явно выраженная тенденция к расположению наиболее длинной оси удлиненных обломков породы параллельно направлению движения льда во время формирования отложений (рис. 6-21). Подобное расположение осуществляется лишь для валунов в ортотиллях; падающие с плавающих льдов камни формируют иную текстуру. Несмотря на то что это явление было отмечено еще в 1884 г. Хью Миллером младшим, лишь в 1932 г. Рихтер начал свои систематические исследования строения тиллей. Он измерил и нанес на диаграмму направления ориентировки длинных осей галек. Направление движения льда, соответствующее его диаграммам, полностью совпало с известными проявлениями штриховатости, а также с моренными и другими глетчерными формами. После опубликования работы Рихтера его методика была применена к решению проблемы движения льда при различных исследованиях в США [113, 99], в Финляндии [153, 198, 199, 108] и в Великобритании [210]. У тиллей имеется также микротекстура, обусловленная движением льда [54]. Вопросы общего строения тиллей были подробно рассмотрены Поттером и Петтиджоном [166]. Предпринимались попытки изучить ориентировку валунов тилля в древних тиллитах [161, 133].

Несмотря на то что ортотилли являются массивными и лишенными какой-либо текстуры, за исключением ориентировки галек, рассмотренной выше, в паратиллях в различной степени проявляется слоистость. Обломки крупных размеров, превышающие мощность стратификационной единицы (слоя или пласта), по-видимому, не могли перемещаться латерально одновременно с вмещающими осадками. Эти валуны, спустившиеся сверху (с плавающего льда), беспорядочно ориентированы или проявляют вертикальную осевую симметрию. Они демонстрируют следы внедрения и нарушения линейности нижних слоев и не-

согласное перекрытие в верхней части [155]. Подобные соотношения, вероятно, служат свидетельством транспортировки материала плавающими льдами. Нарушение слоистости вокруг камня может быть результатом уплотнения глины, поэтому следует искать некоторую асимметрию между искажениями подстилающих и покрывающих слоев [90]. Следы разрыва и проникновения в подстилающих слоях являются веским аргументом ледового переноса валуна. Вертикальная ориентировка оси камня и тенденция плоских камней располагаться не параллельно напластованию являются дополнительными признаками его переноса плавучими льдами. В отличие от тиллоидов, тилли (включая тилли с падавшими со льда валунами) редко проявляют сортированность при переходе осадка вверх в более тонкие фракции.

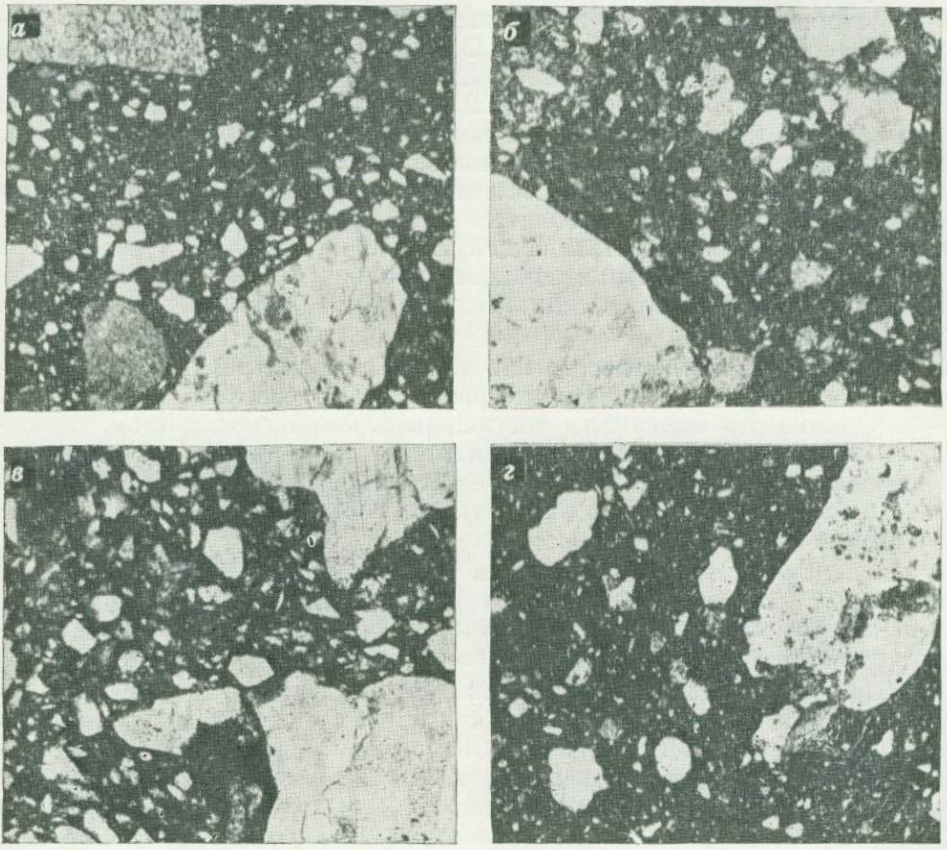


Рис. 6-22. Тилль и тиллит.

а — тилль Висконсин (плейстоцен), штат Иллинойс. Без анализатора, ×30. Крупные обломки пород, содержащие окаменелости и доломитовые известняки, меньшие по размеру обломки — преимущественно светлые угловатые зерна кварца, а также полевые шпаты; множество мелких зерен известняка с кусочками глинистого сланца (черные). Матрикс представлен известковым алевритом и глиной; *б* — тиллит Гоуганда, группа Кобальт (докембрий) шахты Брюс, провинция Онтарио, Канада. Без анализатора, ×30. Крупные обломки представлены гранитом, мелкие — кварцем (светлые) и полевыми шпатами (затемненные, с включениями). Матрикс — однородная пастообразная смесь, при более сильном увеличении заметно, что она обогащена хлоритом и серицитом, *в* — тиллит Двика (пермь), Южная Африка. Без анализатора, ×80. Обломки пород представлены гранитом, состоящим из микроклина (пелитизированные и рассеченные трещинами спайности) и кварца (светлые); песчаные зерна представляют собой чистый кварц и пелитизированные полевые шпаты. Матрикс представляет собой тонкую пасту неопределимого характера, *г* — тиллит Стурт, серия Аделаида (докембрий?), Австралия. Без анализатора, ×20. Крупные обломки представлены гранитом или полевыми шпатами (изобилуют включениями) и кварцем (светлый)

Состав. Хотя состав тиллей и тиллитов очень разнообразен, почти все они характеризуются набором невыветрелых глыб и тиллевых камней, помещенных в массу матрикса. Тиллевые камни, хотя они представлены преимущественно породами подстилающего основания, частично состоят из инородных для этих участков материалов. Тиллевые камни представлены различными типами пород: осадочными, метаосадочными, а также глубинномагматическими и эффузивными изверженными. В плейстоценовых тиллях тщательный подсчет и нанесение на диаграмму распределения и количества тиллевых камней или определенного типа пород позволяет определить модель глетчерного потока и дать также значительную информацию о природе недоступных пород ложа и даже, в некоторых случаях, о расположении скрытых залежей руды [166].

Матрикс тиллей, если он невыветрелый, обычно темно-голубовато-серый, а при окислении — бурый. Обычно цвет тиллитового матрикса изменяется от темно-серого до зеленовато-черного. Матрикс сильно напоминает граувакковый (которым он вероятно и является) и состоит из свежих, угловатых зерен кварца, полевого шпата и обломков породы, расположенных в мелкозернистой массе (рис. 6-22). В собственно тиллитах матрикс, по-видимому, обогащен хлоритовыми и слюдистыми компонентами и, вероятно, является продуктом слабого метаморфизма первичной глинистой составляющей тилля. В регионах с развитием толщ известняка истертый в порошок карбонат является обычным компонентом и способствует тому, что подобные отложения становятся сильно известковыми.

Валовой состав тиллевого или тиллитового матрикса в значительной степени напоминает матрикс граувакк и родственных пород (табл. 6-3). Обычно эти материалы обогащены алюминием, железом, щелочными землями и щелочными металлами. Тилли в районах развития известняков в значительной степени известковые и соответственно имеют высокое содержание CaO и CO_2, а также и MgO в том случае, если породы были доломитовыми.

Тилли и тиллиты с падавшими со льдин валунами отличаются от ортотиллей следами вымывания и удаления тонких частиц. Матрикс может быть более песчаным и, соответственно, содержание Al_2O_3, железа и K_2O более низкое, а SiO_2 — более высокое.

Стратиграфические аспекты. Мощность отдельных тиллевых покровов и тиллитов колеблется в широких пределах от одного-двух метров до сотен метров. Ввиду того что ледниковые явления обычно многократны, вероятно, что в отдельных разрезах может быть представлено несколько тиллевых или тиллитовых пластов. Такие гляциальные слои были скорее продуктами континентальных, а не горных ледников, поэтому тиллиты обычно обнаруживают на большой площади в породах одного возраста. Эпохи оледенения — это региональные, а не локальные явления. Поэтому тиллиты не обязательно имеют местное распространение, как, например, оползни, обвалы и другие сходные образования.

Многие, но не обязательно все тилли залегают на «валунных мостовых». Это положение верно только для первых или самых нижних частей разреза тиллей или тиллитов. Более высокие, молодые тилли могут переслаиваться с ледниково-озерными и флювио-гляциальными слоями, что свойственно континентальным тиллям. Морские тилли, в особенности с падавшими со льдин валунами, обычно не покоятся на «валунной мостовой».

Почти универсальными и наиболее важными спутниками тиллей или тиллитов являются ленточные глины или их литифицированные эквиваленты (варвиты или пелодиты). Эти материалы имеют исключительно равномерную слоистость, которая отражает сезонные отложения глин (или их литифицированных разностей — аргиллитов и аспидных сланцев) в спокойных пресноводных озерах (см. рис. 6-13). Многочисленные, перенесенные льдами, угловатые глыбы (как крупные, так и

Таблица 6-3

Химический анализ тиллей и тиллитов

Компонент	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	61,98	61,68	64,59	80,34	59,32	61,57
Al_2O_3	17,20	16,48	14,66	7,66	12,34	14,57
Fe_2O_3	1,42	1,73	2,89	1,39	2,29	1,80
FeO	4,49	5,61	3,55	0,72	3,72	5,54
MnO	0,10	0,09	0,08	—	0,45	—
MgO	3,27	3,18	3,83	0,83	4,01	3,01
CaO	1,00	0,53	0,46	1,51	5,20	2,40
Na_2O	5,27	3,99	1,60	2,13	1,80	2,46
K_2O	2,04	2,62	5,86	1,94	2,52	2,27
H_2O+	2,70	2,95	1,66	2,63**	7,76**	2,88
H_2O-	0,10	0,08	0,08			
TiO_2	0,60	0,49	0,47	0,42	0,55	0,50
P_2O_5	—	0,20	0,22	След	0,30	0,18
CO_2	—	0,12	0,31	—	—	2,87
C	—	0,00	0,07	—	—	—
S	—	0,11	0,01	—	—	—
BaO	—	0,04				—
		99,97				
Минимум O		0,08				
Сумма	100,15	99,89*	100,35	99,59	100,27	99,69

* Включает SO_3 0,01; F 0,05
** Потери при прокаливании.
А. Тиллиты Гоуганда (гурон), Онтарио. Аналитик М. Ф. Коннер [39].
Б. Ленточный аргиллит (пелодит), формация Гоуганда, Онтарио. Аналитик Л. Н. Тарран [162].
В. Тиллит Ферн-Крик (докембрий), округ Дикинсон, штат Мичиган, США. Аналитик Б. Брунн.
Г. Тиллит Ипанема (пермо-карбон), Сан-Паулу, Бразилия. Аналитик Фонтура [131].
Д. Тиллит Барра-Бонита (пермо-карбон), Парана, Бразилия. Аналитик М. Фонтура [131].
Е. Тиллит Двика (пермь), Южная Африка (Труды Универс. Торонто, геол. сер., 1921, № 12, с. 63—67).

мелкие), которые встречаются в этих слоях, свидетельствуют об их формировании в ледниковой обстановке. Наоборот, отсутствие подобных перенесенных льдинами эрратических обломков ставит под сомнение ледниковое происхождение многих древних отложений. Даже в шлифах грубые угловатые зерна кварца можно наблюдать в тонкозернистых алевритах или прослоях аспидных сланцев, что является микроскопическим доказательством транспортировки материала плавающими агентами (льдинами) (см. рис. 6-13). Как отмечал Линдсей [133], ленточная текстура широко известна в гляциальных озерных слоях, но она обычно не отмечается в морских осадках. Поэтому хотя падавшие со льдин валуны в тонкослоистом матриксе могут быть морскими, в истинной ленточной текстуре они имеют пресноводное происхождение.

Флювиогляциальные пласты, ассоциированные с тиллями и тиллитами, во многих отношениях сходны с негляциальными аллювиальными

галечниками. Подобные отложения обычно ассоциированы с тиллитами.

Так как плейстоценовые тилли обычно ассоциированы с лёссами (эоловыми алевритами), можно предположить, что литифицированные эквиваленты можно найти в древних гляциальных разрезах. Вероятно, этот случай не типичен, потому что большинство «ископаемых» гляциальных слоев скорее морского, а не континентального происхождения.

Распределение во времени и пространстве — примеры. Тиллиты не связаны с определенным временем или местом. Коулман [38] подытожил известные и проблематичные скопления гляциальных слоев. Однако такие отложения менее распространены, чем некогда предполагалось; большинство считавшихся ранее тиллитами образований оказались негляциальными тиллоидами, а не истинными тиллями. Кроувел и Флейкс [44] обобщили все сведения, касающиеся фанерозойских оледенений. Известно четыре периода широко распространенных оледенений: среднедокембрийский (около 2150—2500 млн. лет), эокембрийский, пермско-каменноугольный в Южном полушарии и плейстоценовый.

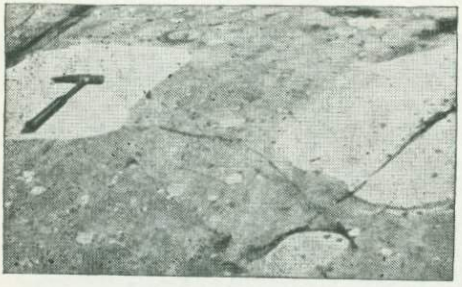


Рис. 6-23. Тиллит Гоуганда, группа Кобальт (докембрий), вблизи залива Грин, северное побережье озера Гурон, провинция Онтарио, Канада.
Вид в шлифе представлен на рис. 6-22,*б*.

Среднедокембрийские (эфебий Геологической Службы Канады) гляциальные отложения были известны давно. Лучше всего описаны тиллиты гоугандской формации (верхний гурон) восточной части провинции Онтарио и прилегающей части Квебека. Ранее описанные Уилсоном [216], они совсем недавно изучались Овеншайном [155] и Линдсеем [133]. Формация Гоуганда, развитая на площади нескольких тысяч квадратных километров, содержит штрихованные камни; тилль местами подстилается ледниковой мостовой [176] и представлен ленточными аргиллитами, содержащими перенесенные льдами глыбы (см. рис. 6-13, 6-14, 6-22 и 6-23). Породы, сходные по характеру и, как полагают, того же возраста, встречаются в группе Гурвиц Северо-Западных территорий Канады [8]. Считается, что относящиеся к нижнему гурону конгломератовые толщи Рамсей-Лейк и Брус являются параконгломератами гляциального происхождения [71]. Эти отложения, подобны тиллитам Ферн-Крик северной части Мичигана [159], рассматриваются некоторыми исследователями как одновозрастные с предполагаемыми тиллитами [221] формации Рини-Крик [167] того же района.

Вероятно, более известными и более распространенными являются гляциальные отложения эокембрия. Они, по-видимому, имеют планетарное распространение и, возможно, лучше всего изучены в северной части Норвегии [189, 168]. Тиллиты того же возраста известны на Шпицбергене и в Восточной Гренландии, в Австралии (ледниковые отложения Стурт Аделаидской серии) [102, 49, 25, 142], в горной цепи Уосатч штата Юта [10] и в других местах. Ледниковое происхождение этих отложений, в частности «тиллитов» Уосатч, некоторыми исследователями оспаривается [40]. Для отложений Норвегии и Австралии

твердо установлен ледниковый генезис, но, по-видимому, они скорее морские, чем континентальные. Детальный критический разбор работ по эокембрийскому оледенению был осуществлен Гарландом [91].

Наиболее известными из всех ледниковых отложений, без сомнения, являются пермско-каменноугольные толщи в Южном полушарии. Сюда входят тиллиты Двика Южной Африки [55, 87, 44], гляциальные и перигляциальные отложения бассейна Конго [103], тиллиты каменноугольного возраста в Бразилии и других частях Южной Америки [131, 68], ледниковые отложения Австралии и Тасмании [204, 44], ледниковые отложения Талхир в Индии [187], афонские тиллиты Фоклендских островов [68] и ледниковые отложения Антарктики [69]. Возрастная принадлежность этих отложений критически пересматривалась и, по-видимому, они действительно являются ледниковыми отложениями этого возраста. Они представляют одно из наиболее документально обоснованных и обширных древних оледенений.

Плейстоценовая ледниковая эпоха оставила о себе яркие и многочисленные свидетельства в Северной Америке и Европе. Отложения этой эпохи легко изучаются в континентальных обнажениях, где можно видеть, что они являются продуктом многократного оледенения и в большинстве случаев представлены тонкими (несколько десятков метров) и неконсолидированными осадками. Признаки этой ледниковой эпохи в морских условиях гораздо менее убедительны. Они были частично описаны Миллером [146]. Для более подробного ознакомления рекомендуем монографию по плейстоценовой ледниковой эпохе Флинта [63]. Помимо установленных ледниковых эпох, перечисленных выше, предполагалось, что имеются и другие отложения ледникового происхождения. Повторное изучение некоторых из этих отложений ставит под сомнение их ледниковое происхождение. Примером является так называемый «Тиллит» Сквонтум района Бостон-Бэй [175], который хотя и напоминает тиллит во многих отношениях, но лишен многих отличительных черт и, вероятно, имеет неледниковое происхождение [52]. Подобные отложения встречаются в геосинклинали Западного Конго, но недавние исследования поставили под сомнение их ледниковое происхождение [178]. Однако, по-видимому, существуют настоящие ледниковые отложения, помимо тех, которые принадлежат к четырем главным эпохам. Ими, например, являются некоторые ордовикские отложения Северной Африки [2].

Происхождение и геологическое значение. Несмотря на то что о тиллях было много написано, механизм их образования полностью не изучен. Связь состава тиллей и соседних коренных пород изучалась как в США [134, 100], так и в других странах. Гранулометрический состав тиллей частично исследовался Крамбейном [112] и Крамбейном и Тисделом [118]. Механизмы гляциального осадконакопления и сопряженные процессы рассматривались Гарландом, Геродом и Кринсли [92]. Условия накопления морских гляциальных образований были проанализированы Кэри и Ахмадом [29]. Этот вопрос рассматривался в трудах симпозиума [82, 63] и Флинтом. Важно отметить, что хотя наши знания о ледниковых процессах и ледниковых отложениях (основанные на изучении плейстоценовых и современных ледников) в основном сводятся к сведениям о континентальных оледенениях, в древних разрезах, по-видимому, представлены главным образом осадки, связанные с морскими оледенениями. Непонимание этого факта приводит к путанице в интерпретации. Следует различать тиллиты с валунами, перенесенны-

ми льдинами (паратилли), и отложенные ледниками тилли (ортотилли).

Геологическое значение тиллитов очевидно. В приложении только к оледенениям альпийского типа тиллиты прошлого, особо обширные по площади, отмечают периоды интенсивного и широко распространенного похолодания. Причины подобных значительных климатических изменений и механизмы распространения многих древних тиллитов в очень низких широтах все еще неизвестны. Очевидно, с ранних пор Земля подвергалась оледенениям таким же обширным, какими они были в недавнем прошлом и в настоящее время. Этот факт подает надежду, что такие явления можно было бы использовать для корреляции докембрийских отложений, в которых отсутствуют окаменелости, а также другие возможности обычных способов корреляции.

Тиллоиды («герелльтон») — неледниковые галечниковые аргиллиты

Не всякое хаотичное отложение с большими, внедренными в глинистый матрикс глыбами, является тиллитом. Следует проявлять большую осторожность при распознавании истинных тиллитов и других образований, напоминающих их — тиллоидов. Многие грязевые потоки, оползни, солифлюкционные отложения и некоторые вулканические туфы и брекчии сильно напоминают тилли. Различие между тиллитами и тиллоидами часто трудно выявить, и это послужило поводом к расхождению в оценках отдельных отложений и к обширной полемике. Полное обобщение проблемы и критериев, используемых для установления различий между тиллями и тиллоидами, даны Шермерхорном и Стэнтоном [178], Кроувеллом [43] и Гарландом, Геродом и Кринсли [92].

Определения. Как упоминалось ранее, термин диамиктит, или параконгломерат, применялся для обозначения таких пород, у которых рассеянные фенокласты включены в очень тонкозернистый матрикс. Тилль (и тиллит) является диамиктитом ледникового происхождения, а термин тиллоид применяется к неледниковым диамиктитам. Акерманн [1] предложил термин герелльтон для этих отложений.

Структуры, текстуры и состав тиллоидов. Так как тиллоиды являются продуктами нескольких различных процессов, они проявляют разнообразие текстур и структур и отличаются по характеру ассоциирующих отложений, а также по общей геометрии и размерам.

Более крупные, более обширные по площади и наиболее характерные (и, возможно, наиболее распространенные) тиллоиды связаны с подводным гравитационным течением. Субаэральные тиллоиды, связанные с оползнями, солифлюкцией и так далее, являются локальными или ограниченными по характеру, и так как они субаэральны и подвержены эрозии, вероятность их сохранности мала. Они могут представлять интерес лишь для исследователей, занимающихся геологией четвертичного периода. С другой стороны, отложения, связанные с подводным течением массы, являются распространенными и обширными, и многие из них были неправильно интерпретированы и рассматривались как гляциальные.

Негляциальные конгломератовые аргиллиты, или тиллоиды, варьируют от хаотичных ассоциаций крупнозернистых материалов, внедренных в аргиллитовый матрикс, до аргиллита с редкими крупными гальками (рис. 6-24). Матрикс может либо иметь подчиненное значение по сравнению с крупными обломками, либо преобладать. Многие галечные

аргиллиты, описанные Кроувеллом [43], на 80% состояли из матрикса и на 20% из рассеянных обломков. Самые крупные обломки могут иметь размер валуна.

При более внимательном рассмотрении оказывается, что многие из валунных слоев мощностью 50 м или более представляют собой хаотичные, бесструктурные отложения. В других случаях имеется остаточная слоистость, хотя и мало различимая. Особо примечательно наличие перемятой массы песчаника или глинистого сланца, пород, подобных тем, которые залегают под галечными аргиллитами. Она представлена изогнутыми или закрученными слоями, названными Кроувеллом [43] «оползневыми опрокинутыми складками обрушения». Более стойкие гальки обычно внедрены в глыбы глинистых сланцев или песчаников, свидетельствуя о том, что последние были мягкими во время включения в состав аргиллитов. Помимо этих смятых «интракластов», галечные аргиллиты содержат много инородных галек и валунов, часто имеющих полимиктовый состав и очень хорошо окатанных. По-видимому, подводный поток поглощал сильно размытые полимиктовые гальки обычного вида. Следовательно, эти ксенокласты могут быть породами любого типа, включая гранит.

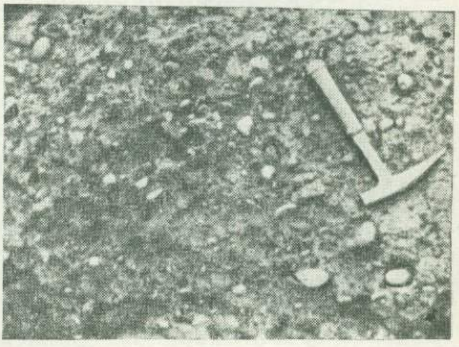


Рис. 6-24. Галечный аргиллит (верхний мел), Пиджон-Пойнт, Калифорния. Обратите внимание на окатанность обломков

Литологические ассоциации. Тиллоиды, возникшие в результате подводных грязевых потоков, ассоциируют с морскими осадками, обычно с глубоководными турбидитными песчаниками и глинистыми сланцами. Они встречаются в виде более или менее мощных пластов и линз, включенных в эти отложения. Однако в этих разрезах отсутствуют тонкослоистые аргиллиты с эрратическими глыбами, перенесенными льдинами, которые являются диагностическими для определения ледникового происхождения.

Распределение во времени и пространстве. Замечательные описания древних негляциальных галечных аргиллитов были опубликованы Кроуэллом [43], Шермерхорном и Стэнтоном [178], Мак-Брайдом [135] и Доттом [52].

Массивные морские аргиллиты, содержащие рассеянные гальки, встречаются в Калифорнии, в особенности в позднеюрских и раннемеловых толщах. Они были описаны и проиллюстрированы в классической работе Кроуэлла по галечным аргиллитам [43]. Так называемый Сквонтум — «Тиллит» района Бостон-Бэй является характерным примером этого класса пород. Они ранее рассматривались как ледниковые отложения [175], но были впоследствии интерпретированы [52] как отложения подводных грязевых потоков.

Слои Сквонтум содержат несколько конгломератовых пластов мощностью до 10 м и более, которые на 50% или более представлены аргиллитами и содержат крупные угловатые или деформированные интракласты слоистого аргиллита. Ассоциирующие с ними слои включают сортированные галечники и граувакки.

Широко известны валунные пласты формации Хэймонд (пенсиль-

ваний) района Марафон, штат Техас. Сообщалось, что там встречаются глыбы до 30 м в диаметре. Эти валунные аргиллиты долгое время были загадкой [111]. Они интерпретировались Бейкером [4] как ледниковые. Недавнее повторное изучение [135] показало, что они являются продуктом подводных оползней, грязевых и турбидитных потоков. Блоки необычно больших размеров, по-видимому, слишком крупны, чтобы их могли принести турбидитные потоки; предполагают, что они оторвались от подводных взбросовых уступов [111].

В эокембрийской геосинклинали Западного Конго галечниковые аргиллиты развиты на большой площади; предполагают, что они имеют ледниковое происхождение. Несмотря на их большую распространенность, Шермерхорн и Стэнтон [178] рассматривают их как продукты подводных грязевых и турбидитных потоков.

Сообщалось и о других тиллоидах, но лишь немногие из них были изучены в достаточной степени. К числу возможных субаквальных отложений грязевых потоков относят брекчию Кау-Хедд Ньюфаундленда [110], так называемый «Тиллит» Уосатч [40], конгломерат Левис в Квебеке [154], третичный «Тиллит» Ганнисон в Колорадо [196] и галечниковые и валунные юрские и меловые аргиллиты в Кейп-Бланко в Орегоне [52]. Девонский карбонатный конгломерат «обломочных потоков» был описан Куком и др. [42].

Происхождение тиллоидов. Большинство тиллоидов, точнее — наиболее представительных их разновидностей является продуктом подводного гравитационного движения, хотя некоторые довольно мелкие и локализованные отложения могут быть субаэральными. Как подчеркивал Дотт, эти движения могут быть нескольких видов: подводное скольжение или оползание, подводное движение пластичных масс и вязкий поток жидкости. Первые два ведут к образованию тиллоидов, последний — к формированию турбидитного потока. В первых двух может быть сохранена некоторая стратификация, хотя она обычно сильно нарушена. Если скорость и турбулентность увеличиваются в достаточной мере, то сцепление между частицами исчезает, и материал превращается в суспензию и движется в виде турбидитного потока. Большинство подводных несортированных галечных аргиллитов представляют собой остановившиеся потоки, которые только что перешли предел жидкостного состояния — критическое процентное содержание паровой воды, за которым материал более не ведет себя как пластичное твердое вещество. Тиллоиды довольно редки в геологических разрезах, потому что как только достигается жидкостный предел, вязкость быстро уменьшается. Таким образом, если предел пластичности потока превышен, неизбежно образование турбидитного потока с сопутствующей сортировкой и распределением обломков по размерам.

Возникновение обвалов и появление в результате этого подводного гравитационного движения может быть результатом перегрузок, наклона склонов выше критического, землетрясений и гидравлических давлений, вызванных приливами, фильтрацией или штормами.

Имеются сведения о подводных оползнях и подводных грязевых потоках на озере Цуг в Швейцарии и в некоторых норвежских фиордах [1], хотя о характере и структуре образовавшихся отложений известно немного. В фиордах материал оползней был транспортирова на значительные расстояния. Необычные размер и мощность предполагаемого потока Больших банок свидетельствуют о том, что эти агенты в состоянии образовать конгломератовые аргиллиты (тиллоиды), и нет необходимости привлекать для объяснения какой-либо другой механизм. Их

залегание, в некоторых случаях в переслаивании с тонкозернистыми породами, содержащими глубоководные фораминиферы, как, например, в разрезе Крик в Санта-Паула [43], служит еще одним доказательством в пользу этой интерпретации.

Некоторые конгломераты, менее удачно названные конгломератовыми аргиллитами, также одно время связывались с подводными оползнями и турбидитными потоками. Эти отложения не очень отличаются от плохо сортированных незрелых галечников, образовавшихся на суше, таких как фангломераты. Однако ассоциации этих слоев и другие соображения требуют необычного способа переноса и обстановки отложения. Конгломераты переслаиваются с морскими глинистыми сланцами, они обычно характеризуются сортированной слоистостью; в ассоциирующих песках отсутствуют косая слоистость и другие признаки мелководного осадконакопления, которых можно было бы ожидать, если бы галечники имели прибрежное или наземное происхождение. Подобные конгломераты типичны для верхнемеловых пластов долины Сан-Хоакин в Калифорнии [24]; для плиоцена бассейна Вентура, где, как полагают, они накопились на глубине не менее 1220—1525 м [149], и для формации Сьерра-Торро (мел) в Патагонских Андах [182]. Меловые конгломераты Уилер-Джордж в Калифорнии и архейские конгломераты в районе озера Миннитаки, штат Онтарио, вероятно, относятся к этому же типу (см. с. 217).

Диагенез конгломератов

Конгломераты, подобно всем осадочным породам, после отложения подвергаются изменениям. Наиболее существенным процессом является литификация, или затвердение, обычно сопровождающееся выпадением цемента, который связывает составляющие обломки воедино. Цементация обычных галечников существенно не отличается от цементации песков. В некоторых галечниках, слабо сцементированных карбонатами, процесс цементации начинается с нижних частей галек и валунов. При удалении из породы они оставляют тонкий карбонатный панцирь на нижней стороне, в котором содержатся интерстициальные зерна песка. Галечники с открытыми межгалечными полостями цементируются друзовидным кристаллическим цементом, обычно зубчатым кальцитом. В некоторых из них карбонат образует слоистую корку на гальке, что особенно характерно, в частности, для галечников, сцементированных каличе. Нередко галечники с открытыми полостями имеют грязевую оболочку на гальках [31]. Это покрытие может значительно уменьшить проницаемость.

Конгломератовые аргиллиты цементируются не только путем внедрения цемента, но и благодаря диагенетической или слабой метаморфической перекристаллизации глины и превращению этого материала в плотный аргиллит. (Для детального ознакомления с этими изменениями рекомендуем обратиться к разделу, посвященному диагенезу глинистых сланцев и аргиллитов).

Другие диагенетические изменения в конгломератах представлены внутрислойным растворением, которое происходит на контактах между гальками. Во многих случаях в известковых конгломератах между гальками возникает стилолитовое взаимопроникновение [6]. Такие стилолитовые контакты известны в кварцитовых конгломератах, в гальках из яшмы и кремня. Иногда растворение на контакте галек приво-

дит к возникновению углублений, тогда менее растворимая галька оказывается вдавленной в другую [121].

Механическое давление приводит к деформации галек даже при условии, что конгломераты деформированы несильно. Некоторые гальки кварцевого и кварцитового состава имеют трещины или микронарушения, которые представляют собой мелкие ступенчатые смещения на поверхности гальки. Это залеченные трещины, галька же обычно остается целой (рис. 6-25).

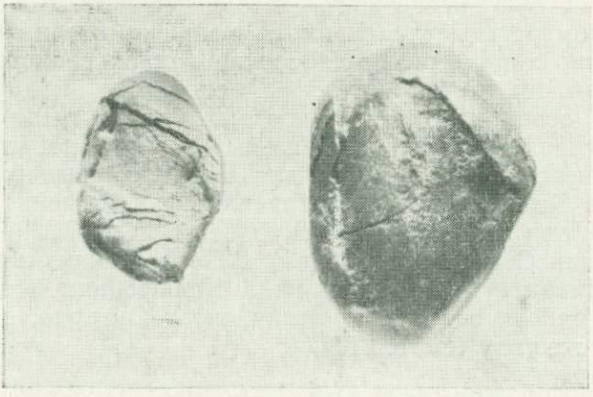


Рис. 6-25. Гальки с разломами, возраст и местоположение неизвестны. Фото К. Вебера

Внутриформационные конгломераты

Внутриформационные конгломераты, или брекчии эти — крупнообломочные отложения, образованные почти одновременно с фрагментацией и переотложениями рассматриваемого пласта [201, 60]. Подобная фрагментация и переотложение могут указывать на небольшой перерыв в отложении формации в целом. Обломки всегда имеют сугубо местное происхождение, они практически не подвергаются переносу и лишь слабо выветрелые. Хотя многие брекчии, например брекчии склона, можно в определенном смысле рассматривать как внутриформационные, они таковыми не считаются. Внутриформационные брекчии обычно приурочены к одному седиментационному подразделению — тонкому пласту мощностью от нескольких сантиметров до метра. Они могут широко распространяться и прослеживаться на несколько километров или более, но вообще они очень ограничены пространственно.

Термин интракласт был введен Фолком [67] для описания «обломков почти одновременных слоев, обычно слабо сцементированных карбонатных отложений, которые были отторгнуты из прилегающих частей морского дна и затем переотложены, образовав новые отложения». Несмотря на то что термин применяется к известковым морским осадкам, обломки глинистого сланца в песчанике весьма распространены и имеют внутриформационное происхождение. Поэтому можно сказать, что гальки любого внутриформационного конгломерата независимо от состава или места происхождения являются интракластами.

Интракласты образуются в результате нескольких различных процессов: наиболее часто в условиях мелководья и временных отливов, с последующим обезвоживанием и растрескиванием ила. Последующее

затопление растрескивающихся слоев нарушает положение обломков, которые могут слегка передвигаться и отлагаться вместе в виде тонкого выдержанного конгломерата, состоящего из уплощенных галек. В некоторых случаях фрагментация объясняется подводными оползнями или обвалами [165], зона брекчирования может прослеживаться в сильно складчатых и интенсивно смятых слоях. С другой стороны, конгломераты высыхания не демонстрируют такой связи с конседиментационными деформациями а, напротив, приурочены к зонам растрескивания ила и другим особенностям побережья.

Наиболее распространены два типа внутриформационных конгломератов. Один тип характерен для некоторых известняков и доломитов, в особенности для тех, которые являются песчаными или оолитовыми. Интракласты в подобных конгломератах или брекчиях представлены небольшими обломками известняка (или доломита), включенными в известняковый или песчано-известняковый (или доломитовый) матрикс (рис. 626). Такие брекчии, интракластовые рудиты Фолка [67], содержат уплощенные, дисковидные, хорошо окатанные гальки, образовавшиеся в процессе эрозии полуконсолидированных карбонатных осадков. Обломки могут состоять из известняка или доломита любого типа, но, по данным Петтиджона, они чаще всего тонкозернистые или микритовые. В грубых конгломератах обломки внедрены в матрикс карбонатного песка, обычно оолитовый или содержащий окатанные зерна кварца. Подобные конгломераты, вероятно, являются продуктом высыхания и затвердевания известковых илов, но могут также быть результатом подводной фрагментации и переноса турбидитными потоками. Первые, вероятно самые распространенные, связаны с пластами растрескивания и с другими особенностями береговой линии, например со строматолитами, и часто имеют песчаный матрикс. Конгломераты турбидитных потоков занимают большое пространство, они не связаны с береговой линией, у них глинистый матрикс и им присущи градационная слоистость и другие особенности, связанные с турбидитными потоками. Плоские галечники карбонатных конгломератов становятся на короткое ребро (перпендикулярно напластованию) и, соединяясь, образуют так называемые «беспорядочные конгломераты». Подобная структура, очевидно, является результатом пластинчатой формы обломков и более активного, чем обычно, перемешивания волнами и течениями.

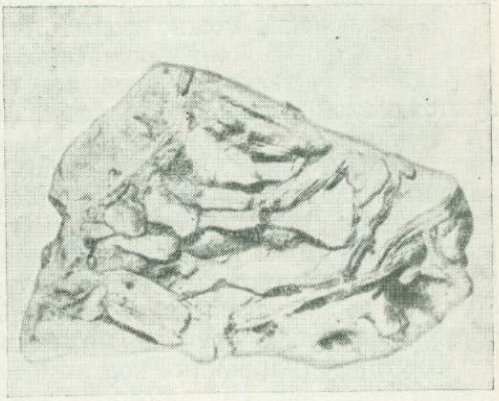


Рис. 6-26. Внутриформационный конгломерат Галлитан (кембрий), горы Титон, штат Вайоминг. США.

Длина образца около 13 см. Состоит из уплощенных галек слоистого кальцилютита в известково-глинистом матриксе

Второй очень распространенный тип внутриформационных конгломератов: конгломераты и брекчии с глинистыми гальками, в которых интракласты являются тонкими или пластинчатыми кусками глинистого сланца, внедренными в песчаный матрикс. Подобные уплощенно-галечниковые конгломераты обычны в толщах, состоящих из чередования

пластов глинистых сланцев и песчаников. Конгломераты с глинистыми гальками обычно присутствуют в основании песчаных пластов. Обломки могут быть представлены рассеянными осколками или чешуями глинистого сланца, или даже значительным количеством обломков размером в несколько сантиметров, приуроченных к нижним 5—10 см песчаного пласта. Если подобные сланцеватые галечники встречаются в красноцветных толщах, как это часто и бывает, то они, вероятно, являются обломками высыхания. Если их находят в переслаивающихся граувакково-глинистых разрезах, то обломки глинистого сланца могут быть продуктом подводной фрагментации («обломки вспарывания», создаваемые турбидитными потоками).

Внутриформационные конгломераты можно иногда принять за истинные брекчии трения (reibungs-breccias) тектонического происхождения или за некоторые редкие межформационные конгломераты, состоящие главным образом или исключительно из известняковых обломков.

В заключение можно сказать, что внутриформационные конгломераты, хотя они и являются распространенными, не указывают на какой-либо значительный перерыв в осадконакоплении. Они характеризуются малой мощностью, плоской формой галек, в некоторых случаях беспорядочным строением, ограниченным составом интракластов (только глинистый сланец или известняк), ассоциацией с пластами растрескавшихся глин или, в редких случаях, с подводными складками и градационными слоями. Очень важны конгломераты, связанные с подводными оползнями и турбидитными потоками, так как эти отложения, хотя и очень маломощные, могут быть широко распространены и представлять собой четкий маркирующий горизонт; явление, вызывающее образование такой брекчии, может длиться всего несколько часов.

Внутриформационные конгломераты и брекчии широко распространены в известняках и доломитах раннего палеозоя в регионе Аппалачей. Хорошо известны текстуры усыхания и связанные с ними плоскогалечниковые известняковые конгломераты региона Беллефонт в Пенсильвании [201]; конгломераты, сходные по характеру и происхождению, встречаются в толще Конокохиг (верхний кембрий), штат Мэриленд. Примерами плоскогалечных конгломератов служат конгломераты в кровле формации Грос-Вантр и в основании формации Галлитан (кембрий) в центральной части Вайоминга (см. рис. 6-26). Плоскогалечные конгломераты известняков Муав (кембрий) в районе Гранд-Каньон образуют тонкие пласты, которые, как полагают, прослеживаются более чем на 97 км нормально к предполагаемой береговой линии [137]. Они обусловлены скорее подводной, а не субаэральной фрагментацией.

Песчаники с обломками глинистого сланца имеют чрезвычайно широкое распространение, в особенности в аллювиальных разрезах, в которых зернистость уменьшается снизу вверх. Гальки, представленные красноцветными глинами, отмечаются в песчаниках Джуниаты (ордовик) в Центральной Пенсильвании и Кэтскилла (девон) а также в Мок-Чанк (миссисипий) в том же регионе. Все они представлены аллювиальными фациями и встречаются в подобных песчаниках в различных местах.

Докембрийская «сланцеватая брекчия», которая представляет собой маломощную, но обширную маркирующую толщу в районе Айрон-Ривер — Кристал-Фолз, штат Мичиган, состоит из небольших редких обломков аспидного сланца, внедренных в плотный пиритовый аргиллитовый матрикс. В основном мощность слоя менее 3 м. Появление

прослоя объясняется катастрофическим подводным оползнем или турбидитным потоком [106].

Брекчии

Термин брекчия является общим и применяется для обозначения пород любого вида, состоящих из скопления угловатых обломков. Способ соединения обломков в брекчии отражается только введением дополнительного слова или фразы. Польза этого термина заключается в исчерпывающем значении, которое характерно для терминологии незрелой науки. Однако термин настолько перегружен значением, что стал неинформативным (рис. 6-27). Вообще он использовался в свободном смысле как «мусорный» (wastebasket), применяемый для обозначения разнообразной группы пород. Обзор классификаций брекчий был дан Нортоном [152] и Рейнолдсом [170].



Рис. 6-27. Происхождение брекчии.

Брекчии: I — вулканические, или пирокластические; II — тектонические, или катакластические; III — седиментационные, или эпикластические (обрушения и растворения); IV — импактные, или брекчии камнепада

В этой книге мы различаем несингенетичные осадконакоплению брекчии или грубообломочные породы, состоящие из угловатых кусков, которые образуются постседиментационными процессами, и конседиментационные брекчии, обломки которых связаны происхождением и образовались одновременно с накоплением осадка. Мы будем использовать термин острообломочный (sharpstone) конгломерат для определения последней группы и ограничим применение термина брекчия первым типом.

Несингенетичные брекчии (брекчии в строгом смысле) представляют собой разнообразную группу как по происхождению, так и по физическим признакам. Они образуются тремя основными способами и, соответственно, делятся на катакластические, пирокластические и импактные. Катакластические (автокластические) брекчии являются такими породами, фрагментация которых вызывается движениями горных пород (одна масса породы движется по другой). Действующие нагрузки могут быть гравитационными или тектоническими. Во многих случаях амплитуда движения минимальна, при этом горизонтальная составляющая может отсутствовать. Пирокластические брекчии образуются при эксплозивном вулканизме. Импактные брекчии (брекчии камнепада) образуются при ударе метеоритов и их раскалывании.

Катакластические брекчии

В катакластических брекчиях (автокластических, по Грабау [83]) фрагментация осуществлялась движением крупных масс пород относительно друг друга. Пограничные материалы буквально истерлись в порошок. Движение пород вдоль плоскости сброса порождает сбросовые брекчии и глинистую смазку. Если сброс представляет собой надвиговый покров, образованные отложения располагаются в виде тонкого покрова под подошвой этого надвига. Подобно тиллю в основании перекрывающего ледяного покрова, он представляет морену тектоническую, а не ледниковую.

Здесь рассматриваются брекчии сбросов, брекчии складкообразования (брекчии трения) и конгломераты дробления. Брекчии сбросов отличаются перекрестным строением и глинистой смазкой. Почерневшие глыбы с зеркалами скольжения и глинистое вещество, имеющие аналогичные признаки срезания, обычно служат для идентификации этих образований. Тектонические морены или валуны и сходные материалы, скопившиеся в основании или в подошве надвигового покрова, часто путают с нормальными псефитовыми пластами, так как они местами залегают согласно с соседними толщами.

Наиболее распространены брекчии складкообразования, или брекчии трения, которые формируются в результате резкого складкообразования тонких жестких пластов, между которыми находятся некомпетентные пластичные слои. Переслаивающиеся кремни и глинистый сланец образуют брекчию трения при образовании острых складок. Такие брекчии имеют ограниченное распространение, приурочены к резкоскладчатым слоям и, по-видимому, переходят в ненарушенные пласты.

Конгломераты дробления образуются путем деформации жестких, тесно соприкасающихся пород. Вращение контактирующих блоков, грануляция и дробление могут создать породу, которая сильно напоминает нормальный конгломерат. Ромбовидная форма обломков, сходство состава обломков и матрикса и их ограниченный состав, обычно обусловленный происхождением от одного типа пород, являются отличительными свойствами этих пород. Конгломераты дробления можно спутать с «реконструированными» базальными конгломератами, очевидно, деформированными уже после отложения.

Оползневые брекчии и брекчии оседания

Некоторые брекчии образуются в результате гравитационного движения пород. Эти оползневые брекчии и брекчии оседания могут быть субаэрального или подводного происхождения. Вообще они имеют ограниченное площадное распространение и в количественном отношении не играют большой роли. Подводные оползни создают складки оползания и брекчии оползания. (Эти явления рассматривались в гл. 4). Оползни обрушения (и субаэральные, и подводные) возникают при добавлении воды в грязевые потоки, в подводной среде они переходят в грязевые реки и турбидитные потоки. В результате этого возникают тиллоиды — разновидность конгломератового аргиллита.

Образование оползней связано с величиной уклона структур и литологией осадка, в частности, с определенными видами глинистых минералов, которые при смачивании образуют слой смазки, обеспечивающей движение вышележащих масс породы. Геология оползней и связанных с ними явлений была обобщена Шарпом [185].

Несмотря на то что оползневые брекчии занимают небольшой объем, они установлены в древних геологических разрезах, например в кембрии Гранд-Каньона [184].

Брекчии обрушения (опускания) и брекчии растворения

Некоторые брекчии связаны с простыми направленными вертикально вниз движениями пород или опусканием, которые возникают в результате удаления подстилающего материала при растворении. Они

встречаются при растворении соляных пластов и опускании вышележащей толщи, часто представленной известняками. Такие брекчии широко распространены, занимают определенное положение в разрезе и обычно замещаются солевыми пластами при погружении. Мощность этих брекчий меняется от нескольких сантиметров до 10 м или более. Они сложены очень угловатыми обломками, обычно пластинчатыми кусками и глыбами известняка различных размеров. Нижний контакт брекчиевых слоев в отличие от верхнего очень резкий. Брекчии обычно имеют тонкозернистый матрикс, и различия между обломками и матриксом мало заметны; иногда брекчия цементируется крупнозернистым друзовым кальцитом или известковым туфом с гребенчатой текстурой. Некоторые брекчии растворения имеют донные полости, заполненные тонкозернистым осадком. Критерии различия брекчий растворения и известняковых брекчий иного происхождения были обобщены Блонтом и Муром [15].

Брекчии растворения найдены и изучены в миссисипском разрезе Юго-Западной Монтаны [144], в группе Винзор (миссисипий) Новой Шотландии [36], в верхней части отложений Глен-Роуз (мел) центральной части Техаса, в известняках Сант-Луи (миссисипий) недалеко от Олтона, штат Иллинойс [148], и в известняках силура района Макинак в Мичигане [125].

Растворение известняков под покровом песчаника и глинистого сланца приводит к образованию чашеобразной текстуры, воронкообразных углублений, в которые опустились вышележащие отложения. Опускание отложений в растущую воронку ведет к деформации, образованию брекчий и зеркал скольжений. Подобные наполненные воронки, достигающие ширины нескольких десятков метров и имеющие такую же глубину, были описаны в северном Иллинойсе [22] и Миссури [23].

Пирокластические брекчии

Грубообломочные пирокластические отложения включают вулканические брекчии, отложения, состоящие из глыб ранее отложившегося материала, в отличие от а г л о м е р а т а, образованного преимущественно бомбами и лавой, затвердевшей в воздухе [210]. (Вулканические брекчии относятся к вулканокластическим осадкам, которые описываются в гл. 9).

Импактные брекчии или брекчии камнепада

За последние годы, благодаря исследованиям Луны, геологи сконцентрировали внимание на ударном действии метеоритов. Хотя наземные ударные кратеры известны давно, лишь недавно были открыты и изучены связанные с этим явлением материалы «камнепада» и «базисной волны». В большинстве случаев этот материал заполняет кратеры или тесно с ними связан. Особое внимание уделено действию ударного метаморфизма [75] (образованию коэсита) и действию удара на кварц [33].

Хотя кратеры метеоритных ударов и связанный с ними материал склонны разрушаться поверхностными процессами (и, следовательно, мало вероятно, чтобы они сохранились), некоторые древние отложения интерпретировались как имеющие ударное происхождение. Наиболее примечателен «Туф» Онапинг (докембрий), который ранее относили

к пирокластическим отложениям типа игнимбрита [214]. С недавнего времени его стали рассматривать как материал камнепада [73, 74], связанный с действием метеоритного удара. Конусы дробления в основании кварцитов, объясняемые ударным метаморфизмом в самой брекчии, служат подтверждением этой точки зрения.

Псевдоконгломераты и псевдобрекчии

Некоторые породы напоминают конгломераты и могут ввести в заблуждение начинающих геологов. Подобные породы, если они подверглись метаморфизму, может спутать даже опытный специалист.

Диабазы и родственные породы, разрушающиеся in situ, образуют крупные округлые валуны *отслаивания*, которые, находясь на месте и в окружении глинистых продуктов выветривания, могут иметь сходство с валунными конгломератами. При тщательном рассмотрении заблуждение становится очевидным. Под концентрической оболочкой отслаивания у такого валуна находится твердое невыветрелое ядро.

Песчаник, сложенный округлыми конкреционными телами, также может быть похожим на конгломерат. Состав этих тел обычно известковый, и тот факт, что во многих случаях слоистость вмещающих пород проходит через них, раскрывает их вторичное, недетритовое происхождение.

Некоторые известняки частично или целиком состоят из «водорослевых шаров» размера гальки, концентрического строения *онколитов* (см. 426). Эти тела напоминают хорошо окатанные гальки. Некоторые из них, по-видимому, действительно образовались вокруг галек. В отличие от конкреций, они являются первичным компонентом породы. На разломе таких образований видна структура роста, что указывает на их необломочное происхождение.

Как отмечалось на с. 236, сдвиговые движения жестких близкорасположенных блоков пород создают матрикс, подобный глинистой смазке, и «тектонический конгломерат», который можно легко спутать с нормальным седиментационным конгломератом.

Определенные диагенетические процессы создают псевдобрекчии в некоторых известняках. Эти явления описали Бэтхёрст [7], Ройер [172] и Уоллес [203].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ackermann, E.*, 1951, Geröllton: Geol. Rundschau, v. 39, pp. 237—239.
2. *Arbey, F.*, 1968, Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaines d'Ougarta (Sahara algérien): Acad. Sci., C. R. Sér. D. v. 266, pp. 76—78.
3. *Baird, D. M.*, 1960, Observationson the nature and origin of the Cow Head Breccias of Newfoundland: Geol. Surv. Canada, paper 60—3, 26 pp.
4. *Baker C. L.*, 1932, Erratics and arkoses in the Middle Pennsylvanian Haymond Formation of the Marathon area, Trans-Pecos, Texas: Jour. Geol., v. 40, pp. 577—607.
5. *Barrell, J.*, 1925, Marine and terrestrial conglomerates: Bull. Geol. Soc. America, v. 26, pp. 279—341.
6. *Bastin, E. S.*, 1940, Discussion: a note on pressure stylolites: Jour. Gel., v. 48, pp. 214—216.
7. *Bathurst, R. G. C.*, 1959, Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudobreccias: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 365—376.
8. *Bell, R. T.*, 1970, The Hurwitz Group, a prototype for deposition on metastable cratons, in Basins and geosynclines of the Canadian Shield (Baer, A. J., ed.): Geol. Surv. Canada, paper 70—40, pp. 159—168.
9. *Blackwelder, E.*, 1931, Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 42, pp. 865—922.

10. *Blackwelder, E.*, 1932, An ancient glacial formation in Utah: Jour. Geol., v. 40, pp. 289—304.
11. *Blenk, M.*, 1960, Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse: Zeitschr. Geomorph., v. 4, pp. 202—242.
12. *Blissenbach, E.*, 1952, Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 25—27.
13. *Blissenbach, E.*, 1954, Geology of alluvial fans in semiarid regions: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, pp. 175—90.
14. *Blissenbach, E.*, 1957, Die jungtertiäre Grobschotterschüttung in Osten des bayerischen Molassetroges: Beih. Gel. Jahrb., v. 26, pp. 9—48.
15. *Blount, D. N., and Moore, C. H., Jr.*, 1969, Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 429—442.
16. *Bluck, B. J.*, 1964, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 395—400.
17. *Bluck, B. J.*, 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales: Sedimentology, v. 4, pp. 225—245.
18. *Bluck, B. J.*, 1967, Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 126—156.
19. *Boggs, S., Jr.*, 1969, Relationship of size and composition in pebble counts: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1243—1247.
20. *Boutcher, S. M. A., Edhorn, A. S., and Moorehouse, W. W.*, 1966, Archean conglomerates and lithic sandstones of Lake Temiskaming, Ontario: Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 17, pp. 21—42.
21. *Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowehamp, E. T.*, 1972, Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1261—1284.
22. *Bretz, J. H.*, 1940, Solution cavities in the Joliet Limestone of northeastern Illinois: Jour. Geol., v. 48, pp. 337—384.
23. *Bretz, J. H.*, 1950, Origin of filled sink-structures and circle deposits of missouri: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 61, pp. 789—834.
24. *Briggs, L. I., Jr.*, 1953, Upper Cretaceous sandstones of Diablo Range, California: Univ. California Publ. Geol. Sci., v. 29, pp. 417—452.
25. *Browne, W. R.*, 1940, Late Proterozoic (?) glaciation in Australia: 17th Int. Geol. Congr., v. 6, pp. 57—63.
26. *Bull, W. B.*, 1964, Alluvial fans and near-surface subsidence in western Frenso County, California: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 437-A, 71 pp.
27. *Cailleux, A.*, 1945, Distinction des galets marinos et fluviatiles: Bull. Soc. Géol. France, ser. 5, v. 15, pp. 375—404.
28. *Caldenius, C.*, Carboniferous varves, measured at Paterson, N. S. W.: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 6, pp. 349—364.
29. *Carey, S. W., and Ahmad, N.*, 1961, Glacial marine sedimentation, in The geology of the Arctic (Raasch, G. O., ed.): Toronto, Toronto Univ. Press, v. 2, pp. 865—894.
30. *Carozzi, A.*, 1956, An intraformational conglomerate by mixed sedimentation in the Upper Cretaceous of the Roc-de-Chère, autochthonous chains of High Savoy, France: Jour. Sed. Petrology, v. 26, pp. 253—257.
31. *Cary, A. S.*, 1951, Origin and significance of openwork gravel: Trans. Amer. Soc. Civ. Eng., v. 116, pp. 1296—1308.
32. *Cayeux, L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France: Roches siliceuses: Paris, Imprimerie Nationale, 774 pp.
33. *Chao, E. C. T.*, 1967, Shock effects in certain rock — forming minerals: Science, v. 156, pp. 192—202.
34. *Chase, G. W.*, 1954, Permian conglomerate around Wichita Mountains, Oklahoma: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 2028—2035.
35. *Clifton, H. E.*, 1963, The Pembroke Breccia of Nova Scotia: Ph. D. dissertation, Johns Hopkins Univ., 209 pp.
36. *Clifton, H. E.*, 1967, Solution-collapse and cavity filling in Windsor Group, Nova Scotia, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 819—832.
37. *Coleman, A. P.*, 1908, The Lower Huronian ice age: Jour. Geol., v. 16, pp. 149—158.
38. *Coleman, A. P.*, 1926, Ice ages, recent and ancient: New York, Macmillan, Inc., 296 pp.
39. *Collins, W. H.*, 1925, North shore of Lake Huron: Geol. Surv. Canada Mem. 143, 160 pp.
40. *Condie, K. C.*, 1967, Petrology of the Late Precambrian tillite (?) association in northern Utah: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 1317—1344.

41. *Conkling, H., Eckis, R., and Gross, P. J. K.*, 1934, Ground water storage capacity of valley fill: Bull. California Div. Water Resources 45.

42. *Cook, H. E., McDaniee, P. N., Mountjoy, E. W., and Pray, L. C.*, 1972, Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank («reef») margins, Alberta, Canada: Bull. Canadian Petrol. Geol., v. 20, pp. 439—497.

43. *Crowell, J. C.*, 1957, Origin of pebbly mudstones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 993—1010.

44. *Crowell, J. C., and Frakes, L. A.*, 1970, Phaneorzoic glaciation and the cause o' ice ages: Amer. Jour. Sci., v. 268, pp. 193—224.

45. *Crowell, J. C., and Frakes, L. A.*, 1971, Late Paleozoic glaciation of Australia Jour. Geol. Soc. Australia, v. 17, pp. 115—155.

46. *Crowell, J. C., and Frakes, L. A.*, 1972, Late Paleozoic glaciation. Part V, Karroo Basin, South Africa: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2887—2917.

47. *Dal Cin, R.*, 1967, Le ghiaie de Piave: Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., v. 16, pp. 3—112.

48. *Daubrée, A.*, 1879, Études synthetiques de géologie expérimentale: Paris, Dunod, 828 pp.

49. *David, T. W. E.*, 1907, Glaciation in Lower Cambrian, possibly in Pre-Cambrian time: C. R. Congr. Geol. Int. 10, Mexico, 1906, v. 1, pp. 271—274.

50. *Denny, C. S.*, 1965, Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 466, 62 pp.

51. *Donaldson, J. A., and Jackson, G. D.*, 1965, Archaean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 2, pp. 622—647.

52. *Dott, R. H., Jr.*, 1961, Squantum «tillite», Massachusetts — evidence of glaciation or subaqueous movements?: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1289—1306.

53. *Dott, R. H., Jr.*, 1963, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 104—128.

54. *Dreimainis, A.*, 1959, Rapid microscopic fabric studies in drill-cores and hand specimens of till and tillite: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 459—463.

55. *Du Toit, A. I.*, 1921, The Carboniferous glaciation of South Africa: Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 24, pp. 188—277.

56. *Du Toit, A. I.*, 1954, The geology of South Africa, 3rd ed.: Edingurgh, Oliver and Boyd, 625 pp.

57. *Emery, K. O.*, 1955, Grain size of marine beach gravels: Jour. Geol., v. 63, pp. 39—49.

58. *Erdmann, E.*, 1879, Bidrag till Känn edomen on rull stenars bildande: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 4, p. 407.

59. *Fernald, F. A.*, 1929, Roundstone, a new geologic term: Science, v. 70, p. 240.

60. *Field, R. M.*, 1916, A preliminary paper on the origin and classification of intraformational conglomerates and breccias: Ottawa Naturalist, v. 30, pp. 29—36, 47—52, 58—66.

61. *Fisher, R. V.*, 1960, Classification of volcanic breccias: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 973—982.

62. *Fisher, R. V., and Mattinson, J. M.*, 1968, Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California, inverse grading: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1013—1023.

63. *Flint, R. F.*, 1971, Glacial and Quaternary geology: New York, Wiley, 892 pp.

64. *Flint, R. F., Sanders, J. E., and Rodgers, J.*, 1960a, Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a widerange of particle sizes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 507—510.

65. *Flint, R. F.*, 1960b, Diamictite, a substitute term for symmictite: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, p. 1809.

66. *Folk, R. L.*, 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature: Jour. Geol., v. 62, pp. 344—359.

67. *Folk, R. L.*, 1959, Practical petrographic classification of limestones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, pp. 1—38.

68. *Frakes, L. A., and Crowell, J. C.*, 1967, Facies and paleogeography of Late Paleozoic Lafornian diamictite, Falkland Islands: Bull .Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 37—58.

69. *Frakes, L. A.*, 1968, Late Paleozoic glacial geography of Antarctica: Earth and Planetary Sci. Letters, v. 4, pp. 253—256.

70. *Frakes, L. A.*, 1969, Late Paleozoic glaciation: I. South America: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 1007—1042.

71. *Frarey, M. J., and Roscoe, S. M.*, 1970, The Huronian Supergroup north of Lake Huron, in Basins and geosynclines of the Canadian Shield (Baer, A. J., ed.): Geol. Surv. Canada, 70—40, pp. 143—158.

72. *Fraser, H. J.*, 1935, Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments: Jour. Geol., v. 43, pp. 910—1010.

73. *French, B. M.*, 1967, Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for origin by meteroic impact: Science, c. 156, pp. 1089—1089.
74. *French, B. M.*, 1968, Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteoric impact, in Shock metamorphism of natural materias (French, B. M., and Short, N. M., eds.): Baltimore, Mono Book, pp. 383—412.
75. *French, B. M., and Short, N. M., eds.*, 1968, Shock metamorphism of natural materials: Baltimore, Mono Book, 644 pp.
76. *Füchtbauer, H.*, 1967, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: Geol. Rundschau, v. 56, pp. 266—300.
77. *Garner, H. F.*, 1959, Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1327—1368.
78. *Gary, Margaret, McAfee, Robert, Jr., and Wolf, C. L., eds.*, 1972, Glossary of geology: Washington, Amer. Geol. Inst., 805 pp.
79. *Gasser, U.*, 1966, Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern): Eclogae Géol. Helvetiae, v. 59, pp. 724—772.
80. *Geikie, J.*, 1874, The great ice age, 2nd ed.: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 545 pp.
81. *Göbler, K., and Klaus-Joachim, R.*, 1968, Entstehung und Merkmale de Olistho-strome: Geol. Rundschau., v. 57, pp. 484—514.
82. *Goldthwait, R. P.*, 1971, Till, a symposium: Columbus, O., Ohio State Univ. Press, 402 pp.
83. *Grabau, A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: Amer. Geol., v. 33, pp. 228—247.
84. *Grabau, A. W.*, 1913, Principles of stratigraphy: New York, Dover, 1185 pp.
85. *Gregory, H. E.*, 1915, The formation and distribution of fluviatile and marine gravels: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 39, pp. 487—508.
86. *Grogan, R. M.*, 1945, Shape variation of some Lake Superior beach pebbles: Jour. Sed. Petrology, v. 15, pp. 3—10.
87. *Gubler, Y., Bugnicourt, D., Faber, J., Kubler, B., and Nyssen, R.*, 1966, Essai de nomeclature et caractèrisation des principales structures sédimentaires: Paris: Editions Technip, 291 pp.
88. *Hälbich, I. W.*, 1962, On the morphology of the Dwyka Series in the vicinity of Loeriesfontein, Cape Province: Univ. Stellenbosch, v. 37, ser. A, no. 2.
89. *Ham, W. E.*, 1954, Collings Ranch Conglomerate, Late Pennsylvanian, in the Arbuckle Mountains, Oklahoma: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, p. 2035.
90. *Hardy, R. M., and Legget, R. F.*, 1960, Boulder in varved clay at Steep Rock Lake, Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 93—94.
91. *Harland, W. B.*, 1965, Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation: Gel. Rundschau, v. 54, pp. 45—61.
92. *Harland, W. B., Herod, K. N., and Krinsley, D. H.*, 1966, The definition and identification of tills and tillites: Earth-Sci. Rev., v. 2, pp. 225—256.
93. *Harrison, P. W.*, 1957, A clay-till fabric: its character and origin: Jour. Geol., v. 65, pp. 275—308.
94. *Hatch, F. H., and Rastall, R. H.* (rev. Greensmith, J. T.), 1971, Petrology of the sedimentary rocks: New York, Hafner, 502 pp.
95. *Heezen, B. C., and Ewing, M.*, 1952, Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake: Amer. Jour. Sci., v. 250, pp. 849—873.
96. *Henderson, J. B.*, 1970, Petrology and origin of the sediments of the Yelloknife Supergroup (Archean), Yellowknife, District of Mackenzie: Ph. D. dissertation, Johns Hopkins Univ., 263 pp.
97. *Higgins, C. G.*, 1956, Formation of small ventifacts: Jour. Geol., v. 64, pp. 506—516.
98. *Hoffman, P. F.*, 1965, Proterozoic paleocurrents and depositional history of East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 6, pp. 441—462.
99. *Holmes, C. D.*, 1941, Till fabric: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 1299—1354.
100. *Holmes, C. D.*, 1952, Drift dispersion in west-central New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 63, pp. 993—1010.
101. *Hough, J. L.*, 1932, Suggestion regarding the origin of rock bottom areas in Massachusetts Bay: Jour. Sed. Petrology, v. 2, pp. 131—132.
102. *Howchin, W.*, 1908, Glacial beds of Cambrian age in South Australia: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 64, pp. 234—259.
103. *Hübner, H.*, 1965, Permokarbonische glazigene und periglaziale Ablagerungen aus dem zentralen Teil des Kongobeckens: Acta Universitatis Stockholmiensis, Stockholm Contributions in Geology, v. 13, no. 5, pp. 41—61.

104. *Humbert, F. L.*, 1968, Selection and wear of pebbles on gravel beaches: Ph. D. dissertation, Univ. Groningen, 144 pp.

105. *Irving, R. D.*, 1883, The copper-bearing rocks of Lake Superior: U. S. Geol. Surv. Monogr. 5, 464 pp.

106. *James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier, K. L.*, 1968, Geology and ore deposits of the Iron River-Crystal Falls District, Iron County, Michigan: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 570, 134 pp.

107. *Johansson, C. E.*, 1965, Structural studies of sedimentary deposits: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 87, pp. 3—61.

108. *Kauranne, L. K.*, 1960, A statistical study of stone orientation in glacial till: Bull. Comm. Geol. Finlande 188, pp. 87—97.

109. *Kerr, P. F., Bodine, M. W., Jr., Kelley, D. R., and Keys, W. S.*, 1957, Collapse features, Temple Mountain uranium area, Utah: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 935—982.

110. *Kindle, C. H., and Whittington, H. B.*, 1958, Stratigraphy of the Cow Head region, western Newfoundland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 315—342.

111. *King, P. B.*, 1958, Problems of boulder beds of Haymond Formation, Marathon Basin, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 1731—1735.

112. *Krumbein, W. C.*, 1933, Textural and lithologis variations in glacial till: Jour. Geol., v. 41, pp. 382—408.

113. *Krumbein, W. C.*, 1939, Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits: Jour. Geol., v. 47, pp. 673—706.

114. *Krumbein, W. C.*, 1940, Flood gravel of San Gabriel Canyon, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 639—676.

115. *Krumbein, W. C.*, 1941, The effects of abrasion on the size, shape, and roundness of rock fragments: Jour. Geol., v. 49, pp. 482—520.

116. *Krumbein, W. C.*, 1942, Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1355—1402.

117. *Krumbein, W. C., and Criffith, J. S.*, 1938, Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 629—652.

118. *Krumbein, W. C., and Tisdel, F. W.*, 1940, Size distribution of source rocks of sediments: Amer. Jour. Sci., v. 238, pp. 296—305.

119. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—165.

120. *Krynine, P. D.*, 1950, Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut: But. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Surv. 73, 247 pp.

121. *Kuenen, Ph. H.*, 1942, Pitted pebbles: Leidsche Geol. Meded., v. 13, pp. 189—201.

122. *Kuenen, Ph. H.*, 1964, Experimental abrasion. 6. Surf action: Sedimentology, v. 3, pp. 29—43.

123. *Kulling, O.*, 1938, Notes on varved boulderbearing mudstone in Eocambrian glacials in the mountains of northern Sweden: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 60, pp. 303—306.

124. *Kurk, E. H.*, 1941, The problem of sampling heterogeneous sediments: M. S. theisis, Univ. Chicago.

125. *Landes, K. K., and Ehlers, G. M.*, 1945, Geology of the Mackinac Straits area, Ch. 3, Mackinac breccia: Michigan Geol. Surv. Publ. 44, ser. 37, pp. 123—153.

126. *Landim, P. M. B., and Frakes, L. A.*, 1968, Distrinctior between tills and other diamictons based on textural characteristics: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1213—1223

127. *Landon, R. E.*, 1930, An analysis of beach pebble abrasion and transportation: Jour. Geol., v. 38, pp. 437—446.

128. *Lane, E. W., and Carlson, E. J.*, 1954, Some observations on the effects of particle size on movement of coarse sediments: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 35, pp. 453—462.

129. *Lane, E. W., and others*, 1947, Report of the sub-committee on sediment terminology: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 28, pp. 936—938.

130. *Lawson, A. C.*, 1925, The petrographic designation of alluvial fan formations: Univ. Calif. Publ., Dept. Geol. Sci., v. 7, pp. 325—334.

131. *Leinz, V.*, 1937, Estudos sobre a glasiacao permo-carbonifera do sul do Brasil: Brazil Serv. Fomento Prod. Min. Boletim 21, 55 pp.

132. *Lenk-Chevitch, P.*, 1959, Beach and stream pebbles: Jour. Geol., v. 67, pp. 103—108.

133. *Lindsey, D. A.*, 1969, Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation. Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 1685—1702.

134. *Lundquist, G.*, 1935, Blockundersokningar, Historik och methodik: Sveriges Geol. Undersökn., ser. 3, no. 390, 45 pp.

135. *McBride, E. F.*, 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas: Univ. Texas Bur. Geol. Rept. Inv. 57, 101 pp.

136. *McIver, N. L.*, 1961, Upper Devonian marine sediments in the central Appalachians: Ph. D. thesis, Johns Hopkins Univ. 530 pp.

137. *McKee, E. D.*, 1945, Cambrian history of the Grand Canyon region. Part I: Stratigraphy and ecology of the Grand Canyon Cambrian: Carnegie Inst. Washington Pub. 563, pp. 3—168.

138. *McLaughlin, D. B.*, 1939, A great alluvial fan in the Triassic of Pennsylvania: Mich. Acad. Sci. Papers, v. 24, pp. 59—74.

139. *Mansfield, G. R.*, 1906, The origin and structure of the Roxbury Conglomerate: Bull. Harvard Mus. Comp. Zool., v. 49, geol. ser., pp. 91—271.

140. *Mansfield, G. R.*, 1907, The characteristics of various types of conglomerates: Jour. Geol., v. 15, pp. 550—555.

141. *Maslov, V. P.*, 1938, Classification of breccias: Bull. Soc. Nat. Moscow, n. s., no. 46, sect. geol. 16, pp. 313—321.

142. *Mawson, D.*, 1949, The Late Precambrian iceage and glacial record of the Bibliando dome: Jour. Proc. Roy. Soc. New South Wales, v. 82, pp. 150—174.

143. *Meckel, L. D.*, 1967, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 223—258.

144. *Middleton, G. V.*, 1961, Evaporite solution breccias from the Mississippian of southwest Montana: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 189—195.

145. *Miller, B. M.*, 1936, Cambrian stratigraphy of northwestern Wyoming: Jour. Geol., v. 44, pp. 113—144.

146. *Miller, D. J.*, 1953, Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska: Jour. Geol., v. 61, pp. 17—40.

147. *Miller, H.*, 1884. On boulder glaciation: Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh, v. 8, pp. 156—189.

148. *Morse, W. C.*, 1916, The origin of the coarse breccia of the St. Louis Limestone: Science, n. s., v. 43, pp. 399—400.

149. *Natland, M. L., and Kuenen, Ph. H.*, 1951, Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 2, pp. 76—107.

150. *Nawara, K.*, 1964, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajes and some tributaries: Prace Muzeum Ziemi, nr. 6, pp. 3—111.

151. *Nordin, C. F., Jr., and Curtis, W. F.*, 1962, Formation and deposition of clay balls, Rio Puerco, New Mexico: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-B, pp. 37—40.

152. *Norton, W. H.*, 1917, A classification of breccias: Jour. Geol., v. 25, pp. 160—194.

153. *Okko, V.*, 1949, Glacial drift in Iceland: its origin and morphology: Bull. Comm Geol. Finlande 170, 133 pp.

154. *Osbourne, F. F.*, 1956, Geology near Quebec City: Nat. Canadien, v. 83, pp. 157—224.

155. *Ovenshine, A. T.*, 1965, Sedimentary structures in portions of the Gowganda Formation, north Shore of Lake Huron: Ph. D. dissertation, Univ. California at Los Angeles.

156. *Pelletier, B. R.*, 1958, Pocono Paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1033—1064.

157. *Pettijohn, F. J.*, 1934, The conglomerate of Abram Lake, Ontario, and its extensions: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 457—506.

158. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.

159. *Pettijohn, F. J.*, 1952, Precambrian tillite, Menominee district, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 63, p. 1289.

160. *Pettijohn, F. J.*, 1957, Sedimentary rocks (2nd ed.): New York, Harper, 718 pp.

161. *Pettijohn, F. J.*, 1962, Dimensional fabric and ice flow, Precambrian (Huronian) glaciation: Science, v. 135, p. 442.

162. *Pettijohn, F. J., and Bastron, H.*, 1959, Chemical composition of argillites of the Cobalt Series (Precambrian) and the problem of soda-rich sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 593—600.

163. *Plumley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: A study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526—577.

164. *Potter, P. E.*, 1955, The petrology and origin of the Lafayette Gravel, Part I. Mineralogy and petrology: Jour. Geol., v. 63, pp. 1—38.

165. *Potter, P. E.*, 1957, Breccia and small-scale Lower Pennsylvanian overthrusting in southern Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geool., v. 41, pp. 2695—2709.

166. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.

167. *Puffett, W. P.*, 1969, The Reany Creek Formation, Marquette County, Michigan: Bull. U. S. Geol. Surv. no. 1274-F, 25 pp.

168. *Reading, H. G., and Walker, F. G.*, 1966, Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finmark, northern Norway: Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol., v. 2, pp. 177—212.

169. *Reinemund, J. A.*, 1955, Geology of the Deep River coal field of North Carolina: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 246, 159 pp.

170. *Reynolds, S. H.*, 1928, Breccias: Geol. Mag., v. 65, pp. 97—107.

171. *Richter, K.*, 1932, Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus Kritzen and Langsachsen der Geschiebe: Zeitschr. Geschiebeforschung, v. 8, pp. 62—66.

172. *Royer, Louis*, 1938, Les causes possibles de l'aspect bréchoide de certaines roches: Soc. Géol. France. Ser. 5, v. 8, pp. 37—41.

173. *Russell, R. D.*, 1937, Mineral composition of Mississippi River sands: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, pp. 1307—1348.

174. *Rust, B. R.*, 1966, Late Cretaceous paleogeography near Wheeler Gorge, Ventura County, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 1389—1398.

175. *Sayles, R. W.*, 1914, The Squantum tillite: Bull. Harvard Mus. Comp. Zool., v. 66, geol. ser. v. 10, pp. 141—175.

176. *Schenk, P. E.*, 1965, Precambrian glaciated surface beneath the Gowganda Formation, Lake Timagami, Ontario: Science, v. 140, pp. 176—177.

177. *Schermerhorn, L. J. G.*, 1966, Terminology of mixed coarse-fine sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 831—835.

178. *Schermerhorn, L. J. G., and Stanton, W. I.*, 1963, Tilloids in the West Congo geosyncline: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 119, pp. 201—241.

179. *Schlee, J.*, 1957, Upland gravels of southern Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1371—1410.

180. *Schwarzbach, M.*, 1964, The recognition of ancient glaciations in Problems in palaeoclimatology (Nairn, A. E. M., ed.): New York, Wiley-Interscience, pp. 77—79.

181. *Schwetzoff, M. S.*, 1934, Petrography of sedimentary rocks: Moscow (review in 1935, Jour. Sed. Petrology, v. 5, p. 106) (in Russian).

182. *Scott, K. M.*, 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 72—107.

183. *Sedimentary Petrology Seminar*, 1965, Gravel fabric in Wolf Run: Sedimentology, v. 4, pp. 273—283.

184. *Sharp, R. P.*, 1940, A Cambrian slide breccia, Grand Canyon, Arizona: Amer. Jour. Sci., v. 238, pp. 668—672.

185. *Sharpe, C. F. S.*, 1938, Landslides and related phenomena, A study of mass-movements of soil and rock: New York: Columbia Univ. Press, 137 pp.

186. *Simonen, A.*, 1953, Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande 160, 64 pp.

187. *Smith, A. J.*, 1963, Evidence for a Talchir (Lower Gondwana) glaciation: striated pavement and boulder bed at Irai, central India: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 739—750.

188. *Sneed, E. D., and Folk, R. L.*, 1958, Pebbles in the lower Colorado River, Texas; a study in particle morphogenesis: Jour. Geol., v. 66, pp. 114—150.

189. *Spjeldnaes, N.*, 1965, The Eocambrian glaciation in Norway: Geol. Rundschau, v. 54, pp. 24—45.

190. *Sternberg, H.*, 1875, Untersuchungen über längen-und Querprofil geschiebeführende Flusse: Zeitschr. Bouwesen, v. 25, pp. 483—506.

191. *Teruggi, M. E., Mazzoni, M. M., and Spalletti, L. A.*, 1971, Sedimentologia de las gravas del Rio Sarmento (Provincia de la Rioja): Rev. Muc. La Plata, new ser., geol. sect., v. 7, pp. 77—146.

192. *Turner, C. C., and Walker, R. G.*, 1973, Sedimentology, stratigraphy, and crustal evolution of the Archean greenstone belt near Sioux Lookout, Ontario: Canadian Jour. Earth Sci., v. 10, pp. 817—845.

193. *Twenhofel, W. H.*, 1947, The environmental significance of conglomerates: Jour. Sed. Petrology, v. 17, pp. 119—128.

194. *Udden, J. A.*, 1914, Mechanical composition of clastic sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 655—744.

195. *Unrug, R.*, 1957, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec valley (western Carpathians): Acta Geol. Polonica, v. 7, pp. 217—257 (Polish with English summary).

196. *Van Houten, F. M.*, 1957, Appraisal of Ridgway and Gunnison «tillites», southwestern Colorado: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 383—388.

197. *Vassoevich, N. B.*, 1953, O nekotorykh flishevykh texturah (Znakakh) (On some flysch textures): Trudy Lvovs. Geol. Obsh. Univ. Ivan Franko; geol. ser., no. 3, pp. 17—85.

198. *Virkkala, K.*, 1951, Glacial geology of the Soumussalmi area, east of Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande 155, pp. 1—66.

199. *Virkkala, K.*, 1960, On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande 188, pp. 161—176.

200. *Von Engelen, O. D.*, 1930, Type form of faceted and striated glacial pebbles: Amer. Jour. Sci. ser. 5, v. 19, pp. 9—16.

201. *Walcott, C. D.*, 1894, Paleozoic intraformational conglomerates: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 5, pp. 191—198.

202. *Walker, R. G., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archaean sedimentation: analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2130.

203. *Wallace, R. C.*, 1913, Pseudobrecciation in Ordovician limestones in Manitoba: Jour. Geol., v. 21, pp. 402—421.

204. *Wanless, H. R.*, 1960, Evidences of multiple Late Paleozoic glaciation in Australia: Intl. Geol. Congr., Rept. 21st Sess. Norden, pt. 12, pp. 104—110.

205. *Wentworth, C. K.*, 1922a, A scale of grade and class terms for clastic sediments: Jour. Geol., v. 30, pp. 377—392.

206. *Wentworth, C. K.*, 1922b, The shapes of beach pebbles: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 131-S, pp. 74—83.

207. *Wentworth, C. K.*, 1935, The terminology of coarse sediments (with notes by P. G. H. Boswell): Bull. Nat. Res. Coun. 80, pp. 225—246.

208. *Wentworth, C. K.*, 1936a, An analysis of the shapes of glacial cobbles: Jour. Sed. Petrology, v. 6, pp. 85—96.

209. *Wentworth, C. K.*, 1936b. The shapes of glacial and ice jam cobbles: Jour. Sed. Petrology, v. 6, pp. 97—108.

210. *Wentworth, C. K., and Williams, H.*, 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Bull. Nat. Res. Council, v. 89, pp. 19—53.

211. *West, R. C., and Donner, J. J.*, 1956, The glaciation of East Anglia and the East Middlands: a differention based on stone orientation measurement of tills: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 112, pp. 69—91.

212. *White, W. S.*, 1952, Imbrication and initial dip in a Keweenawan conglomerate bed: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 189—199.

213. *Willard, B.*, 1930, Conglomerite, a new rock term: Science, v. 71, p. 438.

214. *Williams, Howel*, 1957, Glowing avalanche deposits of the Sudbury Basin: Ann. Rept. Ontario Dept. Mines, v. 65, pp. 57—89.

215. *Willman, H. B.*, 1942, Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa, and Streater Quadrangles: Bull. Illinois Geol. Survey, no. 66, p. 344.

216. *Wilson, M. E.*, 1913, The Cobalt Series: its character and origin: Jour. Geol., v. 21, pp. 121—141.

217. *Woodford, A. O.*, 1925, The San Onofre breccia: Univ. California Publ. Dept. Geol. Sci., v. 17, pp. 159—280.

218. *Woodward, H. B.*, 1887, Geology of England and Wales: with notes on the Physical features of the county (2nd ed.): London, G. Philip, 670 pp.

219. *Woodwordth, J. B.*, 1912, Geological expedition to Brazil and Chile, 1908—1909; Bull. Harvard Mus. Comp. Zool., v. 56, pp. 1—137.

220. *Yeakel, L. S., Jr.*, 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1515—1540.

221. *Young, G. M.*, 1966, Huronian stratigraphy of the McGregor Bay area, Ontario — relevance to the paleogeography of the Lake Superior region: Canad. Jour. Earth Sci., v. 3, pp. 203—210.

ГЛАВА 7. ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ

Введение

Песчаники образуют важнейший класс осадочных пород. Даже если исключить карбонатные и вулканогенные пески, песчаники составят около четверти всех осадочных пород. Многие пески и песчаники являются полезными ископаемыми и применяются как абразивы, как сырье для химической, стекольной, металлургической промышленности; в строительном деле как в качестве строительного камня, так и в виде добавок к штукатурке и бетону, в качестве формовочного материала и наполнителя для бумаги и т. д. Песками представлены важнейшие коллекторы природного газа, нефти и артезианских вод. Некоторые пески являются источником рудных минералов и драгоценных камней. Эрозия или отложение песков представляют инженерную проблему для пляжей рек и участков развития дюн.

Песчаные осадки лучше других отложений способствуют пониманию геологической истории. Их состав дает ключ к установлению источников сноса, ориентированные текстуры служат показателем палеотечений, геометрия осадков и внутренние текстуры проливают свет на условия осадконакопления.

Пески могут быть подразделены на три основные группы: терригенные, карбонатные и пирокластические.

Терригенные — это те пески, которые образовались путем выветривания и разрушения существовавших раньше пород. Они были перенесены, отсортированы и видоизменены движущимися флюидами — воздухом и водой, при этом источники сноса располагались вне бассейна осадконакопления.

Карбонатные пески — в основном морского происхождения и представлены преимущественно скелетными частицами, оолитами и местами переотложенными детритовыми карбонатными интракластами (внутриформационными частицами). Эти компоненты образуются в пределах данного бассейна осадконакопления и не являются обломками, возникшими при разрушении ранее существовавших пород. Исключение представляют песчаники, изобилующие карбонатными частицами, образовавшимися при быстрой эрозии мощных карбонатных разрезов орогенических цепей. Такие карбонатные пески являются терригенными песками, происходящими от существовавших ранее известняков и доломитов.

Пирокластическими называют пески, образовавшиеся при извержениях вулканов. Они могут отлагаться в разнообразных условиях, переносясь по воздуху или в воде. По отношению к некоторым пескам, обогащенным вулканическими обломками, применяется термин «вулканокластические». Они могут быть либо истинно пирокластическими, либо терригенными (если их происхождение связано с древней вулканической толщей).

В случае когда совместно отлагаются материалы нескольких генетических видов, различия между ними стираются. Пирокластический материал может смешиваться как с карбонатными, так и с терриген-

ными песками; карбонатные пески во всех пропорциях могут смешиваться с обычными терригенными песками.

В этой главе мы рассматриваем только истинно терригенные пески. Карбонатные пески после литификации обычно классифицируются как известняки, хотя, по существу, они являются разновидностью песчаника. Они описываются в главе, посвященной карбонатным породам. Пирокластические пески обычно рассматриваются как изверженные, но их с достаточно большим основанием можно считать осадочными. Из-за их специфического происхождения они рассматриваются отдельно в гл. 9.

Современные пески

Наши представления о песчаниках расширятся, если мы тщательно изучим современные пески, их образование и накопление.

Где может быть обнаружен песок в наше время? Если не принимать во внимание карбонатные и пирокластические пески, распространение песка связывается главным образом с реками и пляжами и, в меньшей степени, с дюнами и мелководными прибрежными акваториями. Аллювиальные пески представлены отложениями конусов выноса, русел рек и пойм, а также отложениями дельт при впадении рек в озера и моря. Большинство речных песков приурочено к руслам потоков, но часть из них выходит за пределы русел и формирует в пределах поймы паводковые отложения (пойменные песчаные наносы). Прибрежные пески включают не только пляжи, но и береговые бары, барьеры, приливно-отливные дельты, а в некоторых случаях — приливно-отливные отмели. В группу эоловых песков входят прибрежные дюны и обширные участки развития дюн в пределах некоторых пустынных бассейнов. Морские пески являются преимущественно шельфовыми, однако часть их переносится турбидитными потоками за пределы шельфа и накапливается у континентального подножья и в изолированных подводных впадинах.

В целом, на Земле нет геоморфологических регионов, где нельзя было бы обнаружить песок. Впрочем, глубоководные океанические впадины, являющиеся наиболее крупными геоморфологическими элементами планеты, почти лишены песка и содержат лишь принесенные и разбросанные ветром зерна, а также тонкие турбидитные пески вблизи материков. Другими словами, пески — континентальные осадки, они образуются на суше и большей частью здесь же остаются.

Примечательно, что зоны существенных песчаных скоплений современности имеют линейные очертания (береговые линии и реки), тогда как большинство древних песков образуют обширные стратиформные тела. Это различие между преимущественно линейным расположением участков накопления песков сегодня и обширными пластообразными скоплениями прошлого дает основание предположить, что последнее обусловлено перемещением зон накопления песков во времени, посредством латеральной миграции потоков или в результате трансгрессий и регрессий и соответственного перемещения береговой линии. Широкое распространение песков в пределах некоторых шельфовых участков представляет исключение из отмеченного правила. Однако эти пески могут быть реликтовыми, возможно, флювиальными отложениями, унаследованными от времени понижения уровня моря в ледниковые эпохи [81]. Участки развития дюн в современной обстановке представлены шире, чем в прошлом, что, по-видимому, связано с недостаточно

полной фиксацией их в геологической летописи. Но если Кюнен [179] прав, полагая, что окатанность кварцевых песчинок является результатом эоловых процессов, то большая часть песка горных пород должна была претерпеть воздействие эоловых процессов, хотя бы на отдельных этапах геологической истории. Кюнен подсчитал, что для поддержания среднепланетарной окатанности на постоянном уровне, т. е. для переработки новых угловатых зерен песка, добавляющихся ежегодно, необходимо существование пустыни площадью 2×10^6 км^2.

Не все обстановки накопления песков одинаково представлены в геологической летописи. Так, для палеозоя Центральных Аппалачей, где пески составляют 23% всего разреза [51], подсчитано, что половина или даже более песков представлена аллювиальными песками, около четверти — морскими турбидитами, а остальное — литоральными или мелководно-морскими песками. Эоловых песков не установлено.

Современные пески, за небольшим исключением, характеризуются средней или хорошей сортированностью и в целом (не считая песков, ведущих происхождение от древних сверхзрелых песков) довольно слабой окатанностью. Попытки установить связь между структурными особенностями песка и условиями и механизмами осадконакопления потребовали значительных усилий. Например, были проведены исследования по выявлению различий между песками морских пляжей, дюнными и речными песками по некоторым параметрам размерности зерен или соотношению таких параметров [98, 99 219]. Адден [303] был одним из первых исследователей, применивших гранулометрию в общем виде или в виде отдельных ее аспектов, таких, как «коэффициент сортированности» для восстановления условий осадконакопления. Более поздние исследования были обобщены Петтиджоном, Поттером и Сивером [238]. В общем, эти усилия ознаменовались частичным успехом. По-видимому, установленные факты свойственны пескам одних участков и полностью неприменимы к другим [163, 263]. В большинстве случаев результаты зависят от метода исследования, легко применимого, например, к современным несцементированным пескам и неприменимого к древним кварцитам.

Минералогический и химический состав современных песков изменяется в широких пределах. По-видимому, он скорее зависит от размера и литологических особенностей области питания, нежели от климата, условий и механизма осадконакопления. По составу большинство песков представляет собой смесь кварца, полевого шпата и обломков пород. Каковы их соотношения в современных песках? К сожалению, для ответа данных мало, так как большинство минералогических исследований современных песков игнорируют преобладающую фракцию легких минералов и концентрируют внимание на содержащихся в песке редких тяжелых минералах. Обобщение данных по более чем 400 образцам современных песков Северной Америки [238] показало, что среднее содержание полевых шпатов равно 15,3%, то есть аналогично величине, полученной по 434 пробам песчаников Русской платформы [256, табл. 2]. Содержание полевых шпатов колеблется от 1 до 77%. Речные пески содержат 22%, а пляжевые и дюнные — около 10%. Повышенная концентрация полевых шпатов в речных песках может быть обусловлена чрезмерно большой долей материала ледниковых наносов; низкое содержание полевых шпатов в пляжевых и дюнных песках, возможно, является результатом примешивания более зрелых песков Прибрежной равнины к пескам побережья Атлантического океана и Мексиканского залива, откуда отбирались образцы.

Данные по содержанию частиц пород бывают еще менее удовлетворительными, чем данные по полевым шпатам. Частицы пород широко представлены в современных песках, но их общее количество и тип редко являются характерными показателями. Более того, большинство обломков пород непрозрачные или пропускают свет только в тонком шлифе и поэтому не изучаются. Очевидно, необходимо цементировать современные пески in situ и изготавливать из них шлифы для изучения таким же способом, каким изучаются древние песчаники. Данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют о том, что пески современных рек в изобилии содержат обломки пород. Например, пески реки Огайо содержат их в среднем 31% [97]. Неполная сводка [238, табл. 2-4] показывает среднее содержание обломков пород 20% для речных песков. В целом для рек приемлемой будет величина 20%, возможно, до 30%. Содержание обломков пород, в отличие от полевых шпатов, в значительной мере зависит от крупности зерен. Более грубые пески содержат заметно большее количество обломков пород по сравнению с ассоциирующими с ними тонкозернистыми песками [2, 269].

Таким образом, в среднем речной песок содержит около 22% полевых шпатов, 20% обломков пород и 58% кварца. Как отмечено выше, аллювиальные пески образуют крупнейшую отдельную категорию, следовательно, в среднем современные пески являются незрелыми (или, по крайней мере, недозрелыми) как по составу, так и в структурном отношении.

Таблица 7-1

Модальный состав современных песков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д
Кварц	86	15	64	17,6	64
Калиевый полевой шпат	} 5	{ 5	7	10,3	5[3*]
Плагиоклаз	}	{ 28	4	7,5	2[4*]
Обломки пород	8	36	19	57,2	29[5*]
Прочие легкие минералы	1	—	4	3,1*	—
Тяжелые минералы	4,7	6	(4)**	6,8	—
Пироксен, амфибол, слюда	—	8	P	6,8	—

* «Матрикс».
** Не учитывается в итоге.
3* «Кислый» полевой шпат.
4* «Основной» полевой шпат.
5* Включает 2% кремнистых сланцев, 17% «кварцевых агрегатов» и 10% других частиц породы.

А. Песок р. Огайо, вблизи Кэйро, штат Иллинойс, США [97] (сублитаренитовый песок).
Б. Осадок р. Колумбия (песок и крупнозернистый алеврит). Вашингтон, США [318]. Лититовый аренит, предшественник граувакки.
В. Река Миссисипи вблизи Мексиканского залива [259]. Лититовый аренит.
Г. Песок из небольших ручьев, западное Чиуауа, Мексика. Смесь семи проб [313]. Вулканокластический лититовый аренит.
Д. Песок из Рейна, Рурский бассейн [164, рис. 2]. Значения взяты с рисунка. Лититовый аренит.

Представительные модальные анализы современных песков даны в табл. 7-1.

Химический состав современных песков отражает, как и следовало ожидать, минеральный состав. Представительные анализы приведены в табл. 7-2. Из-за отсутствия цемента общий состав современных терригенных песков характеризуется несколько меньшим содержанием

кремнезема, заметно меньшим содержанием CO_2 и CaO по сравнению с их древними аналогами.

Какие выводы можно сделать из этого краткого обзора современных песков? Они отличаются от древних песков по ряду важных параметров. В отличие от граувакк геологического прошлого, они, по существу, лишены матрикса; это отличие дает основание полагать, что матрикс имеет диагенетическое или постседиментационное происхождение. Современные пески по составу обычно недозрелы или незрелы. Исключением служат пески, образующиеся непосредственно при разрушении древних сверхзрелых песчаников. Для древних пород обычно

Таблица 7-2

Химические анализы современных песков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	67,7	86,1	73,50	99,72	31,10	76,70
TiO_2	0,8	0,74	0,34	—	Следы	—
Al_2O_3	13,6	5,45	13,3	0,27	4,06	13,48
Fe_2O_3	5,1	1,20	1,55	0,08	0,79	0,92
FeO		1,41	0,56			
MnO	0,1	0,06	0,04	—	—	—
MgO	1,9	0,61	0,56	0,02	1,20	0,74
CaO	3,4	0,98	1,12	0,06	30,55	1,40
Na_2O	2,8	0,55	2,34	0,09	1,51	1,75
K_2O	2,1	0,96	4,01	0,01	1,07	3,41
H_2O+	Не опр.	1,10	1,80	—	3,25	—
H_2O-	„ „	0,27				
P_2O_5	—	0,14	0,02	—	Следы	Следы
CO_2	Не опр.	0,58	0,12	—	25,20	„
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
S	—	0,02	—	—	—	—
Сумма	97,5	100,17	99,27	100,25	98,73	

А. Усредненный образец, р. Колумбия — песок и крупнозернистый алеврит [318]. Лититовый аренит, предшественник граувакки.

Б. Песок р. Огайо, Кэйро, штат Иллинойс, США [97]. Сублититовый аренит.

В. Современные реки, Западная Чиуауа, Мексика [313]. Вулканомиктовый аренит.

Г. Пляжевые пески (смесь 22 проб), восточная часть побережья Мексиканского залива [150]. Ортокварцитовый песок, второй цикл.

Д. Дюнный песок Сент-Кастл (северное побережье Франции) [44]. Обогащен обломками ракушек, кварцем и небольшими количествами полевого шпата и биотита.

Е. Речной песок, р. Луара, Франция [44]. Содержит детритовый кварц, полевой шпат, кремнистый сланец и немного глауконита.

присутствие чистых кварцитов (ортокварцитов), которые, по-видимому, сейчас не образуются. Отмечено также, что скопления современных песков в большинстве своем характеризуются линейной конфигурацией; обширные покровные образования, присущие прошлым геологическим эпохам, в общем отсутствуют. Наконец, структура и состав современных песков слабо отражают условия осадконакопления, но взамен этого они более тесно связаны со структурой и составом исходных пород. Воздействие течений улучшает сортировку, но установление различий между дюнными, пляжевыми и речными песками на базе гранулометрии в лучшем случае неопределенно. Определяющим фактором состава современных песков является область питания.

Свойства песчаников

Строение

Песок состоит в первую очередь из каркаса, слагаемого детритовым материалом, и пустот, которые образуют систему пор или пустотное пространство между элементами каркаса. Пустоты, или поры, в древних песчаниках могут быть частично или полностью заполненными. Поэтому изучение песка или песчаника направлено на исследование каркаса, его состава и микрогеометрии, а также характера и объема пор и материала, заполняющего поры.

Каркас, по определению, слагается материалом, имеющим размер песка, т. е. от 1/16 до 2 мм в диаметре. Обычно это плотно упакованные зерна, сгруппированные таким образом, что каждое зерно находится в сцеплении с соседними, при этом каркас в целом представляет собой механически устойчивую в гравитационном поле Земли структуру. В отличие от зерен изверженных и метаморфических пород, которые образуют протяженные контакты друг с другом, контакт зерен песка имеет только тангенциальный характер. Концентрация напряжения при таких контактах может привести к растворению и отложению растворенного материала в другом месте, что приводит к увеличению площади соприкосновения зерен и уменьшению порового пространства. Конечным продуктом такого воздействия является порода с протяженными контактами между зернами и с нулевой пористостью. Эти постседиментационные изменения в строении песка рассматриваются в разделе, посвященном диагенезу песчаников.

Некоторые пески характеризуются не столь простым соотношением каркаса и пустот. Вместо детритового каркаса с системой пор, частично или полностью заполненных осаждающимся цементом, порода может представлять собой сплошной агрегат зерен размерностью от песка до алеврита и глины. Это в а к к и, из которых наиболее известны граувакки. Здесь нет явной границы между крупнозернистой фракцией песка и мелкозернистым материалом. Материал размера песка помещен в м а т р и к с. Произвольная грань, проводимая между зернами и матриксом, является, однако, важной отличительной особенностью для целей интерпретации. Эту границу можно поместить на рубеже $^1/_{16}$ мм (0,0625), или 0,05 мм, или даже опустить ее до 0,03 мм. Каково должно быть соотношение матрикса и песка, чтобы отнести породу к вакке? Некоторые исследователи придерживаются мнения, что матрикса должно быть 15%, другие допускают меньшую его долю [74, 323].

Происхождение матрикса не вполне определенное; он может либо иметь первично седиментационный характер, либо быть продуктом постседиментационного диагенеза. Поскольку большинство современных песков не содержит матрикса, представляется более вероятным, что интерстициальный тонкий материал является вторичным, т. е. диагенетическим продуктом.

Каркас обычного песка или песчаника может быть описан исходя из его геометрии и состава. Геометрия определяется свойствами зерен или элементов каркаса — размером, сортированностью, формой, окатанностью, поверхностными структурами и характером их упаковки и ориентировкой. Гранулометрические особенности можно устанавливать статистическими измерениями крупности или однородности размера. Эти особенности связаны со специфическим гидравлическим режимом, который определял осаждение песка, и с размерностью материала, который может переноситься и осаждаться потоком. Для грубого замера сорти-

рованности достаточно определить соотношение крупнейшего и наименьшего зерен. В хорошо отсортированных песках это соотношение меньше 10, в слабо сортированных песках оно может превышать 100. Зерна песка характеризуются большим разнообразием формы и степени окатанности. Вопросы интерпретации гранулометрических особенностей и другие геометрические свойства уже рассматривались выше (см. гл. 3).

Пески имеют тенденцию к плотной упаковке. Зерна несферической формы обычно располагаются так, чтобы длинные оси были параллельны поверхности осадконакопления, в некоторых случаях они характеризуются черепитчатым расположением. В большинстве случаев в зернах в срезе, параллельном плоскости напластования, видна слабая ориентировка, соответствующая направлению течения осаждающего потока. В редких случаях отмечается беспорядочная ориентировка, обусловленная постседиментационным перемещением, часто вызываемым живыми организмами (биотурбацией).

Пустоты обычно занимают 30—35% объема песчаника. В результате образования матрикса или отложения цемента объем пор уменьшается. В «среднем» песчанике пористость близка к 15%, в исключительных случаях она может приближаться к нулю. Цемент может отлагаться как кристаллографическое продолжение обломочных зерен (например, кварц на кварце, кальцит на кальците), но может также отлагаться на обломочных зернах в виде друзовой «рубашки», или в виде микрокристаллической мозаики в пустотах. Только карбонатный цемент может иметь крупнокристаллическую структуру и включать одно или более обломочных зерен в такой кристаллический индивид или «песчаный кристалл» (см. рис. 12-3). Некоторые виды цемента, особенно карбонатный цемент, вторгаются в каркас и частично замещают его. Свойства цементирующих материалов, их строение и связь с зернами каркаса, а также вопросы их происхождения более детально рассматриваются ниже (с. 304).

Пески варьируют в широких пределах по степени зрелости. Конечным продуктом процессов формирования осадка является такой осадок, в котором содержатся зерна только одного минерала (наиболее устойчивый — кварц), одного размера (совершенная сортированность) и характеризующиеся полной окатанностью. Таких песков не существует, но некоторые приближаются к идеалу достаточно близко. Концепция зрелости как структурной, так и по составу представляется весьма важной, и для выяснения степени зрелости песка не следует жалеть усилий [89].

Текстуры

Песчаникам присуще большое разнообразие осадочных текстур, которые лучше всего видны в обнажениях. Большое значение имеют внутренние текстуры отдельных пластов. Часто в песчаниках видна косая слоистость, масштаб которой считают функцией как крупности зерен, так и мощности слоя осадков. Одним пескам свойственны мелкие знаки ряби, другим — внутренняя градационная текстура. Как уже отмечалось, градационная (ритмическая) и косая слоистости (определенно крупномасштабная косая слоистость) являются взаимоисключающими текстурами и считаются характерными для двух различных фациальных типов песчаников. Сортированная слоистость — это показатель осадконакопления ниже волновой базы и свойственный главным

образом глубоководным песчаникам. Некоторые песчаники (возможно, большинство) не имеют ни той, ни другой текстуры; в других, по-видимому, отсутствует любая внутренняя текстура. Однако исследование рентгеновскими лучами показывает, что в большинстве случаев эти кажущиеся массивными песчаники характеризуются той или иной слоистостью [131]. Более детально осадочные текстуры описаны в гл. 4.

Минералогия

Расшифровка истории песчаника опирается на тщательное изучение его минерального состава. Однако одного лишь перечня содержащихся в нем минералов недостаточно. Необходимо распределить компоненты песчаников на несколько групп, отвечающих обоснованным генетическим категориям: группу первичных обломков, группу цементирующих минералов и группу минералов, происхождение которых связано с постседиментационными преобразованиями. Такое подразделение предполагает интерпретацию и суждение, основанные на деталях, доступных наблюдению (преимущественно структурных), и на взаимоотношении зерен минеральных компонентов. Некоторые минералы, например кварц, могут быть представлены в нескольких категориях. Кварц может быть и обломочным компонентом, и цементирующим материалом.

Перечень первично обломочных минералов, встречающихся в песках, очень длинный. Если исходные породы подверглись неполному выветриванию и транспортировка была короткой, почти все известные минералы размера песка, содержащиеся в исходной породе, могут быть обнаружены в песках. Для более детального ознакомления с распространенными обломочными минералами рекомендуем классические работы Милнера [217], Крамбейна и Петтиджона [165], Тикела [296], Дюпле [75] и Рассела [260].

Хотя перечень возможных минералов длинный, в практике встречается относительно небольшое их число, а в большинстве шлифов количество видов минералов еще более ограничено. В большинстве песчаников преобладающим минералом является кварц, часто его доля достигает 90% от всей обломочной фракции. Полевые шпаты, хотя и являются распространенными минералами, играют здесь, в отличие от изверженных пород, подчиненную роль. Кроме кварца и полевого шпата, только слюда, при условии ее содержания в исходной породе, может стать существенной составной частью обломочной фракции нормального песчаника. В некоторых песчаниках присутствуют обломки пород, иногда они встречаются в изобилии.

Кварц, опал и халцедон. Кварц, самый распространенный минерал песков, главный компонент многих песчаников. Обычный песчаник на две трети сложен кварцем. Являясь первично обломочным минералом, кварц может быть также аутигенным, образуя во многих случаях нарастания на обломочных зернах, в этом качестве он играет роль цементирующего материала.

Обломочный кварц песчаников имеет диаметр зерен менее 1 мм, а обычно — менее 0,6 мм [61]. Зерна крупнее 1 мм обнаруживают тенденцию быть сложными, поликристаллическими, в отличие от более распространенных монокристаллических зерен. Величина кварцевых зерен определяется главным образом размером кварцевых зерен в исходной породе. Первоначальным источником почти всего обломочного кварца являются содержащие кварц изверженные породы, преимущественно граниты. Дейк [61] показал, что эти породы редко

дают зерна крупнее 1 мм. Крупные зерна в этой исходной породе настолько растресканы и разбиты, что только 9% кварца в изученных Дейком породах было крупнее 1 мм. Размер 20% зерен превышал 0,6 мм.

Форма кварцевых зерен весьма разнообразна, но в основном она близка к сферической. Зерна часто слегка продолговатые и по длине обычно совпадают с направлением кристаллографической оси *c*. Уэйланд [312] объясняет это векторной абразией, обусловленной незначительными различиями в твердости кварца по оси *c* и по оси *a*. Однако Ингерсон и Рамиш [154] установили, что кварцевые зерна изверженных, метаморфических пород и даже гранита стремятся иметь удлиненную форму в направлении, параллельном оси *c*, что является выражением призматического габитуса кварца. Поэтому конечная форма осадочного кварца отображает первоначальную его форму. Блосс [23] и Мосс [220] экспериментально установили, что кварц обладает несовершенной призматической и ромбоэдрической спайностями, поэтому при раскалывании образуются зерна, вытянутые либо параллельно оси *c*, либо под определенным углом к ней. При установлении области сноса была использована удлиненность зерен: кварц метаморфических пород характеризуется большей удлиненностью, чем кварц магматического происхождения. Это подтверждается данными Бокмана [25], установившего, что средний коэффициент удлиненности (отношение длинной и короткой осей) равен 1,43 для гранитов и 1,75— для кристаллических сланцев.

Бóльшая часть обломочного кварца содержит включения. Они обычно мелкие, беспорядочно расположенные в зерне, хотя и проявляют тенденцию к упорядочению по плоскостям. Включениям как средству выяснения происхождения кварца уделялось большое внимание. Макки [196] разделил обломочный кварц по характеру включений на 4 группы: с игольчатыми, правильными, неправильными включениями, без включений. Примером игольчатых включений являются иглы рутила. Правильные включения образуют минералы, имеющие кристаллографическую огранку. Неправильные включения составляют заполненное флюидом пространство с пузырьками газа или без таковых. Наблюдения Макки привели к выводу, что игольчатые и неправильные включения характерны для кварца изверженных пород; кварц кристаллических сланцев и гнейсов содержит правильные включения. Основываясь на более полных наблюдениях, Келлер и Литлфилд [159], повидимому, разделяют эту точку зрения, хотя подчеркивают, что ни один тип включений не является диагностическим ни для изверженного, ни для метаморфического кварца.

Погасание кварца варьирует от резкого до волнистого. Кварц, подвергшийся воздействию деформирующих усилий, характеризуется «затененностью напряжения» или «волнистым погасанием», наблюдаемым при скрещенных николях. В связи с этим считалось, что кварц метаморфических пород характеризуется заметным волнистым погасанием, что не свойственно кварцу изверженных пород. Однако наблюдения показывают, что крупнозернистый кварц определенных гранитов обладает большей напряженностью, чем мелкозернистый отожженный кварц некоторых метаморфических пород. Сделан вывод, что волнистое погасание является ненадежным критерием при определении области сноса [22].

На основании тех или иных особенностей обломочного кварца предпринимались неоднократные попытки его классификации с тем, чтобы

выделенные группы указывали на источник сноса. Сорби [281], наряду с Макки [196], был одним из первых исследователей кварца в осадочных породах. Позже появились работы Крынина [168, 173], в которых выделены такие разновидности кварца, как изверженный (включая глубинномагматический, вулканогенный и гидротермальный кварц), метаморфический (включая давленый и инъекционный кварц) и осадочный (может быть аутигенной оболочкой обрастания или заполнять жилы и пустоты). Классификация Крынина трудна для применения частично из-за того, что признаки, используемые для разделения, перекрывают границы групп, а частично из-за недостаточной изученности кварца в исходных породах. Хотя среднестатистические величины для нескольких типов исходных пород могут иметь различия, однако часто бывает невозможно отнести конкретные зерна к тому или иному классу *.

Несмотря на то, что во всех случаях отличить изверженный кварц от метаморфического невозможно, часто удается распознать вулканогенный кварц (т. е. кварц, образовавшийся из эффузивных изверженных пород, особенно из кварцевых порфиров). Такой кварц является преимущественно ненапряженным и характеризуется простым погасанием; зерна его могут иметь изрезанные или округлые очертания, обусловленные резорбцией магмой, а в отдельных случаях демонстрировать прямые грани гексагональных бипирамидальных кристаллов. Вулканогенный кварц часто образует ассоциации с обломками кислых пород, а иногда — с зернами полевых шпатов зонального строения. В исключительных случаях кварц вулканического происхождения слагает значительную часть как молодых [313], так и древних песков [298].

Более важную роль играет поликристаллический кварц, зерна которого представлены двумя или более кристаллами. Во многих песках поликристаллический кварц имеет такое же распространение, как и монокристаллический. Составные зерна кварца могут быть сложены микрокристаллическим кремнистым сланцем, тонкозернистым кварцитом или более грубозернистым кристаллическим кварцем либо магматического, либо метаморфического происхождения. Недавние исследования грубозернистого кристаллического кварца [22, 21, 52, 306] показали, что, чем крупнее зерно, тем больше шансов у него быть поликристаллическим. Отмечено также, что соотношение поли- и монокристаллического кварца наименьшее в более зрелых песках; возможно это происходит из-за меньшей стабильности поликристаллических форм. Поликристаллические зерна разнообразны по размеру и строению составляющих их элементов. Одни из них полигональные, т. е. с прямыми простыми границами, обычно сходящимися под углом 120°; в других случаях границы сложно-сутурные. Предполагается, что первые возникают при «статическом отжиге», а вторые — при «холодной обработке» [306].

Распространенность кварца в песках, естественно, объясняется его высокой стабильностью. В среднем содержание кварца в изверженных породах колеблется от 12 [46] до 20,4% [186] тогда как песчаник, ведущий происхождение от изверженных пород, в среднем содержит

---

* В нашей стране разработана вероятностная методика определения источников сноса по кварцу, позволяющая по сумме типоморфных признаков (включениям минералов и минералообразующей среды, а также оптически определимым структурным дефектам зерен) с той или иной степенью надежности отнести каждое конкретное зерно кварца к определенному генетическому типу — И. М. Симанович «Кварц песчаных пород» [1978 г.]. — Прим. ред.

67—70% кварца [186]. Такое обогащение предполагает высокую степень механической и химической устойчивости кварца. Он не является совершенно нерастворимым, и при определенных условиях, как это имеет место в некоторых почвах, несет заметные следы коррозии и окатанности [57, 47]. Однако в песчанике кварц не только стабилен, но и возрастает в объеме, что доказывается вторичным разрастанием. Он заметно устойчивее кремня, который обычно подвержен внутрислойному растворению [279].

Кварц обладает большой механической прочностью. Добре [65], опираясь на эксперименты, установил, что кварц теряет лишь 0,0001 объема при транспортировке на 1 км. Изучение процесса абразии Тилем [293] и Кюненом [178, 180, 181] подтверждает факт медленного абразионного разрушения кварца.

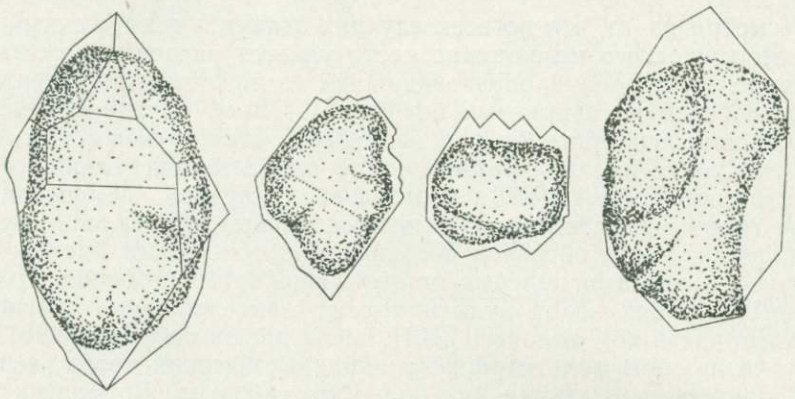


Рис. 7-1. Увеличение размеров кварцевых зерен в результате регенерации.
Точечный контур показывает границы песчаного зерна; сплошные линии — грани кристаллов после вторичного роста. По Ирвингу и Ван-Хайзу [155]

Кварц играет также важную роль как цементирующий материал песчаников. Он является преобладающим цементом во многих песчаниках, особенно палеозойских и более древних. Кварц как цемент во многих случаях появляется в результате вторичного разрастания (регенерации) обломочных кварцевых зерен. Такое разрастание описано Сорби [281]. Вскоре после него Ирвингом и Ван-Хайзом [155] описаны многочисленные примеры регенерации кварца в образцах из разрезов Северной Америки. Это явление широко распространенное и, может быть, универсальное для всех песчаников, в которых цементом служит кристаллический кварц. В слабосцементированных песчаниках кварцевые зерна могут быть легко отделены и исследованы под бинокулярным микроскопом. При разрастании кварца восстанавливается его основная форма и симметрия кристалла (рис. 7-1). Даже в макроскопическом образце можно установить такое разрастание по блеску, видному при ярком солнечном освещении и обусловленному отражением света от многочисленных граней вновь образованных кристаллов. В шлифе можно видеть, как зона разрастания отделяется от обломочного ядра полоской примесей, очень четкой, если обломочное зерно перед разрастанием было покрыто рубашкой окислов железа (см. рис. 7-20). Однако во многих сливных кварцитах граница между обломочным ядром и зоной разрастания менее четкая, а в некоторых случаях ее установить невозможно. Если шлиф исследуется с применением катодной люминесценции, содержащийся в кварце редкий элемент вызывает флюоре-

сценцию, которая дает возможность дифференцировать ядро и зону разрастания [277] *.

Опал и халцедон также широко распространены в песчаниках и в качестве компонентов обломочных зерен кремня и (более редко) как цемент. Опал никогда не содержится в очень древних песчаниках, так как он подвергается девитрификации и кристаллизуется в виде халцедона. Халцедоновый цемент обычно облекает обломочные зерна и характеризуется волокнистостью. При этом волокна располагаются перпендикулярно поверхности зерна.

Полевые шпаты, являясь самой распространенной группой минералов изверженных пород, в песчаниках играют подчиненную роль по отношению к кварцу. Однако в некоторых современных песках их содержится больше, чем кварца. Среднее содержание полевых шпатов, выведенное по 404 образцам современных песков Северной Америки, равно 15,3% [238], что аналогично значению, полученному по 435 образцам песчаников (от докембрийских до четвертичных) Русской платформы [256]. Среднее (но не средневзвешенное) значение по 98 песчаникам Северной Америки составило 10,2%.

Идентификация полевых шпатов и установление различий между их разновидностями — дело трудное, особенно при модальном анализе, когда требуются данные по каждому зерну. Единственным удовлетворительным методом является окрашивание [258, 185].

Полевые шпаты в песчаниках включают калиевые полевые шпаты, часто микроклин и плагиоклазы, обычно близкие по составу к альбиту. Зональные кристаллы полевых шпатов распространены ограниченно, их происхождение часто связывается с вулканическими источниками, где полевые шпаты представлены ограненными кристаллами или их обломками. Обломочные полевые шпаты могут быть прозрачными или с частичным или полным помутнением, связанным с появлением продуктов изменения.

Предпринимались попытки проследить связи разнообразных полевых шпатов с потенциальными исходными породами [251]. Волнистая зональность указывает на вулканическое или гипабиссальное происхождение [239]. Полевые шпаты кислых вулканических пород чаще всего представлены санидином, в глубинных магматических породах преобладает ортоклаз или микроклин. В пирокластических породах полевые шпаты содержатся в виде эвгедральных или разбитых эвгедральных кристаллов, иногда с оболочкой из стекла или раскристаллизованного стекла.

Очевидно, полевые шпаты отличаются меньшей стабильностью по сравнению с кварцем: поэтому остаточные продукты выветривания глубинных изверженных пород обеднены полевыми шпатами и обогащены кварцем. Обеднение является результатом распада полевых шпатов по профилю выветривания, оно может быть усилено их разрушением в процессе абразии при транспортировке.

Хотя полевые шпаты считаются более подверженными механическому разрушению, чем кварц, данные на этот счет противоречивы. Макки [196] отмечал уменьшение содержания полевых шпатов с 42 до 21% в песках р. Файндхорн в Шотландии при их транспортировке на расстояние 48—64 км; он считал, что это обусловлено абразией. Плам-

* В упомянутой работе рассмотрено постседиментационное преобразование обломочного кварца и структур кварцевых песчаных пород на разных стадиях его изменения — от диагенеза до метаморфизма амфиболитовой фации включительно. — Прим. ред.

ли [271] выявил аналогичное уменьшение вниз по течению во фракции грубозернистого песка на р. Батл в Южной Дакоте. Но, с другой стороны, он же обнаружил, что содержание полевых шпатов в песках р. Чейен уменьшилось незначительно (29—24%) на расстоянии 240 км, а, как отметил Рассел [259], содержание полевых шпатов в песках р. Миссисипи изменилось от 25% близ Кэйро, штат Иллинойс, до 20% в Мексиканском заливе, т. е. отмечено весьма незначительное уменьшение при транспортировке на расстояние 1770 км. Эти ограниченные данные позволяют предполагать, что содержание полевых шпатов снижается достаточно быстро в турбулентных, переносящих гравий, высокоэнергетических потоках, а в крупных реках это снижение происходит медленно. Возможно, существенным фактором уменьшения содержания полевых шпатов в песке является интенсивное протекание пляжных процессов.

Химическая неустойчивость полевых шпатов проявляется легко. Данные Голдича [114] по профилям почв свидетельствуют, что устойчивость различных видов полевых шпатов разная: разновидности, содержащие кальций, значительно менее устойчивы, чем щелочные, особенно микроклин. Устойчивость полевых шпатов в песчаниках имеет иной характер, чем в почвах. Во многих песчаниках обломочные полевые шпаты характеризуются вторичным разрастанием. Поскольку разрастание происходит почти исключительно за счет калиевых или натриевых полевых шпатов, по-видимому, эти разновидности являются устойчивыми в условиях низкого давления, низкой температуры и водной среды, т. е. в условиях, преобладающих в поровом пространстве песчаников.

Роль обломочных полевых шпатов служила предметом длительной дискуссии «аркозовой проблемы». Устойчивость полевых шпатов, по-видимому, является функцией как интенсивности процессов разрушения, так и длительности этих процессов. Там, где рельеф характеризуется большими перепадами, а эрозия протекает быстро, полевые шпаты не подвергаются полному распаду и присутствуют в песках; там же, где рельеф сглаженный, а эрозия замедленная, полевые шпаты разрушаются. Роль климата представляется второстепенной, но определенно, разрушение полевых шпатов замедляется в условиях исключительно сухого и очень холодного климата. Эта проблема и факты, связанные с нею, более детально рассматриваются в разделе, посвященном аркозам (с. 273).

На полевых шпатах, как и на кварце, проявляются вторичные разрастания, которые, хотя и в малой степени, могут также служить цементом. В песчаниках можно легко отличить обломочные ядра и вторичную оболочку обрастания (см. рис. 7-29). Ядра обычно округлые и каолинизированные или измененные иным способом, так что наблюдается контраст между помутневшим ядром и прозрачной регенерационной оболочкой. В процессе своего роста периферический материал имеет тенденцию формировать грани кристалла и принимать правильную кристаллическую форму, обычно форму простого ромбического кристалла. Как правило, аутигенные полевые шпаты, в отличие от вторичного кварца, слагают лишь небольшую часть объема породы.

Ядра большинства зерен представлены полевыми шпатами триклинной сингонии (микроклином). Оболочки чаще всего сложены несдвойникованными кристаллами калиевых полевых шпатов. Известна также регенерация обломочных плагиоклазов. Зоны вторичного обрастания таких ядер сложены чистым натриевым полевым шпатом (аль-

битом). Хотя оболочка разрастания является кристаллографическим продолжением ядра, все-таки отмечается небольшая разница в углах погасания, что свидетельствует о некотором, хотя и слабом, различии в составе (см. рис. 7-29). Аутигенные полевые шпаты почти всегда представляют собой чистые щелочные полевые шпаты. По петрографическим и экспериментальным данным известно, что смешанные полевые шпаты, т. е. натриево-калиевые и калиево-натриевые, образуются только при высоких температурах. Осадочные, низкотемпературные полевые шпаты представляют собой наиболее чистые из известных полевых шпатов [18] *.

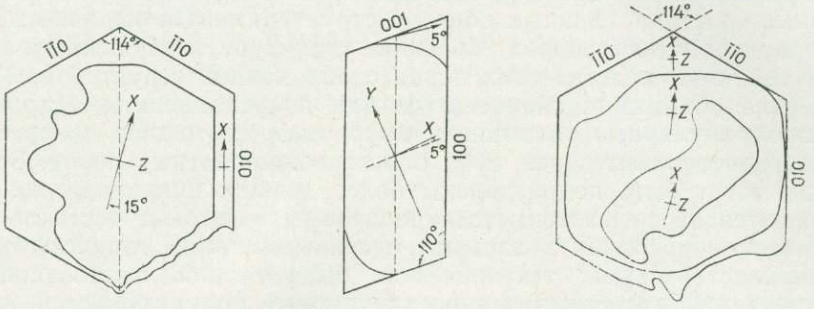


Рис. 7-2. Оптические соотношения обломочных зерен и регенерационных каемок полевых шпатов. По Голдичу [113].

Слева — плоскость (001), в центре — плоскость (010), справа — плоскость (001) зерна с двумя зонами вторичного обрастания

Вторичное разрастание происходит после отложения обломочных зерен полевых шпатов. Однако в некоторых случаях отмечаются признаки нескольких циклов вторичного разрастания (рис. 7-2). Первоначальная оболочка может быть стерта до последнего по времени проявления вторичного разрастания полевошпатового зерна [113].

Условия образования аутигенных полевых шпатов до конца не изучены. Большинство исследователей признают диагенетическое происхождение и отвергают метаморфическое или гидротермальное их образование [113], хотя есть подтвержденные случаи существования связи между вторичными полевыми шпатами и магматическими интрузиями [138]. Было отмечено, что для образования вторичных полевых шпатов необходима морская вода, поэтому такие полевые шпаты несут доказательства морского происхождения [58].

Обломки пород. Грубозернистые породы, как изверженные, так и метаморфические, не представлены в обломочных зернах среднезернистых кластических осадков. Эти осадки ведут свое происхождение преимущественно от разрушающихся глубинномагматических пород. С другой стороны, обломки тонкозернистых пород могут присутствовать в песках; в некоторых из них (лититовых аренитах) они являются основным компонентом, превосходя даже кварц. Средний современный песок, полученный по 85 пробам, содержит 20% обломков пород [238]. Пески р. Огайо в среднем (по 187 пробам) содержат 31% обломков пород [97]. В 13 палеозойских песчаных формациях центральных Аппалачей содержание обломков пород колеблется от 0 до 33%, составляя

* Чистый калиевый полевой шпат (санидин) с очень низким содержанием альбитовой молекулы установлен как продукт вторичного преобразования в океанических базальтах. — Прим. ред.

в среднем 13% [238]. Позднемезозойские песчаники долины Сакраменто содержат от 20 до 75% обломков пород [69].

Число разновидностей пород различно, но может быть достаточно большим. Около 19 типов пород было установлено в граувакках Кульма в горах Гарца (ГДР) [207].

Содержание обломков пород зависит от размерности материала. Оно больше в грубозернистых песчаных фракциях, однако обломки можно обнаружить и в тонкозернистых песках. По мере уменьшения размера зерен идентификация становится более трудной и субъективной [24]. Определение мелких зерен пород весьма затруднительно. Диккинсон [70] предлагает использовать для классификации обломков пород оперативные критерии, главным образом структурные. Он выделяет: 1) обломки вулканических пород, имеющие структуру изверженных афанитов, 2) обломки кластических пород с обломочной структурой, 3) тектонические обломки с сланцеватым или полусланцеватым строением, 4) микрогранулярные обломки, т. е. обломки, состоящие из приблизительно равновеликих зерен, и 5) обломки карбонатных пород. Эти категории могут быть подразделены более дробно: вулканические зерна разбиваются на фельзитовые, микролитовые, лейстовые и стекловатые; кластические могут быть алеврито-песчаными или глинистыми, или вулканокластическими; тектонические бывают либо метаосадочными, либо метавулканическими; микрогранулярные подразделяются, хотя и с трудом, на гипабиссальные, роговиковые и осадочные виды. Для детального ознакомления с критериями классификации рекомендуем работу Диккинсона.

Две проблемы идентификации заслуживают специального обсуждения. Значительные трудности может представлять очень важное различие между обломками фельзитов и кремней. Фельзиты обычно различаются по присутствию микрофенокристов, осколкам стекла (как в спекшихся туфах), слабому внутреннему рельефу (связанному с различием показателей преломления кварца и полевых шпатов) и окраске полевых шпатов в шлифах в красный или желтый цвет. Кремни могут содержать реликты спикул, радиолярий или диатомей или иметь оолитовую структуру. Проблема различия между фельзитами и кремнями обсуждалась Вольфом [325].

Другой трудностью идентификации является проблема установления различий между обломками разрушенных и перенесенных микритовых карбонатов и интракластами и другими карбонатными материалами, образовавшимися внутри данного бассейна. Последние характерны для калькаренитов. Обломочные карбонаты обычно представлены грубозернистыми доломитами, им также больше свойственно образовывать ассоциации с другими терригенными обломками пород.

Обломки пород характеризуются разной стойкостью к разрушению. Кремнистые или фельзитовые обломки устойчивы к воздействию процесса абразии, в то же время обломки кристаллических сланцев легко подвергаются разрушению [38]. Следовательно, подразумевается, что пески, в изобилии содержащие такие обломки, были перенесены на небольшое расстояние.

Слюды. Слюды обломочного происхождения встречаются в песчаниках, особенно лититовых песчаниках, граувакках и аркозах. Благодаря своей тонкопластинчатой форме обломки слюд, несмотря на высокую плотность и крупные размеры, часто ассоциируются с мелкозернистыми песчаниками и алевритами. Обычно они не встречаются вместе с хорошо промытыми песками.

Широко распространены и биотит, и мусковит; биотит во многих случаях преобразован в хлорит или, в редких случаях, в глауконит [105].

Слюды встречаются как в виде четких пластинок, так и тонко расщепленных чешуй и мелких частиц. Находясь в контакте с более жесткими зернами, крупные пластинки в результате уплотнения песка изгибаются или деформируются. Чешуйки обычно ориентированы параллельно плоскости напластования и, следовательно, друг другу. Они более многочисленны в тонкозернистых прослоях, а в некоторых породах концентрируются на отдельных плоскостях напластования, которым придают блеск и, возможно, увеличивают первоначальную сланцеватость напластования.

По мнению Крынина [168], пластинки слюды могут быть хорошо окатанными, что указывает на специфическое воздействие медленных течений, характеризовавшихся слабым возвратно-поступательным движением воды. Шестиугольные пластинки биотита отличной сохранности, встреченные в некоторых осадках, как предполагается [168], выпали с вулканическим пеплом.

Обломочные слюды ведут происхождение от слюдосодержащих гранитов и гнейсов и особенно часто от слюдистых кристаллических сланцев. Много их в филларенитах. Слюдам иногда [184] придавалось диагностическое значение при определении континентальных или литоральных условий осадконакопления, но возможно, такая связь объясняется тем, что аллювий и дельтовые осадки крупных рек представлены главным образом лититовыми песчаниками со смешанными, осадочными и метаморфическими источниками сноса. Слюды известны в турбидитных осадках; их значительно больше в отдаленных частях подводных конусов выноса, чем в проксимальных [190].

Тяжелые минералы. Среди минералов исходной породы, подвергшейся разрушению, выделяются так называемые «тяжелые минералы». Эти встречающиеся в небольших количествах в песчаниках акцессорные минералы отличаются повышенной плотностью (большей, чем плотность бромоформа — 2,85). Составляя в редких случаях больше 1% породы, а обычно не более 0,1%, тяжелые минералы ведут происхождение от акцессорных минералов исходной породы; реже они представляют собой сохранившиеся остатки достаточно распространенных, но неустойчивых мафических компонентов исходных пород. Примером устойчивых акцессорных минералов является циркон. Представителем более распространенных, но неустойчивых мафических компонентов материнских пород может служить роговая обманка. Число видов и концентрация тяжелых минералов в породе колеблются в широких пределах: от 2—3 до 20 и более и от нескольких сотых процента до тех исключительно высоких концентраций, которые встречены в ряде россыпей. В большинстве песчаников они составляют менее 1%.

Если тяжелые минералы являются новообразованиями при разрушении кристаллических пород, то им свойственна слабая выветрелость. Минеральная ассоциация характеризуется присутствием фрагментов кристаллов, ограниченных плоскостями спайности, и более или менее правильных кристаллов (рис. 7-3). Если же тяжелые минералы образуются из более древних осадков, менее устойчивые виды обычно отсутствуют, а сохранившиеся устойчивые разновидности демонстрируют заметную окатанность (рис. 7-4).

Тяжелые минералы встречаются настолько редко, что в шлифе можно наблюдать обычно не больше 1—2 зерен. Для исследования их

необходимо сконцентрировать и отделить от ассоциированных с ними легких минералов. Методы такого разделения рассматриваются в обычных руководствах по осадочной петрографии [165, 217, 296, 221, 41].

Изучение выделенных тяжелых минералов представляется полезным в некоторых случаях для стратиграфической корреляции, поскольку теоретически каждое стратиграфическое подразделение в какой-то степени отличается от любого другого по характеру и количеству акцессорных минералов [28, 217]. В общем, справедливость этого положения подтверждалась многократно и оно служит основой «петрографической



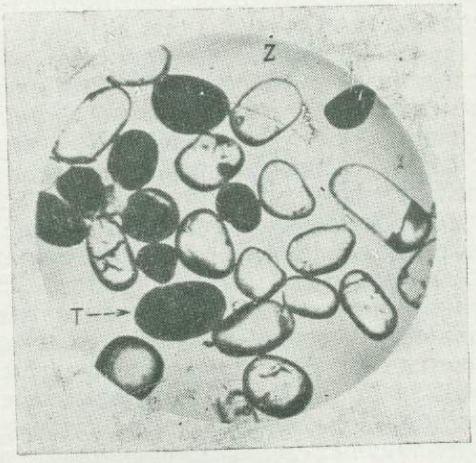


Рис. 7-3. Тяжелые минералы. Без анализатора, ×120.
Преимущественно эвгедральный, местами слегка корродированный циркон

Рис. 7-4. Тяжелые минералы из песчаника Сент-Питер (ордовик). Без анализатора. ×60.
Много хорошо окатанных зерен циркона (*Z*) и турмалина (*T*)

корреляции». Успех такой корреляции зависит не только от установления характерной ассоциации минералов, но и от специфичности разновидностей, а также от меняющегося во времени соотношения минеральных компонентов. Такие различия обусловливаются последовательной денудацией разнообразных толщ пород. Каждая новая вскрываемая эрозией толща добавляет к отлагающемуся осадку новые типы или разновидности минералов или меняет уже сложившееся соотношение видов. Корреляция усложняется переработкой древних осадков, так как новые осадки содержат многие тяжелые минералы, общие с отложениями, при разрушении которых они образовались.

Проблема изучения комплекса тяжелых минералов еще более осложняется избирательным растворением, которому подвергалась ассоциация минералов после осадконакопления. Поэтому современная минеральная ассоциация является функцией как состава исходных пород, так и устойчивости минералов (и, следовательно, способности сохраняться и в условиях почвенных слоев, и на стадии существования самого осадка). Вопросы устойчивости и внутрислойного растворения служат предметом длительных дискуссий [28, 232, 6, 8, 317].

Оказалось, что набор тяжелых минералов показателен при определении типа исходной породы, из которой образовался данный песок

[28, 86]. Некоторые минералы являются диагностическими для определенных исходных пород. Другие, подобно кварцу, более универсальны и содержатся почти во всех возможных источниках материала. В этом случае для определения исходной породы используются такие изменчивые характеристики, как включения или цвет. Работа Крынина по турмалину [172], в которой он выделяет 13 разновидностей или подтипов, а также исследования Вайтениджа [305] по циркону — пример использования таких изменчивых параметров. (Вопрос о тяжелых минералах и источниках сноса рассматривается дополнительно в гл. 13).

Площадное распределение характерной ассоциации тяжелых минералов определяется как осадочная петрографическая провинция. Картирование таких провинций существенно помогает нам изучать палеотечения и палеогеографическую обстановку. Для детального рассмотрения этой темы рекомендуем обратиться к исследованию Поттера и Петтиджона [244] и работе Фюхтбауэра [101], посвященной песчаникам Германской молассы, как примерам использования тяжелых минералов в данном аспекте. (Дальнейшее развитие этой темы — в гл. 14).

Кальцит, доломит и сидерит. Карбонаты широко распространены в песчаниках в качестве цемента, они могут быть представлены обломками пород или кальцитом, а также слагать окаменелости и обломки скелетов организмов.

Кальцит как цемент является столь же распространенным, что и кварц в мезозойских и кайнозойских песчаниках [290]. В слабо сцементированных песчаниках кальцит наблюдается под микроскопом в виде оторочки песчаных зерен. Однако в большинстве песков с карбонатным цементом кальцит образует кристаллическую мозаику, заполняющую пространство между зернами. Каждая пора содержит один, самое большее два или три кристалла (см. рис. 7-30). В некоторых песчаниках кристаллы кальцита очень крупные — в диаметре 1 см или более. В этом случае говорят, что песчаники обладают пятнистым блеском. Неполная цементация таких песчаников приводит к формированию крупных кальцитовых эвгедральных кристаллов, обычно скаленоэдров, с включениями обломочного песка (см. рис. 12-3). (Более детальное описание этих кристаллов и кальцитовых конкреций в песчаниках приводится в гл. 12).

В некоторых песчаниках зерна кварца пространственно разобщены и как бы плавают в массе карбонатного вещества (см. рис. 7-30,*в*). Такие песчаники рассматриваются как первичная смесь обломочного кварца и обломочных карбонатов, причем последние перекристаллизованы и ныне не содержат никаких следов кластического происхождения.

В качестве цемента некоторых песчаников известен также доломит. Иногда он служит обломочным компонентом и представлен как в виде частиц, так и крупных обломков ромбоэдрических кристаллов [262].

В некоторых песчаниках присутствует сидеритовый цемент, но из-за неустойчивости и легкой окисляемости его можно наблюдать только в кернах или других свежих образцах и почти никогда — в естественных обнажениях.

Глинистые минералы и другие силикаты. Наиболее распространенные глинистые минералы, такие как каолинит и монтмориллонит, хлориты, разнообразные цеолиты, глауконит, содержатся во многих песчаниках. Некоторые из них характеризуются первичным обломочным происхождением, большинство же — диагенетические.

Каолинит встречается в порах некоторых песчаников в виде хорошо кристаллизованного «блокового» цемента. Очевидно, что этот минерал был осажден из раствора [110].

Существенными компонентами матрикса песчаников класса вакк являются серицит и хлорит — вещества, рассматриваемые одними исследователями как кристаллизованные глинистые осадки, отложившиеся одновременно с ассоциирующими песками, а другими — как аутигенные материалы, образовавшиеся при разрушении неустойчивых частиц породы.

Разнообразные цеолиты часто присутствуют в вулканокластических песках или песках, которые содержат вулканические примеси (например, вулканическое стекло). Наиболее часто встречаются в песчаниках такие цеолиты, как анальцим, ломонтит, гейландит, клиноптилолит, морденит, которые являются диагенетическими и образуются в значительной степени из вулканических материалов, включая стекло [134].

Глауконит в малых количествах присутствует во многих песчаниках, но лишь в некоторых из них (гринсендах) он составляет существенную часть. Он встречается главным образом в каркасе песчаников в виде гранул песчаной размерности. Обычно гранулы имеют почти сферическую форму, являются многолопастными по контуру, под микроскопом образуют микрокристаллическую массу от желтовато-зеленой до травянисто-зеленой по цвету. Минералогия глауконита изучалась Грюнером [125], Берстом [34] и Фостером [94]. Берст, в частности, показал, что вещество, именуемое «глауконитом», весьма разнообразно по составу и кристаллической структуре. Он выделил четыре его подвида, некоторые из них характеризуются незначительным содержанием калия. Содержание железа в глауконите зависит от его концентрации в среде осадконакопления, как и содержание калия, при этом низкое содержание калия указывает на незрелость или деградацию [94].

Коллофан. Некоторые песчаники содержат фосфаты. Фосфатное соединение коллофан — сложный аморфный карбонат-фтор-аппатит — встречается в виде рассеянных фосфатосодержащих обломков костей, а также в виде стяжений или гранул, реже — оолитообразных частиц. В некоторых фосфоритоносных песчаниках коллофан встречается в больших количествах и в виде зерен каркаса, и как цемент [35, 54], который либо образует друзовидную оболочку на зернах кварца, либо служит микрокристаллическим выполнением пор.

Химический состав

Состав песчаника можно выразить через его валовой химический состав. Анализ валового химического состава очень полезен. Пески (как и другие осадки) являются в известном смысле продуктом происходящих в широком масштабе процессов химической и механической дифференциации, которые, несмотря на некоторое несовершенство, часто приводят к удивительно хорошим результатам. Эти процессы, при условии их достаточной продолжительности, разделяют элементы на более или менее химически однородные конечные продукты. Для того чтобы полностью понять геохимические процессы и эволюцию различных типов осадков или дифференциатов, требуются химические анализы. Эти данные обеспечивают нормативный состав или «репер» для изучения высокометаморфизованных продуктов, для изучения привноса

и выноса, если процессы не изохимичны, а также для установления происхождения конечных продуктов, когда первоначальные осадочные структуры и текстуры уже неопределимы. Анализы полезны также в случае тонкозернистых песков или песков с тонкозернистым цементом, модальный анализ которых произвести трудно. Химические данные, особенно усредненные, нужны для исследования баланса массы и движения вещества в процессе общей эволюции Земли.

Результаты анализа химического состава песка (как и большинства других пород) обычно выражаются в окислах. Содержание самого кислорода фактически не определяется, так что практика выражения состава через окислы основывается на допущении, что определяемые элементы соединяются с кислородом в стехиометрическом соотношении (допущение не всегда верное). Например, если присутствуют сульфиды железа, очевидно, будет неправильным показывать железо в виде FeO и серу — как SO_3. К счастью, в большинстве осадков сульфиды довольно редки и подобные исключения не имеют большого значения.

Химические анализы в отношении надежности и полноты сильно варьируют. Для оценки и применения анализов требуются здравый смысл и хотя бы минимальные сведения о том, как они производятся. Вашингтон [311] провел исключительное исследование по вопросу полноты химических анализов, а также методов их оценки. Многие анализы характеризуются отсутствием полноты, вследствие чего даже содержание основных компонентов нельзя определить раздельно. Некоторые аналитики, например, говорят о «потерях при прокаливании». Это может касаться свободной и связанной воды, углекислого газа, сульфидной серы и углерода или органического вещества. Можно пропустить наличие такого важного компонента, как титан. Будучи не определенным, он входит в одну группу с алюминием (Al_2O_3), вследствие чего сильно завышается цифра содержания последнего. Во многих осадках не определяются раздельно щелочные металлы Na_2O и K_2O. Обычно пропускаются менее распространенные компоненты, такие как MnO, P_2O_5, BaO, SO_3 и даже CO_2. Такие неполные анализы безусловно затрудняют исследование осадков.

Окислы, которыми оперируют при анализах, обычно не присутствуют как таковые; они соединяются с другими окислами, образуя минералы. Следовательно, химический анализ песка даст надлежащие результаты, только если что-то известно о его минеральном составе. Следует также напомнить, что при валовом химическом анализе песчаника не устанавливается различий между компонентами каркаса и цемента. По этой причине анализы песчаников нельзя сравнивать с анализами современных песков. Следует помнить и о другой особенности: минеральный, а, следовательно, и химический состав кластических осадков зависит от их размерности. Постепенное уменьшение размера зерен приводит к уменьшению содержания кварца и соответствующему увеличению содержания глинистых минералов. Это означает уменьшение содержания SiO_2 и повышение Al_2O_3 и K_2O (это хорошо видно из табл. 8-1).

В отличие от изверженных пород, минералы песчаников не образуют равновесных ассоциаций и поэтому невозможно подсчитать «нормативный» состав по валовому химическому анализу, как это делается при анализе изверженных пород.

В табл. 7-3 приведены вариации среднего химического состава обычных терригенных песков. В таблице содержится «средняя изверженная порода», так что можно видеть пределы фракционирования пес-

ков. Ясно, что кварцевые аренитъ (ортокварциты) дифференцированы в наибольшей степени, они обогащены кремнеземом и существенно обеднены другими компонентами. Менее зрелые пески могут содержать неразрушенные полевые шпаты и другие минералы. Очевидно поэтому песчаники в зависимости от степени зрелости могут обладать разнообразным химическим составом. Более того, пески демонстрируют большее разнообразие состава, чем глины. Это объясняется тем, что пески являются грубозернистым неизмененным остатком исходных пород, тогда как глины представляют собой тонкозернистый конечный продукт при процессах разрушения. Но если первичная химическая природа песка определяется полнотой сформировавшего его процесса выветри-

Таблица 7-3

Средний состав основных классов песчаников. По Петтиджону [237]

Компонент	Ортокварцит*	Лититовый аренит**	Граувакка3*	Аркоз4*	Компонент	Ортокварцит*	Лититовый аренит**	Граувакка3*	Аркоз4*
SiO_2	95,4	66,1	66,7	77,1	K_2O	0,2	1,3	2,0	2,8
TiO_2	0,2	0,3	0,6	0,3	H_2O+	0,3	3,6	2,4	0,9
Al_2O_3	1,1	8,1	13,5	8,7	H_2O-	—	0,7	0,6	—
Fe_2O_3	0,4	3,8	1,6	1,5	P_2O_5	—	0,1	0,2	0,1
FeO	0,2	1,4	3,5	0,7	CO_2	1,1 5*	5,0	1,2	3,0
MnO	—	0,1	0,1	0,2	SO_3	—	—	0,3	—
MgO	0,1	2,4	2,1	0,5	S	—	—	0,1	—
CaO	1,6	6,2	2,5	2,7	C	—	—	0,1	—
Na_2O	0,1	0,9	2,9	1,5					
					Сумма	100,7	100,0	100,4	100,0

* По 26 анализам.
** По 20 анализам.
3* По результатам 61 анализа, включая 28 новозеландских граувакк (палеозойских и мезозойских), опубликованных Ридом [248].
4* По 32 анализам.
5* Оценивается по CaO.

вания и обусловлена степенью механической дифференциации (промывания), сопровождавшей транспортировку и осадконакопление, то конечный состав песка изменился вследствие различных диагенетических процессов, а именно из-за осаждения порового цемента.

Химическая характеристика всех основных классов песчаников и их анализы приводятся в различных частях данной главы.

В заключение отметим, что валовой химический состав песчаника зависит от цементации. Состав отдельных видов или классов песчаников, кроме того, контролируется особенностями, присущими каждому классу.

Классификация песчаников

Проблемы классификации осадочных пород впервые серьезно затронуты Грабау [119]. Интерес к ним вновь пробудили Крынин [174], Петтиджон [234, 236], Шрок [271, 272] и Роджерс [255]. В последние годы появилась обширная литература, посвященная классификации песчаников. Обзоры классификаций песчаников сделаны Клейном [162], Мак-Брайдом [192], Окадой [227] и совсем недавно Петтиджоном, Поттером и Сивером [238]. В этих работах содержится как историче-

ский обзор предмета, так и философское обоснование классификации и номенклатуры песчаников.

Оказывается, что песчаники лучше всего описаны и классифицированы с точки зрения их структуры и минералогического состава. Наиболее целесообразным критерием оказался состав: за небольшим исключением, он послужил основой всех классификаций. Все исследователи подчеркивают различия между цементирующими минералами и минералами, слагающими каркас, и рассматривают обломочную часть как важнейший параметр при выделении различных классов песчаников. Исследование любого песчаника (или современного терригенного песка) показывает, что его основными компонентами являются кварц, полевые шпаты и обломки пород; последние представляют собой частицы (песчаной размерности) тонкозернистого изверженного материала (например, фельзитов), материалов осадочного (кремень, микритовый известняк) и метаморфического (сланцы) происхождения. Другие обломочные компоненты имеют малое распространение, и только в порядке исключения могут быть основной составной частью (например, глауконит в зеленом песке и магнетит в черных песках). Поэтому состав каркаса может быть выражен через три вышеназванных компонента, содержание каждого из них показывается графически с помощью равносторонней треугольной диаграммы (рис. 7-5). По соотношению этих главных составных частей можно выделить основные классы или ряды песчаников. Площадь треугольника можно соответствующим образом подразделить с требуемой для любого случая детальностью.

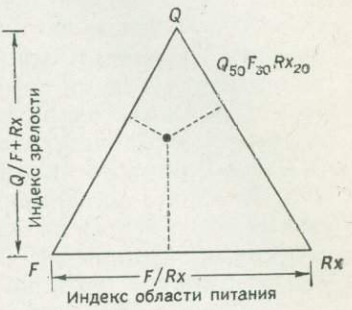


Рис. 7-5. Треугольная диаграмма, отражающая трехкомпонентный состав песка.

Q — кварц, *F* — полевые шпаты, *Rx* — обломки пород

Названная система пригодна для обычных песков, которые обладают четко выраженными каркасом и поровым пространством. Применение ее к пескам со значительным объемом матрикса (ваккам) вызывает трудности. Поэтому многие исследователи для целей классификации предложили разделить пески на две группы — пески с матриксом и без него, — а затем подразделять каждую из этих групп. Такое разделение терригенных песков на две упомянутые группы подверглось критике [70] не только из-за трудностей оперативного выделения матрикса, но также вследствие многообразного происхождения матрикса и возникающих отсюда проблем интерпретации. Несмотря на указанные трудности, в этой книге используется схема, предложенная Петтиджоном (236) и модифицированная Доттом [74]. Она показана на рис. 7-6.

Хотя в целом существует единодушное мнение, что такой подход к классификации песчаников является наиболее практичным и осмысленным, при его применении есть много вариантов. Существуют различия в установлении границ между группами песчаников, в их наименовании. В качестве примера можно привести работу Дикинсона [70]. Сохраняется также неопределенность в таком вопросе: относить ли поликристаллический кварц, особенно такие его формы, как кремень, к обломкам породы или объединять с кварцем?

Наибольшую запутанность и противоречивость в вопросах систематики несет в себе термин г р а у в а к к а. Крынин и Фолк исполь-

зовали его для обозначения класса песчаников, который в настоящее время относится к лититовым песчаникам. От использования этого термина в целом отказались, и ныне термин «грауваккa» большинством исследователей используется в его более классическом смысле, т. е. применительно к темно-серым песчаникам со значительным содержанием матрикса.

Необходимо отметить, что обычно (и в данной работе) выбор минералов-параметров как основы классификаций определяется не только возможностью с их помощью описать и разделить по катего-

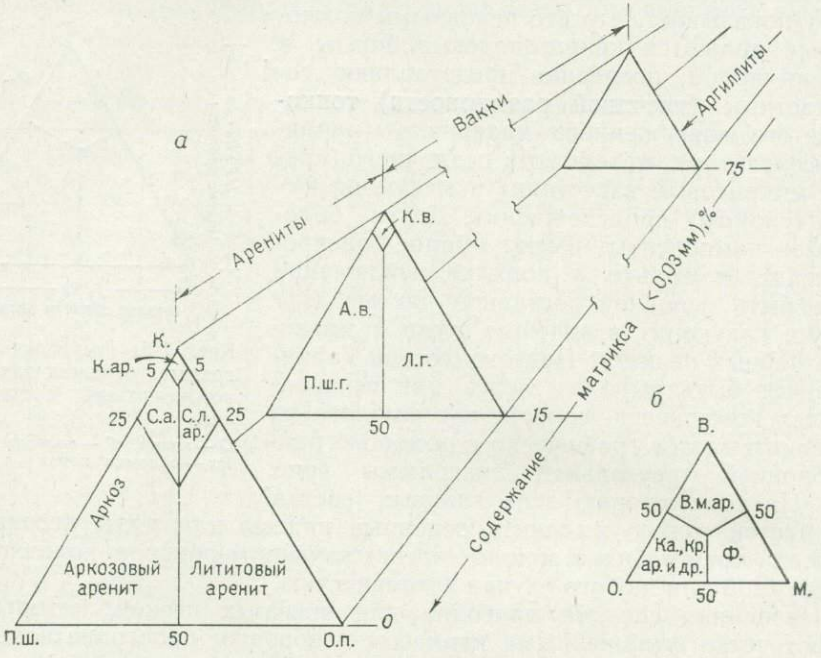


Рис. 7-6. Классификация терригенных песчаников; по Дотту [74], с изменениями (*а*):
К. — кварц, П. ш. — полевой шпат, О. п. — обломки пород, С. а. — субаркоз, К. ар. — кварцевый аренит, С. л. ар. — сублитаренит, К. в. — кварцевая вакка, А. в. — аркозовая вакка, П. ш. г. — полевошпатовая грауваккa, Л. г. — лититовая грауваккa. Подразделение лититовых аренитов; по Фолку [92] (*б*): О. — осадочные, В. — вулканические, М. — метаморфические, В. м. ар. — вулканомиктовый аренит, Ф. — филларенит, Ка. — кальклитит, Кр. ар. — кремниевый аренит

риям большинство песчаников; классификация должна иметь также генетический смысл. Отношение $Q/(F+Rx)$ (где Q — содержание кварца, F — полевых шпатов, Rx — обломков пород) приблизительно отражает зрелость состава. Это отношение показывает степень эволюции породы в направлении конечного продукта — чистого кварцевого песка. Отношение F/Rx характеризует источники сноса, показывает соотношение исходного материала глубинного происхождения и супракрустального материала. Супракрустальные породы, будь то изверженные, метаморфические или осадочные, обычно тонкозернистые и поэтому дают обломки размера песка. Грубозернистые магматические породы производят только минеральные зерна песчаной фракции, часто полевошпатового состава. Отношение $(Q+F+Rx)/$ матрикс (соотношение зерен и матрикса) интерпретировать труднее. Осадки с преобладанием матрикса являются, по-видимому, продуктом квазижидкой смеси или

течения илисто-песчаной массы; обычная разбавленная суспензия отлагает лишенный матрикса песок. Поэтому когда-то это явление рассматривалось как индекс текучести. Но если матрикс может быть постседиментационным продуктом (возможно диагенетическим), данное соотношение имеет различное значение, оно может, в частности, отражать степень разрушения элементов каркаса.

На рис. 7-6,*а* видно, что классификация, используемая в данной работе, сравнительно проста. По соотношению обломочного кварца, полевых шпатов и обломков пород, а также с учетом наличия или отсутствия порового матрикса выделено несколько классов. Породы, в которых матрикс составляет 15% и более, представляют собой вакки; при содержании матрикса менее 15% порода является «обычным» (орто)песчаником. В классе песчаников, лишенных матрикса, или с незначительным его содержанием, выделяются три вида: 1) песчаники, в которых кварц составляет 95% каркаса или более — кварцевые аренитыы (ортокварциты); 2) песчаники, содержащие 25% или более полевых шпатов, при условии меньшего содержания обломков пород — аркозы: 3) песчаники, характеризующиеся наличием в составе 25% и более обломков пород — лититовые песчаники (лититовые аренитыы). Иногда целесообразно выделять и именовать подклассы, группы пород, переходные между главными видами, например субаркозы или сублититовые песчаники, или аренитыы. Класс лититовых аренитов, в свою очередь, можно достаточно обоснованно подразделить с учетом характера содержащихся в породе обломков пород, как показано на рис. 7-6,*б*. Наиболее распространенной разновидностью является песчаник, в котором преобладают обломки слабометаморфизованных пород глинистого состава, таких как аспидные сланцы, филлиты, слюдистые сланцы. Песчаники с такими листоватыми обломками называются филларенитами [92]. Термин кальклитит предложен [92] для терригенных песчаников, содержащих большое количество обломочных известняковых и доломитовых частиц, с целью отделить этот тип песков от калькаренитов; последний термин, предложенный Грабау, обозначает карбонатный песок, образовавшийся в результате химического и биохимического осаждения. К лититовым аренитам относятся также кремневый аренит, в котором преобладают кремневые обломочные частицы, и вулканомиктовый аренит, в котором обломки представлены вулканическими породами, разрушенными в процессе обычного выветривания и эрозии.

Вакки также можно систематизировать, например, как показано на рис. 7-6,*а*. Преобладающими являются граувакки, у которых различаются две основные подгруппы: лититовые граувакки, где обломки пород превалируют над полевыми шпатами, и полевошпатовые граувакки, в которых отмечается обратное соотношение. Кварцевые вакки образуют относительно немногочисленный и редкий класс внутри группы вакк.

Изложенная классификация основывается преимущественно на минеральном составе и, по существу, не зависит от обстановки осадконакопления. Кварцевые ареныты, например, могут отлагаться в условиях пляжей, субаэральных дюн или потоками. Аркозы могут накапливаться в условиях субаэральных конусов выноса или на морском шельфе. И поскольку основным фактором, определяющим минеральный состав, является характер исходных пород, то данная классификация в значительно большей мере отражает минеральный состав источников

сноса, чем любые другие условия. Таким образом, как некогда отметил Крынин [171], она косвенно связана с тектоникой.

Полная классификация песчаников должна учитывать структурные особенности, а также характер цемента. Эти аспекты могут быть учтены с помощью дополнительных определений типа: отсортированный известковый субаркоз, или плохо отсортированный кремнистый филларенит.

Для характеристики разнообразных типов песчаников, встречающихся в природе, используют большое количество названий. Некоторые из них, например грит, ганистер, флагстон (камень-плитняк), железистый песчаник, пришли из обиходного языка и выражают некоторые специфические свойства или особенности использования. Многие названия не имеют петрографического значения. Другие термины созданы специально, с целью дать более точное определение петрографического типа породы, например известковый филларенит. К сожалению, термины имеют тенденцию множиться безгранично, в настоящее время наш язык перегружен обилием терминов. В этой работе мы постараемся удержаться в разумных границах. Для определения редких типов пород рекомендуем словари терминов в ранней работе Аллена [4] и более свежей сводке Петтиджона, Поттера и Сивера [238], посвященные исключительно систематике песчаников.

Петрография песчаников

Петрография песчаников в значительной мере зависит от состава материнской породы или комплекса пород. Это особенно справедливо по отношению к незрелым песчаникам. Поскольку кварц, несомненно, преобладающий компонент песков, первоначальным источником большинства песков должны быть содержащие кварц породы глубинно-магматического происхождения — граниты, кварцевые монцониты и близкие к ним гнейсы. Крупный класс песков — *аркозы* — являются продуктом механического разрушения (без существенного химического разложения) этих же пород. Пески, обогащенные обломками пород — *лититовые арениты* — формируются преимущественно за счет супракрустальных, а не плутонических пород. Кварц этих пород ведет происхождение от более древних песчаников, а частицы — от тонкозернистых осадочных, метаморфических и эффузивных пород. В зрелых песках, особенно в ортокварцитах или *кварцевых аренитах* влияние петрографического состава пород области сноса существенно уменьшается. Поскольку все пески эволюционируют в направлении этого конечного типа, становится все более трудной задачей определить и непосредственный, и отдаленный источник сноса.

Помимо упомянутых основных классов песчаников, приходится иметь дело с *вакками* (в большинстве случаев с *граувакками*), которые также составляют значительный класс песчаников. Мы рассмотрим их отдельно.

Петрографическое изучение песчаников следует проводить путем тщательного исследования и анализа соответствующим образом отобранных образцов и шлифов. Начинающему исследователю надлежит также обратиться к крупным работам в этой области знаний, таким как монографии Кайе [44] и Хаддинга [127], к более поздним работам [238]. Кроме того, существуют другие обширные петрографические исследования песчаников определенных географических районов или характерных толщ, например классическая работа Крынина [168], по-

священная третьей песчаной свите Брэдфорд (девон) штата Пенсильвания. Аннотированный перечень таких работ опубликован [238], а различные примеры из них приведены в данном разделе главы.

Полевошпатовые песчаники и аркозы

Определения. Термин полевошпатовый песчаник относится только к тем песчаникам, в которых существенную часть обломочного материала составляют полевые шпаты, обычно они содержатся в таком количестве, что легко определяются невооруженным глазом. Термин аркоз обозначает специфический класс полевошпатовых песчаников. Это старый термин, происхождение которого точно не установлено; его приписывают [229] Броньяру, который написал одну из первых работ по аркозам и их геологическому значению [32]. Первоначальный смысл этого термина изменился очень мало. Это грубозернистый и угловатый песчаник, в большинстве случаев средней сортированности, состоящий главным образом из кварца и полевых шпатов и предположительно образующийся при разрушении гранитов и пород сходных с ними по составу. Обычно преобладающим минералом служит кварц, однако в некоторых аркозах преобладают полевые шпаты. Другие компоненты имеют подчиненное значение.

Аркоз. Общего мнения о минимальном содержании полевых шпатов в породе, необходимом, чтобы она оставалась аркозом, не существует. Аллен [4] определяет нижнюю границу в 25%; Крынин некогда определил ее в 30% [168], но позднее [174] предложил 25%. Петтиджон [235] принял за нижний предел 25% и предложил относить термин полевошпатовый песчаник к песчаникам, содержащим в обломочной фракции 10—25% полевых шпатов. Для этой группы песчаников в настоящее время общепринятым считается термин субаркоз. Новое определение аркозу дано Петтиджоном [236], как песчанику, характеризующемуся наличием 25% неустойчивых компонентов (полевых шпатов и обломков пород), из которых на долю полевых шпатов приходится не менее половины. При таком определении аркозы могут содержать всего лишь 12,5% полевых шпатов.

Вышеприведенное определение аркоза не позволяет разграничить истинные аркозы и полевошпатовые граувакки, которые иногда содержат 25% полевых шпатов и более. Граувакки, по определению, характеризуются значительным содержанием матрикса, в то время как нормальные аркозы содержат осажденный минеральный цемент, часто кальцитовый. Но некоторые аркозы содержат также поровые глины. Как провести границу между ними и полевошпатовыми граувакками? В целом аркозы фактически образуются при разрушении гранитных пород, они обогащены калиевыми полевыми шпатами, в то время как для граувакк характерны натриевые полевые шпаты. В отличие от аркозов, граувакки содержат многочисленные и разнообразные обломки пород различного происхождения. Кроме того, в целом матрикс граувакк хлоритовый, тогда как поровые глины аркозовых вакк преимущественно каолинитовые и обычно из-за железистого пигмента красноцветные. Различия в составе часто сопровождаются отличиями в характере залегания и в особенностях внутреннего строения или текстуры. Соотношение нескольких основных типов песков показаны на диаграмме (рис. 7-7).

Структура и состав. Аркоз — типичная грубозернистая порода, состоящая главным образом из кварца и полевых шпатов (см. рис. 7-9).

Она бывает розовой или красноватой, цвет породе придают полевые шпаты или, в отдельных случаях, красные глины матрикса. Некоторые аркозы образуются из гранитных и гнейсовых пород, содержащих серые или белые полевые шпаты, в этом случае они сами имеют серовато-белую окраску, если только не присутствуют красные железистые вещества.

Преобладающим минералом аркозов является кварц, хотя, как исключение, им может быть полевой шпат. В грубозернистых разностях большая часть кварца является поликристаллической, некоторые сложные зерна состоят из полевого шпата и кварца. Обычно зерна слабоокатанные. За редким исключением, полевые шпаты представлены

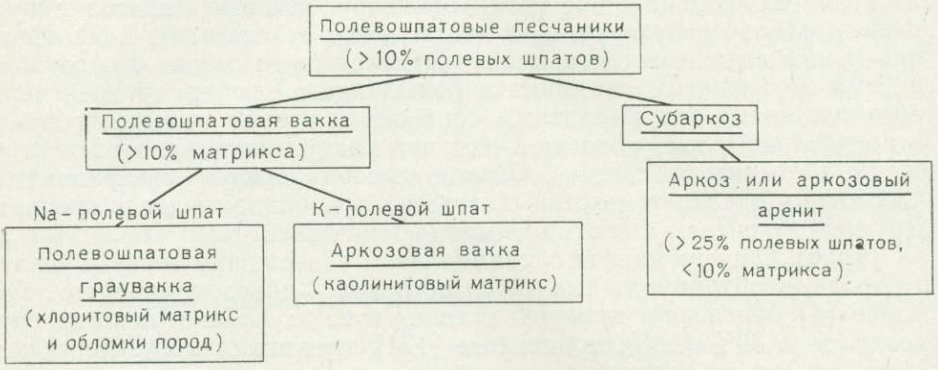


Рис. 7-7. Классификация полевошпатовых песчаников

микроклином. Его зерна бывают либо совсем свежими, либо заметно выветрелыми (каолинизированными), либо образуют смесь этих типов. В аркозах, сцементированных кальцитом, полевые шпаты характеризуются различной степенью замещения: от простой коррозии граней до полного замещения. В других аркозах наблюдается регенерация полевых шпатов, т. е. нарастание прозрачного несдвойникового полевого шпата на обломочное ядро. Для аркозов характерны крупные обломки слюды, как мусковита, так и биотита (в том числе хлоритизированного биотита). Чешуи слюды залегают параллельно плоскости напластования. Обычно они изогнуты или деформированы в результате давления прилегающих зерен. Биотит может быть хлоритизирован или окислен. Аркозовые песчаники, образовавшиеся из нескольких источников питания, могут содержать обломки пород и постепенно переходить в грубозернистые лититовые арениты.

Наиболее распространенным цементом молодых аркозов является кальцит. В некоторых древних аркозовых песчаниках отмечается регенерация как полевошпатовых зерен, так и кварцевых. Значительная степень такого разрастания приводит к образованию очень плотной породы, по внешнему виду напоминающей гранито-гнейсы, за которые они могут быть ошибочно приняты. В некоторых аркозах осажденный минеральный цемент отсутствует, вместо него они содержат каолинитовый глинистый матрикс, часто красноцветный из-за пигментации окислами железа. Это — р е д с т о у н Крынина [175].

Модальные анализы аркозов приведены в табл. 7-4, химические анализы показаны в табл. 7-5.

Таблица 7-4

Минеральный состав субаркозов и аркозов, %

Компонент	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И
Кварц	60	57	60	71	35	37,7	57	51	53,1
Микроклин	34	27	13	25	59*	0,7	24	30	18,5
Плагиоклаз	—	1				45,4	6	11	0,4
Слюды	—	—	Следы	—	—	4,2	3	1	6,9
Глина	—	—	5	—	—	12,0	9	7	17,0
Карбонаты	—	—	—	—	2	—	Следы**	Следы**	—
Прочие	6[3]*	14	8	4	4[1]*	—	1	—	4,1

* Модальное содержание полевого шпата у Мэкки [198] равно 60.
** Присутствует в количестве, меньшем 1%.
[3]* Хлорит.
[4]* Окислы железа (гематит и каолин).
А — спарагмит (докембрий), Норвегия [16].
Б — иотний (докембрий), Финляндия [276].
В — субаркоз, песчаник Ламотт (кембрий), штат Миссури [223].
Г — субаркоз, песчаник Потсдам (кембрий), штат Нью-Йорк [321].
Д — нижний древний красный песчаник (девон), Шотландия [198].
Е — аркоз (пермь), Овернь, Франция [152]. Нормативный или расчетный состав.
Ж — палевый аркоз (триас), штат Коннектикут [175].
З — красный аркоз (триас), штат Коннектикут [175].
И — аркоз (олигоцен), Овернь, Франция [152].

Валовый химический состав аркоза отражает их минеральный состав. У аркозов, состоящих преимущественно из кварца и полевых шпатов, преобладают SiO_2, Al_2O_3 и K_2O. При кальцитовой цементации существенными компонентами становятся CaO и CO_2. Типичный аркоз отличается от кварцевого аренита (ортокварцита) более низким содержанием SiO_2 и более высоким — Al_2O_3 и K_2O, от граувакки его отличает обогащенность K_2O и малое содержание Na_2O. Это видно на рис. 7-8.

В отличие от аркозов, граувакки обогащены MgO и железом (часто FeO).

Разновидности и характер распространения. Аркозы встречаются либо в виде маломощного плащеобразного остаточного покрытия в основании осадочной серии, перекрывающей гранитный фундамент, либо в виде очень мощных клиноподобных осадочных тел, переслаивающихся с более грубозернистыми конгломератами, содержащими граниты и в меньшем количестве красноцветные алевролиты и глинистые сланцы.

Базальные аркозы из-за малой мощности и несплошного залегания редко образуют тела большого объема. Вверх по разрезу они могут быстро переходить в обычные пески с невысоким содержанием полевых шпатов. Известным примером служит нижняя часть кембрийского песчаника Ламотт плато Озарк в штате Миссури, где эта толща залегает на докембрийских гранитах [223]. Базальный аркоз представляет собой слегка переработанный остаточный полевошпатовый продукт выветривания. Переработку аркозового покрова вызвало вторжение моря на территорию распространения гранитных пород. Переработанный и лишенный разрушенных и тонких фракций полевошпатовый остаток после консолидации может быть назван (в зависимости от содержания полевых шпатов) аркозом или субаркозом.

Таблица 7-5

Химические анализы аркозов и субаркозов. По [237], с изменениями

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К	Л
SiO_2	79,30	75,80	80,89	73,32	59,24	69,94	92,13	87,02	85,74	72,21	76,6
TiO_2	0,22	0,15	0,40	—	—	—	—	—	0,38[3*]	0,22	0,6
Al_2O_3	9,94	11,74	7,57	11,31	6,65	13,15	4,42	2,86	6,84[4*]	10,69	12,4
Fe_2O_3	1,00	0,59	2,90	3,54	2,02	2,48	0,37	0,49	0,79[5*]	0,80	0,7
FeO	0,72	1,31	1,30	0,72	0,31		0,33	0,29	—	0,72	0,2
MnO	0,02	0,05	—	—	0,50*	0,70	0,24*	—	—	0,22	—
MgO	0,56	0,54	0,04	0,24	0,12	Следы	0,14	0,20	1,11	1,47	0,3
CaO	0,38	1,41	0,04	0,75	16,04	3,09	1,27	3,41	0,49	3,85	0,4
Na_2O	2,21	2,40	0,63	2,34	0,19	5,43	0,11	0,00	1,16	2,30	0,3
K_2O	4,32	4,51	4,75	6,16	2,30	3,30	0,72	1,98	2,19	3,32	3,8
H_2O+	0,55	0,86	1,11	0,30	1,26	—	—	—	—	1,46	2,7
H_2O-	0,41	0,03			—	—	—	—	—	0,08	
P_2O_5	0,05	0,60	—	—	—	—	—	—	0,01	0,10	0,2
CO_2	—	Следы	—	0,92	12,16	—	Нет	—	—	2,66	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	1,01	0,42	3,35	1,12	—	—
Сумма	99,68	99,99	99,63	99,60	100,79	99,10	100,15	99,65**	99,83	100,10[6*]	100,6

* Приведено как MnO_2.
** Включает 0,06% S.
[3*] Содержит ZrO_2 и V_2O_5.
[4*] Содержит MnO_2.
[5*] Суммарное железо.
[6*] В оригинале сумма 99,90.

А — иотний (докембрий) Кёйлиё, Муурунмяки, Финляндия, аналитик К. Вийк [276]; 44% нормативных полевых шпатов.

Б — торридонокий песчаник (докембрий), Кинлок, Скай, аналитик М. Керр [160]; 53% нормативных полевых шпатов.

В — спарагмит (нижний кембрий), Энгердален, Норвегия [16]; 33,5% нормативных полевых шпатов.

Г — нижний древний красный песчаник (девон), Фойерс, Лох-Несс, Шотландия [198]; 52% нормативных полевых шпатов.

Д — известковый аркоз, древний красный песчаник (девон), Ред-Крагс, Фохаберс-он-Спей, Шотландия [198]; 16% нормативных полевых шпатов и 28% нормативного кальцита.

Е — песчаники Портленд (свита Ньюарк, триас), Портленд, штат Коннектикут, США [214]; 74% нормативных полевых шпатов.

Ж — субаркоз из песчаников Розбрей (девон), Розбрей, Элгин, Шотландия [198]; около 12% нормативных полевых шпатов.

З — известковый субаркоз (кембрий или ордовик), округ Бастард, провинция Онтарио, Канада [158]; около 12% полевых шпатов и 7% кальцита.

И — субаркоз Уайтхорс (пермь), штат Канзас [287].

К — молассовый аркоз (олигоцен), Унтерстерн, кантон Цуг, Швейцария; аналитик Ф. Кервон [Niggli et al, 1930].

Л — аркоз (олигоцен), Овернь, Франция [152]; 19% полевых шпатов.

Такой материал приурочен к основанию серии или к языкообразным гранитным развалам, образовавшимся в результате разрушения близрасположенных погребенных гранитных структур. В некоторых случаях такой остаток характеризуется столь малой переработанностью и слабой степенью разложения, что после литификации порода выглядит как естественный гранит. В этом случае она называется восстановленным, или преобразованным гранитом. Такие породы в полевых условиях (в небольших обнажениях, а также в шламе или керне при бурении) могут быть неправильно определены. При бурении нередко трудно решить, достигнут ли гранитный «фундамент» или вошло ли бурильное долото в породы гранитного развала. Даже в обнажениях, в частности в некоторых выходах докембрия, где породы в результате метаморфизма стали сливными, возникают противоречивые мнения в отношении того, чем в действительности является метааркоз: аркозовым осадком, гранитом или гранитизированным образованием. Контакт гранитов и перекрывающих их остаточных аркозов может быть постепенным, такой случай при истинно осадочном их происхождении описывается как «градационное несогласие». Примером служит контакт архейских аркозов с гранитами оз. Саланага на границе провинции Онтарио и Миннесоты, описанный Грантом [324] и Клементом [48].

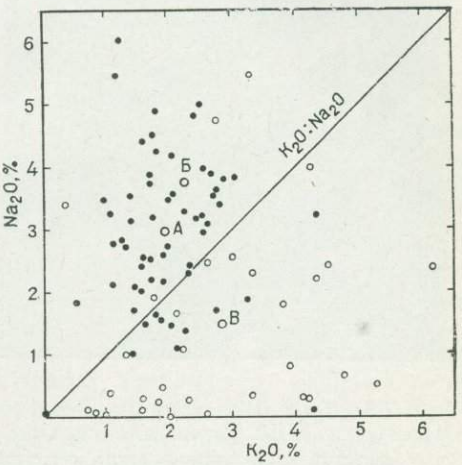


Рис. 7-8. Отношение Na_2O/K_2O в аркозах и граувакках.

Сплошные черные кружки — граувакки, пустые кружки — аркозы. А — средняя граувакка, Б — осредненная граувакка из Новой Зеландии [248], В — средний аркоз [237]

Критерии, по которым можно отличать настоящие граниты от восстановленных эквивалентов, многочисленны, но обычно труднопримени-мы. Настоящий гранит может иметь слабовыраженную гнейсовую листоватость, которая теряется при полном механическом разрушении и даже незначительной переработке. Кроме того, истинные граниты рассечены аплитовыми и другими сопряженными дайками. Восстановленные граниты при тщательном исследовании обнажения обычно содержат обломки или гальку гранитов или слабовыраженную слоистость. Под микроскопом в восстановленном граните отмечается необычно широкий диапазон размеров зерен. Это свойство восстановленного гранита находится в резком контрасте с равнозернистой природой гранита или с порфировой структурой некоторых интрузивных пород. Аркозы, претерпевшие лишь незначительную транспортировку или не подвергшиеся переносу совсем, — остаточные аркозы — являются, по существу, несортированными и обычно содержат обогащенный глиной матрикс, часто красноцветный; он может составлять 20% и более объема породы (рис. 7-9). К этим аркозовым ваккам применяется термин редстоун [175, 151]. Восстановленная порода содержит больше кварца, чем обычный гранит. Возможна также легкая окатанность полевых шпатов (их можно ошибочно принять за резорбированные фенокристаллы). Шлам при проходке скважин не позволяет использовать много критериев, в этом случае полезными могут быть

такие признаки, как легкая окатанность и повышенное содержание в осадке кварца.

Аркозовые осадки могут также быть связанными с гранитными выступами. Аркозы, приуроченные к таким воздымающимся и разрушающимся гранитным плутонам, образуют мощные конусообразные скопления, обычно весьма грубозернистые, часто с конгломератами. Широко известными примерами аркозов этого типа служат аркозовые отложения Нью-Хейвен, Портленда и другие аркозы серии Ньюарк (триас) в Коннектикуте и соседних восточных штатах [175], аркозовые слои пенсильванских формаций Лайонс и Фаунтин Передового

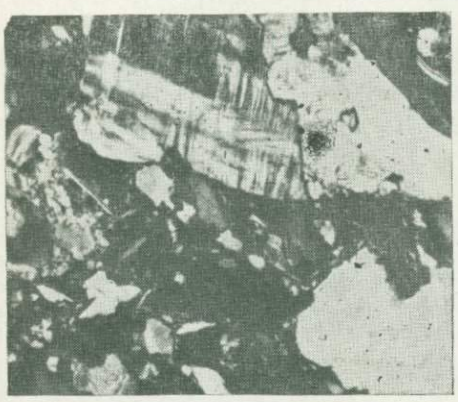




Рис. 7-9. Аркоз Шугарлоф из серии Ньюарк (триас). По [238]. Гора Тош, штат Массачусетс, США. Скрещенные николи, ×22.

Грубозернистый красноцветный аркоз, состоящий из плохо сортированной смеси угловатых зерен кварца и полевых шпатов и небольшого количества слюды, помещенных в красный железистый глинистый матрикс

Рис. 7-10. Аркоз Фаунтин (пенсильваний), штат Колорадо, США. Скрещенные николи, ×20.

Грубозернистый красноватый песчаник, состоящий из угловатых и слабоокатанных зерен кварца (светлые) и полевых шпатов (затемненные, полисинтетически сдвойникованные)

хребта Колорадо [151], древний красный песчаник Шотландии [197] и части разреза третичной молассы юга ФРГ и Швейцарии. Такой аркоз показан на рис. 7-10. Аркозы для подвижных поясов нетипичны, в этом случае они содержат натриевый, а не калиевый полевой шпат. Это отмечено для некоторых архейских аркозов [308] и для широкоизвестных аркозов Суок (палеоцен) в штате Вашингтон [95]. Более полное перечисление аркозовых отложений всех возрастов и типов содержится в классическом исследовании Бартона [17].

Территория щитов сложена преимущественно гранитами и поэтому потенциально является крупнейшим источником аркозового песка. К аркозам, бесспорно связанным с областями щитов, относятся позднедокембрийские иотнийские песчаники Финляндии [276] и Швеции [118], спарагмиты Норвегии и Швеции [127], раннемеловые (предаптские) пески Западной Венесуэлы, снесенные с Гайанского щита, докембрийская свита Казан группы Дибаунт Северо-Западных территорий Канады [72], нижняя часть гуронских кварцитов Лоррен в Онтарио [129].

Происхождение и геологическое значение. Результаты полевых наблюдений и минеральный состав определенно указывают на тесную

связь аркозов с областями питания, где развиты граниты. Распространение аркозовых песчаников ограничено локальными бассейнами или участками, где происходило накопление всего обломочного материала, воздымавшегося и подвергавшегося денудации гранитного блока, а также территорией, прилегающей к гранитному щиту.

Обширные водосборные бассейны петрографически разнообразны, и в них не происходит накопления аркозовых песков. Пески крупных рек, хотя и могут содержать несколько повышенное количество полевых шпатов, аркозами не являются; обычно это — лититовые пески. Следовательно, аркозы имеют ограниченное распространение как в пространстве, так и в вертикальном геологическом разрезе.

Однако обогащенные кварцем пески, кварцевые арениты также имеют области питания, связанные с гранитами. Действительно, практически весь кварц песчаников образовался, в конечном итоге, из кварцсодержащих плутонических пород — «гранитов» в очень широком и свободном смысле этого слова. Однако почему одни песчаники характеризуются высоким содержанием полевых шпатов, а другие — нет?

Значение обломочных полевых шпатов достаточно противоречиво. Присутствие большого количества полевых шпатов в некоторых песчаниках (аркозах) привело к созданию и широкому распространению теории о том, что для обеспечения сохранности и накопления полевых шпатов в осадке требуются специфические климатические условия, препятствующие их разложению [197]. В соответствии с теорией постулировалась необходимость очень сухого климата (отсутствие воды, обусловливающее задержку химического разложения) или очень холодного климата (значительное замедление химических реакций). К настоящему времени накоплено достаточное количество доказательств, вызывающих необходимость изменения теории сурового климата. Крынин [166] наблюдал образование аркозов в условиях влажного тропического климата, где средняя годовая температура составляет 26°С, а годовое количество осадков 300 см. Накопление полевых шпатов в таких условиях — не единственное доказательство; данные, опровергающие связь полевых шпатов с суровыми климатическими условиями, получены в процессе критического изучения древних полевошпатовых отложений. Например, Рид [249] заметил, что в эоценовых песчаниках Калифорнии, содержащих почти 50% полевых шпатов, найдены остатки флоры, которая могла существовать только в теплых гумидных условиях. Песчаники Катахула в Техасе, также предположительно эоценового возраста, содержат прибрежные тропические растения, хотя концентрация в них полевых шпатов приближается к 50% [115]. Как отмечено Бартоном [17], аркозовые песчаники, образовавшиеся в гумидных условиях, характеризуются высоким содержанием выветрелых или частично выветрелых полевых шпатов. Смешение исключительно свежих зерен полевых шпатов с несколько помутненными и измененными зернами в одном осадке можно объяснить быстрой эрозией глубоко изрезанных нагорий, сложенных содержащими полевые шпаты породами, в условиях теплого климата. Аркозы, образовавшиеся в суровых климатических условиях, практически не содержат выветрелых полевых шпатов.

Если содержание полевых шпатов не зависит от климата, в чем тогда их значение? Для выветривания полевых шпатов требуется не только подходящая климатическая обстановка, но также достаточное время. Интенсивность процесса разложения обусловливается климатом, однако продолжительность этого процесса опреде-

ляется рельефом. Районы с высоким рельефом претерпевают быструю эрозию, поэтому полевые шпаты не успевают разрушиться и включаются в процесс осадконакопления. В условиях низкого рельефа эрозия происходит медленно, и при соответствующей климатической обстановке полевые шпаты могут полностью разрушиться. Следовательно, присутствие или отсутствие полевых шпатов является результатом равновесия между скоростью выветривания и скоростью эрозии. Таким образом, аркозы являются показателем как сурового климата, так и тектонической активности. Одно лишь присутствие полевых шпатов не может свидетельствовать в пользу того или иного фактора, для решения этого вопроса следует привлекать другие критерии.

Лититовые песчаники и субграувакки

Определения. Песчаники, в которых количество обломков пород превышает количество обломочных полевых шпатов, называются лититовыми песчаниками [236], лититовыми аренитами [323] или литаренитами [192] аналогично тому, как туфы, содержащие многочисленные обломки пород, называются литокластическими туфами. Содержание обломков пород в песчаниках колеблется в широких пределах. Песчаники, содержащие 25% и более, могут быть названы собственно лититовыми песчаниками. Песчаники, содержащие 10—25%, образуют промежуточный класс, который именуется сублитаренитами [192] или протокварцитами (термин предложен Крыниным [230]).

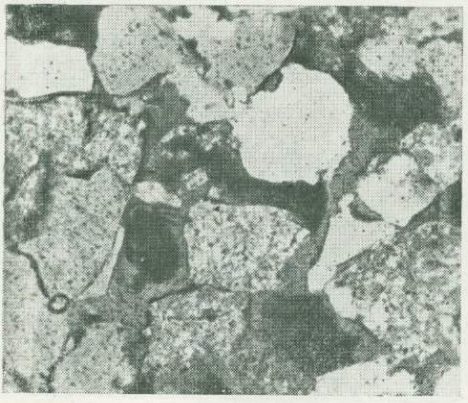
Крынин применял термин грауваккa как к классического типа грауваккам гор Гарца, так и к лититовым песчаникам. Фактически термин в его первоначальном определении Крыниным [168] мог быть отнесен только к лититовому песчанику; позднее, в 1945 г., Крынин модернизировал термин и выделил два типа граувакк: высокого ранга (с полевыми шпатами) и низкого ранга (с малым количеством полевых шпатов или без них). В этом определении грауваккa низкогс ранга соответствует лититовому песчанику. Такое толкование термина на время принял Фолк [90], но в настоящее время он отказался от него и применил к этому классу пород термин литаренит [93].

Термин субграувакка первоначально использовался для обозначения пород, промежуточных между кварцевыми аренитами и грауваккaми [235]. По первому определению, порода должна была содержать менее 10% полевых шпатов и более 20% матрикса. В новом определении [236] это песчаник, содержащий менее 15% матрикса, но 25% нестойких зерен, среди которых обломки пород преобладают над полевыми шпатами. В этом определении порода, по существу, является лититовым аренитом. Субграувакка (и лититовый аренит в целом) внешне похожа на грауваккy, особенно по цвету и содержанию обломков пород.

Общее описание и разновидности. Лититовые арениты обычно представляют собой светло-серые, цвета «соли с перцем» песчаники со значительным содержанием обломков пород, особенно осадочных и слабометаморфизованных (рис. 7-11). Зерна кварца от угловатоокатанных до окатанных; очень многочисленны чешуйки слюды, тогда как полевые шпаты редки или отсутствуют. Песок в целом характеризуется средней степенью сортированности, он скрепляется химически осажденным цементом, в большинстве случаев представленным кварцем или кальцитом. Обломочный матрикс обычно отсутствует, хотя его место

может занимать псевдоматрикс, образованный раздробленными частицами глинистых сланцев или аутигенно осажденной глиной (рис. 7-12).

Обломки пород в лититовых аренитах не только многочисленны, но и весьма разнообразны. Некоторые лититовые ареннты могут содержать более десятка разновидностей. В одних наблюдается множество обломков вулканических пород, в других преобладают обломки слабометаморфизованных и осадочных пород. Песчаники, обогащенные обломками вулканических пород, представляют собой вулканомиктовые или вулканокластовые ареннты; их не следует сме-



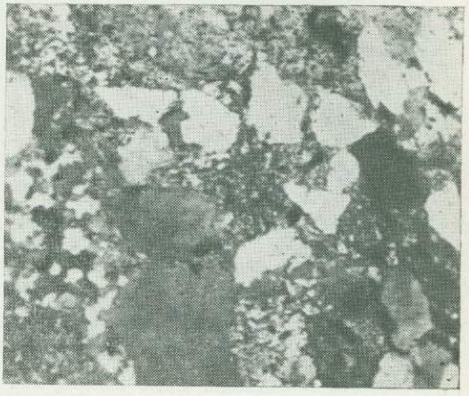


Рис. 7-11. Песчаник Викинг или Кардиум «В» (мел), провинция Альберта, Канада. По [238]. Николи скрещены, ×53.

Лититовый песчаник, состоящий из среднесортированной смеси полуугловатых и окатанных зерен кварца и кремня, при этом кремень составляет почти треть каркаса песка

Рис. 7-12. Формация Потсвилл (пенсильваний), Потсвилл, штат Пенсильвания, США. Николи скрещены, ×20.

Грубозернистый, плохо сортированный лититовый аренит, состоящий из кварца и обломков пород, последние частично представлены мягкими глинистыми сланцами и алевролитами, образующими псевдоматрикс

шивать с пирокластическими аренитами, которые образовались непосредственно при вулканических извержениях. В целом в породе более заметны обломки кислых вулканических пород, обломки основных магматических пород бывают нередко настолько изменены, что переходят в матрикс. Большинство лититовых аренитов содержит значительное количество слабометаморфизованных пелитовых пород, в частности аспидных сланцев, филлитов, серицитовых кристаллических сланцев. Последние были названы сланцевыми аренитами [167]. Применяется также термин филлареннты [92], по-видимому, из-за обилия в песчаниках слюды, содержащейся как в обломках пород, так и в виде фрагментов чешуек в самих песках. Многие лититовые пески обогащены также обломками пород осадочного происхождения. Специального рассмотрения заслуживают две разновидности. Одна из них — кремневый аренит (см. рис. 7-11). Кремни составляют, например, от 20 до 90% песчаника Кат-Банк мелового возраста в штате Монтана [279]. Описаны также [286] исключительно богатые кремнем юрские пески в Монтане. Следует, однако, различать обломочный кремень и частицы раскристаллизованной риолитовой породы, что не всегда является легкой задачей. Богатые кремнем пески, вероятно,

указывают на локальное происхождение при разрушении кремнистых известняков в условиях влажного климата либо стратиформных отложений кремня.

В некоторых лититовых аренитах встречаются карбонатные обломочные частицы. Песчаники этого типа названы *кальклититами* [92], в отличие от *калькаренитов*, понятия, обычно обозначающего карбонатные пески, зерна которых представлены обломками фауны, оолитами и другими образованиями, сформировавшимися *внутри* бассейна осадконакопления (рис. 7-13). Обломочные карбонатные пески терригенного происхождения распространены сейчас ши-

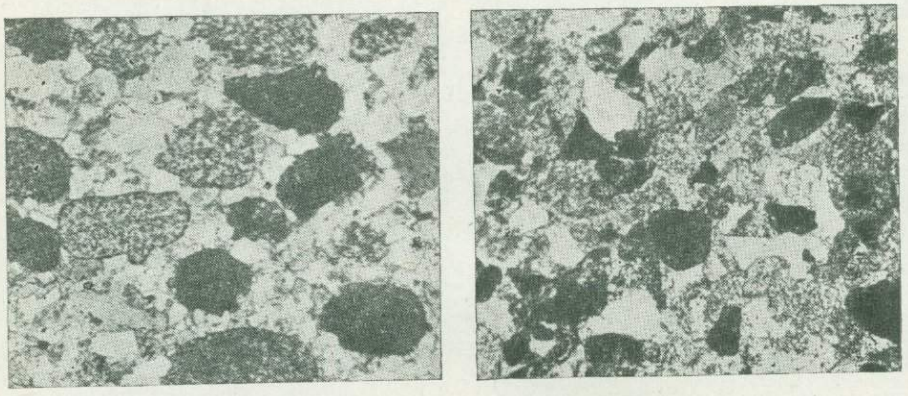


Рис. 7-13. Кальклитит, формация Точатви, группа Кристи-Бей (нижний протерозой), Большое Невольничье озеро, Северо-Западные территории, Канада. Без анализатора, ×20.

Крупные поликристаллические обломки карбонатных пород и меньшего размера, худшей окатанности зерна кварца

Рис. 7-14. Молассовый песчаник (нижний миоцен, аквитанский ярус). 32 км к востоку-северо-востоку от Брегенца, Боденское озеро, ФРГ. Николи скрещены, ×20.

Обратите внимание на обилие обломков карбонатных пород

роко, но в древних геологических разрезах относительно редки. Многочисленные обломочные доломиты встречены в меловых песчаниках в Западном внутреннем бассейне США [262]. Обломочными зернами доломитов и известняков насыщены некоторые молассовые песчаники северных Альп [103]. Пример приведен на рис. 7-14. Поскольку разрушение большинства известняковых толщ обычно происходит путем их растворения и единственными остаточными продуктами являются глины и кремни, кальклититам для их образования требуются быстрая эрозия и высокий рельеф. В то же время кремневые арениты указывают на низкий рельеф и вынос известняка в растворенном виде. Кальклитит представляет собой песчаной размерности аналог карбонатного галечника и конгломерата. Кроме кремня и микритового известняка или доломита, лититовые арениты содержат частицы тонкозернистых пелитовых пород, таких как глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты. Ввиду того что их зерна не обладают достаточной твердостью, их присутствие свидетельствует о транспортировке материала на короткое расстояние или даже о внутриформационном происхождении. Более того, подвергаясь деформации, связанной с геостатическим давлением, зерна глинистых пород (особенно глинистых сланцев) раздавливаются

и выжимаются в поровое пространство так, что они напоминают выполнение пор матриксом [2]. В этом случае их трудно определить как обломки пород. Настоящий матрикс заполняет все поры, тогда как описанный псевдоматрикс — лишь часть их; остальные поры заполнены осажденным минеральным цементом. Кроме того, поскольку частицы пород не являются одинаковыми, предполагаемое выполнение разных пор будет различным.

Таблица 7-6

Минеральный состав лититовых песчаников и протокварцитов (сублитаренитов). По Петтиджону [237], табл. 3, с добавлениями

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
Кварц	50	60—65	78	65,4	32,0	71	30,9	27
Полевые шпаты	3—5	1,5	3		2,2	8	10,0	2
Обломки пород	40	30	15	10,6	43,0**	22[3]*	33,0[4]*	46[5]*
Слюда	—	2—3	—	—	0,2	Следы	0,5	—
„Глина„ или матрикс	10	5—6	4	6,8	6,9	2	5,5	5
Кремнистый цемент	—*	—	—	11,9	Следы	—	—	—
Кальцитовый цемент	—	2—18	—	8,5	13,0	—	19,2	20

* По наблюдениям автора, 5—10%.
** Включает 28% кремня.
[3]* Включает 5% кремня.
[4]* Включает 15% кремня.
[5]* Включает 3% кремня, 12% известняка и 17% доломита.
А — песчаник Осуиго (ордовик), штат Пенсильвания, США [169].
Б — песок Брадфорд (девон), Пенсильвания [168].
В — формация Диз (пенсильваний), штат Оклахома [156].
Г — пачка Солт-Уош формации Моррисон (юра), плато Колорадо, США. Среднее по 22 шлифам [123].
Д — «известковая грауваккa» (мел), Торок, Аляска. Среднее из 3 образцов [230].
Е — базальный песок Клэйборн (эоцен), штат Техас, США [298].
Ж — песчаник «Фрио» (олигоцен), площадь Силигсон, округа Джим-Уэлс и Клеберг, штат Техас, США. Среднее из 22 образцов [222].
З — третичный молассовый песчаник, ФРГ [101].

Учитывая вышеизложенное, можно сказать, что лититовые арениты представляют собой группу разнообразных песков, характеризующихся значительными колебаниями состава. Это находит отражение как в модальных анализах (табл. 7-6), так и в валовом химическом составе (табл. 7-7). Модальный анализ не дает возможности воссоздать полную картину, если только не удастся выделить в категории «обломки пород» составляющие их виды. Распознавание видов пород в очень мелких обломках — дело достаточно сложное и требует большого опыта. Особенности структуры пород в крупных зернах сохраняются лучше, но их можно видеть и в мелкозернистой породе, и даже в тонкозернистой [24]. Очевидно, основной составной частью лититовых аренитов является кварц. Он может быть вулканического происхождения, как это наблюдается в вулканомиктовых песках [313]. В филларенитах, по-видимому, кварц осадочного происхождения, образовавшийся из песчаных осадков, связанных с обломками осадочных пород. В этом случае в нем может наблюдаться унаследованная от предшествующих циклов окатанность и даже стертые оболочки вторичного кварца. Кварц подлинных филларенитов, характеризующихся обломками слабо метаморфизованных пород, бывает заметно волнистым и поликристаллическим значительно чаще, чем кварц вулканомиктовых или обычных осадочных аренитов. Эти арениты содержат также большое количество

обломочной слюды (чешуйки ее залегают параллельно напластованию), которая во многих случаях, скапливаясь на определенных плоскостях напластования, образует блестящую поверхность. Чешуйки слюды часто несут следы искривления и деформаций, вызванных уплотнением песка.

Лититовые арениты обычно сцементированы кальцитом (это относится к аренитам мезозойского и кайнозойского возраста) или кварцем. Матрикса практически нет, хотя в некоторых аренитах присутствует псевдоматрикс, образовавшийся при раздавливании частиц глинистых сланцев. Часть лититовых аренитов содержит новообразованные глинистые минералы или даже цеолиты.

Таблица 7-7

Представительные химические анализы лититовых песчаников (субграувакк) и протокварцитов (сублитаренитов). По Петтиджону [237]

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO_2	84,01	65,0	56,86	51,52	92,91	47,75	40,35	74,45
TiO_2	0,05	—	0,10	0,32	—	0,20	0,30	0,50
Al_2O_3	2,57	9,57	8,48	5,77	3,78	6,41	7,43	10,83
Fe_2O_3	0,17	1,59	1,67	2,43	Следы	2,39	3,27	4,62
FeO_2	0,26	1,08	—	—	0,91	—	—	—
MnO	0,04	—	—	0,14	—	—	—	—
MgO	0,67	0,4	1,24	0,95	Следы	4,48	10,28	1,30
CaO	5,41	10,1	15,25	16,96	0,31	18,75	12,00	0,35
Na_2O	0,17	2,14	1,31	1,32	0,34	1,20	0,54	1,07
K_2O	0,86	1,43	1,46	1,90	0,61	1,02	0,93	1,51
H_2O+	0,54	0,82	0,50	2,25	1,19	1,32	6,75	4,95
H_2O-	0,19	0,23	—	2,54		—	—	—
P_2O_5	0,04	—	Следы	0,10	—	0,10	—	Следы
CO_2	4,65	6,9	12,95	13,34	—	17,78	17,80	—
SO_3	—	0,04	—	0,52	—	—	—	—
S	0,02	0,16	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,73*	99,54**	99,76	100,06	100,05	101,40³**	99,65	99,58

* Включает Cl — 0,02, F — 0,01, BaO — 0,05.
** Включает C — 0,06, Cu — 0,002, V — 0,017, Zn < 0,03, Cr — 0,003.
³* В оригинале сумма 99,40.

А — протокварцит, пачка Солт-Уош, формация Моррисон (юра). Средняя проба из 96 неминерализованных образцов, плато Колорадо. Аналитик В. Смит (неопубл. анализы Геологич. Службы США). См. табл. 7-6,Г.

Б — известковая грауваккa (лититовый аренит). «Фрио» (олигоцен), площадь Силигсон, штат Техас, США. Среднее из 10 образцов [222]. См. табл. 7-6,Ж.

В — известковая субграувакка, аквитанская моласса, Лозанна, Швейцария [44].

Г — известковая субграувакка, моласса Грёнхен, Бургхальде, кантон Аарау, Швейцария. Аналитик Я. Якоб [Niggli et al, 1930].

Д — протокварцит из песчаников Берна (миссисипий), Берна, штат Огайо, США. Аналитик А. Икинс [Bull. U. S. Ged. Surv., 60].

Е — известковая субграувакка (?), бурдигальская моласса, Ворен, Изер, Франция [44].

Ж — песчаник (известковая субграувакка?) из угленосной толщи (карбон), Вестфальский угольный бассейн, Франция — Бельгия [44].

З — песчаник (субграувакка?) из угленосной толщи (карбон), Вестфальский угольный бассейн [44].

Химический состав этих пород отражает разнообразие состава как каркаса, так и цемента выполнения. Надлежащее истолкование данных химического анализа возможно только при учете минерального состава. Так, высокое содержание CO_2 и CaO может означать наличие в породе и кальцитового цемента, и обломков раковин, и обломочных частиц известняка. Повышенное содержание SiO_2 может указывать на боль-

шое количество обломочного кварца или обломочного кремня, на присутствие кремнистого цемента или на все три фактора вместе. В отличие от граувакк, большинство лититовых аренитов характеризуется низким содержанием Na_2O и MgO и высоким — K_2O. Правда, есть исключения: обломочные доломиты обогащены MgO.

Распространение и значение. Лититовые песчаники, возможно, являются наиболее распространенными из всех песчаников (см. 314). Многие (если не большинство) палеозойские песчаники Центральных Аппалачей представлены лититовыми песчаниками. Ими же сложены ордовикская формация Осуиго [176] (рис. 7-15), девонский песчаник Брадфорд-III, описанный в классической работе Крынина [168], миссисипские формации Поконо [231] и Мок-Чанк [149, 211], пенсильванская формация Потсвилл [211]. Эти песчаники богаты кварцем и бедны полевыми шпатами; они сцементированы кварцем и содержат большое количество обломков пород, слабо метаморфизованных или осадочных по происхождению.

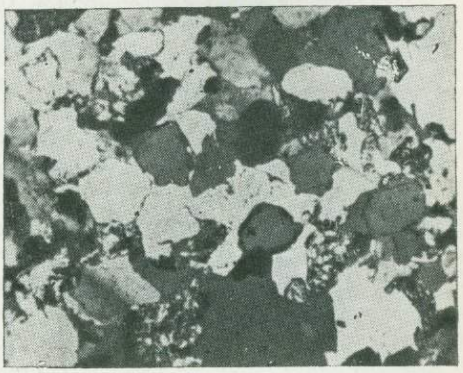


Рис. 7-15. Песчаник Осуиго (ордовик). Гора Болд-Игл, близ Стейт-Колледж, штат Пенсильвания. США. Николи скрещены, ×15.

Формация содержит 50% кварца или более, 30—40% обломков пород. Первоначальные очертания зерен кварца видны плохо, вторичный кварц делает границы между зернами взаимопроникающими, сутурными. Обломки пород представлены главным образом алевролитом, тонкозернистым песчаником, тонкозернистым кварцитом и слабо метаморфизованным филлитом. Полевые шпаты очень редки — всего 1—2%

К лититовым аренитам относятся многие юрские и меловые песчаники Скалистых гор. Это богатые кремнем аренитыМонтаны [279, 286] и Альберты [188]. Лититовыми аренитами представлена также меловая формация Чико в Калифорнии [323].

Большинство третичных песчаников Молассового бассейна юга ФРГ и Швейцарии является лититовыми аренитами (см. рис. 7-14), многие из них содержат обломочные зерна микритовых карбонатов [101, 107]. Не все лититовые аренитыы связаны своим происхождением с орогеническими поясами. Многие третичные пески побережья Мексиканского залива представлены лититовыми аренитами. Хорошо известны олигоценовая формация «Фрио» [222], миоценовые песчаники Оквилл [92] и формация Уилкокс [323].

Весьма распространенными являются протокварциты или сублитарениты. Примерами могут служить некоторые кварциты Тускарора (силур) Центральных Аппалачей [328], пенсильванские песчаники Анвил-Рок в Иллинойсском бассейне [147].

Вероятно, большинство песков современных крупных рек являются лититовыми. Так, средняя проба из 187 образцов песков р. Огайо содержит 62% кварца, 31% обломков пород и 6% полевых шпатов [97]. Это — типичный лититовый аренит.

Весьма многочисленны древние лититовые аренитыы; они, возможно, являются наиболее распространенным типом песчаников. На основе изучения средней пробы по 121 образцу песчаников различного возраста и условий залегания Петтиджон [237] подсчитал, что лититовые аренитыы охватывают 26% всех песков, тогда как аркозы составляют

только 15%. Лититовые ареніты типичны для разрезов меловых и третичных отложений. Из 718 образцов меловых, палеоценовых и эоценовых песчаников Западной Венесуэлы 400, или около 56%, оказались лититовыми или сублититовыми [6]. Только 79, или 11%, были аркозами или субаркозами. Лититовые ареніты в какой-то степени играют ту же роль, что и граувакки в разрезах древнего флиша, однако они распространены как в пределах геосинклиналей, так и вне их. Типичный молассовый песчаник, вероятно, является лититовым аренитом.

Лититовые ареніты представляют собой незрелые пески, в которых большая часть обломков пород механически или химически неустойчива. А вот какая часть песка образовалась за счет тонкозернистых пород, точно не известно. При дезинтеграции грубозернистых пород без их химического разложения образуется песок, но можно ожидать, что тонкозернистые породы при разрушении будут поставлять частицы алевритовой размерности. Механически непрочные компоненты пород, по-видимому, легко разрушаются на участках с интенсивной абразией, например, в волноприбойной зоне. Химически неустойчивые частицы пород разрушаются в процессе диагенеза с образованием вещества матрикса. Возможно, лититовые ареніты являлись предшественниками граувакк в древних геологических разрезах. Для образования аркозов требуется ограниченная область питания, по-видимому, в пределах небольшого водосборного бассейна. Формирование лититовых аренитов в целом связано с более обширной областью питания, с более крупным водосборным бассейном, который может быть сложен разнообразными по литологии породами. Поэтому лититовые ареніты могут формировать аллювиальные и дельтовые отложения крупных рек; наиболее характерны они для миогеосинклиналей, хотя и не ограничиваются ими.

Граувакки и родственные им породы

Учитывая возможную связь между лититовыми песчаниками и граувакками, рассмотрим песчаники, к которым был применен термин г р а у в а к к а. Сам термин породил много противоречий не только в отношении происхождения названных так пород, но и в понимании этого термина. Этим вопросам посвящено огромное количество работ. Хорошая обобщающая работа по проблемам номенклатуры была выполнена Доттом [74]. Позже эти вопросы рассматривались Окадой [227] и Петтиджоном с соавторами [238]. Грауваккa — это старый термин, который, очевидно, был впервые применен к песчаникам верхнедевонской — нижнекаменноугольной толщи гор Гарца. Эти породы подверглись новому тщательному изучению в последние годы [141, 207]. Их отличительными особенностями являются темно-серая окраска, заметная литифицированность, обилие полевых шпатов и обломков пород, отсутствие обычного порового цемента, вместо которого представлен матрикс, состоящий из тонких прорастающих кристаллов серицита и хлорита, смешанных с зернами кварца и полевых шпатов алевритовой размерности. Эти породы, в отличие от аркозов, заметно обогащены FeO, MgO и Na_2O. Хотя при попытке точного определения граувакк возникли некоторые трудности, все же существует достаточно однородная группа пород, сходных по всем основным параметрам с классическими граувакками Гарца, которую по традиции называют граувакками. Присутствие темноцветного мелкозернистого матрикса является существенным признаком этих пород.

Как отмечено на с. 280, термин был использован и в более широком значении, с включением в эту группу пород, определяемых ныне как лититовые арениты. Хотя они внешне сходны с граувакками, но отличаются от них отсутствием матрикса, наличием пор и осажденного минерального цемента. От такого расширенного понимания термина г р а у в а к к а в основном уже отказались.

Матрикс является основой проблемы граувакк как в части определения, так и при интерпретации. Каково же количество матрикса и каков верхний предел его размерности? По мнению Окады [227], процентное содержание матрикса, отделяющее вакки (важнейшим классом



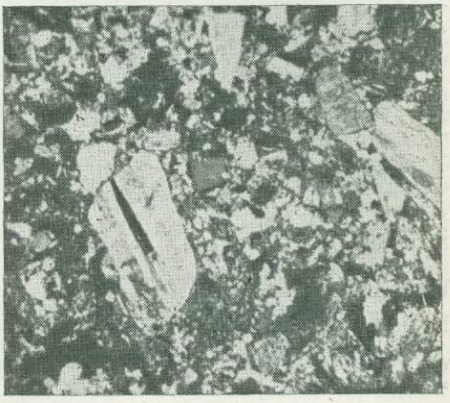


Рис. 7-16. Граувакка Кульма (карбон), горы Гарца, ГДР. Николи скрещены, +22.

Типичная или «классическая» граувакка, состоящая главным образом из угловатых, очень плохо сортированных зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород, помещенных в тонкозернистый хлоритовый матрикс

Рис. 7-17. Граувакка Кускоквим (мел), район Кускоквим, Аляска. Николи скрещены, ×22.

Граувакка характеризуется низким содержанием кварца, большим количеством полевых шпатов, в значительной части представленных гипидиоморфными кристаллами, а также большим количеством обломков афанитовых пород со структурами течения. Очень плохая сортированность. Это — граувакка со значительным привносом вулканического материала

которых служат граувакки) от «чистых» песчаников, варьирует от 5 до 25%. Дотт [74] и Гилберт [323] принимают за рубеж 10%. Большинство исследователей (в том числе и автор этой работы) придерживаются величины 15%. Верхний предел размерности также колеблется. Окада [227] отмечает, что большинство авторов принимают его равным 20 мкм. В данной работе, как и в более ранней [238], используется величина 30 мкм.

Строение и состав. В целом граувакки представляют собой темно-серые или черные крепкие породы, обычно без признаков внутренней слоистости или слоеватости; они часто, хотя и не всегда, характеризуются градационной слоистостью. В небольшом обнажении или образце их можно ошибочно принять за основную изверженную породу. Под микроскопом граувакка имеет вид микробрекчии, сложенной острыми, угловатыми и призмовидными зернами кварца, а также угловатыми зернами полевых шпатов и частицами пород, погруженными в пастообразную массу, которая в некоторых случаях по объему равна или превосходит суммарное количество крупных обломочных зерен (рис. 7-16). Эта пастообразная масса или матрикс представляет собой

микрокристаллический агрегат кварца, полевого шпата, хлорита и серицита и местами замещается мозаичными карбонатами. При скрещенных николях различие между матриксом и тонкозернистыми частицами пород почти полностью исчезает, фактически их трудно отличить. С этим связано предположение [26], что объем матрикса в граувакках сильно завышают. В некоторых граувакках отмечается линейное залегание чешуек серицита и хлорита, которое предшествует сланцеватости. Но в большинстве этих пород строение матрикса хаотичное.

Таблица 7-8

Модальные анализы граувакк

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
Кварц	4	24	56	33	9	Следы	26	33	27	30
Полевые шпаты	10	32	37	15	43	30	5	21	19	12
Обломки пород	50	19	7	3	10	13	26	7	30	16
«Матрикс»	32	*	**	45	25	45	43	33	21	39
Слюда и хлорит	—	16	—	—	4	—	—	6	—	3
Прочие	2	8	—	—	4[3*]	10[3*]	—	—	3	—

* Отдельно не отмечен; 38% породы составляют «глина и алеврит».
** Отдельно не отмечен.
3* Роговая обманка и пироксен.
А — лититовая грауваккa (девон), Австралия, среднее из 5 анализов [55].
Б — полевошпатовая грауваккa Таннер (девон — нижний карбон), Гарц [141].
В — полевошпатовая грауваккa, францисканская формация (юра?), штат Калифорния, США. Среднее из 17 анализов [259].
Г — полевошпатовая грауваккa (докембрий), провинция Онтарио, Канада. Среднее из 3-х анализов [233].
Д — грауваккa Пурари (мел), Папуа. Среднее из 4-х анализов [78].
Е — туфогенная грауваккa Ауре (миоцен), Папуа. Среднее из 2-х анализов [77].
Ж — лититовая грауваккa Мартинсберг (ордовик), штат Пенсильвания, США [191].
З — грауваккa (нижний мезозой), район Порирура, Новая Зеландия [Webby, 1959, New Zealand Iour. Ged. Geophys. v 2].
И — грауваккa (кульм), Гарц 207.
К — формация Беруош (архей), Йеллоунайф, Северо-Западные территории. Канада [142].

Состав граувакк достаточно изменчив. Чаще всего основным компонентом является кварц. В составе большинства граувакк он формирует меньше половины песчаной фракции, во многих граувакках кварца содержится не более 1/4, иногда он составляет лишь 1/10 (табл. 7-8). Почти повсеместно зерна кварца сильно угловаты, обычно им свойственно четкое волнистое погасание. Как исключение, граувакки могут содержать вулканогенный кварц; при увеличении доли обломков вулканических пород, зональных кристаллов полевых шпатов и раздробленных эвгедральных кристаллов эти граувакки (рис. 7-17) незаметно переходят в отложившиеся под водой туфы и туфогенные песчаники. В граувакках обычно присутствуют полевые шпаты; в отдельных случаях их содержится столько же, сколько и кварца, или даже больше (рис. 7-18). Обычно они представлены плагиоклазами, часто натриевыми, близкими к альбиту. Этим объясняется высокое содержание Na_2O при валовых химических анализах. Возможно, полевые шпаты когда-то содержали больше кальция; освободившийся при деанортитизации плагиоклаза кальций проявляется в породе в виде кальцитовых пятен замещения. Калиевые полевые шпаты во многих граувакках полностью отсутствуют, этот факт трудно объяснить. Это может быть связано с особенностями области питания, например, когда источники сноса представлены кварцевыми диоритами или натриевыми гранитами,

а также может объясняться некоторыми диагенетическими или низкотемпературными метаморфическими изменениями [112].

Обломочная слюда, представленная и мусковитом, и биотитом (и хлоритизированным биотитом) — обычный, но не очень распространенный компонент.

Многочисленны и разнообразны обломки пород. Маттиат [207], например, выделил 19 различных типов пород в граувакках кульма гор Гарца. Они составляют в среднем 26% песчаной фракции. Среди обломков пород были установлены эффузивные породы как кислого, так и основного состава, несколько типов слабометаморфизованных пород (включая кварциты, слюдистые, серицитовые и хлоритовые сланцы) и немного обломков осадочных пород (включая несколько типов песчаников и аспидных сланцев).

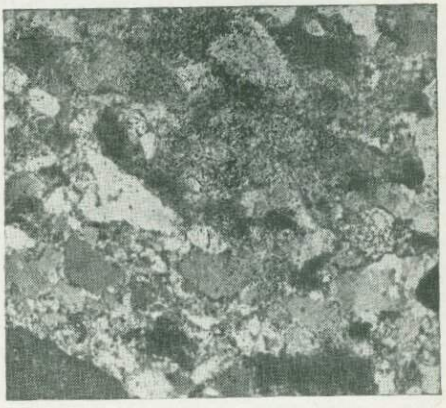


Рис. 7-18. Францисканская грауваккa (верхняя юра). Близ Сан-Франциско, штат Калифорния, США. Николи скрещены, ×22.

Типичная полевошпатовая грауваккa, состоящая преимущественно из кварца, а также полевых шпатов и обломков пород, помещенных в тонкозернистый хлоритовый и серицитовый матрикс. Обратите внимание на плохую окатанность и недостаточную сортированность материала

Граувакки можно сгруппировать в два крупных класса: **полевошпатовые граувакки и лититовые граувакки**, характеризующиеся относительным преобладанием полевых шпатов или обломков пород. Как отмечено выше, граувакки переходят в вулканогенные граувакки, отмеченные присутствием вулканогенного кварца, зональных полевых шпатов, разрушенных фенокристаллов, а также увеличенным количеством обломков вулканогенных пород. Многие вулканогенные вакки характеризуются очень низким содержанием кварца (см. рис. 7-17). Эти породы постепенно переходят в туфы, отложившиеся под водой. К породам с исключительно высоким содержанием кварца применяется термин **кварцевая вакка**. Эти относительно редкие породы своим происхождением связаны с осадочными исходными породами.

Граувакки, за небольшим исключением, характеризуются достаточно определенным валовым химическим составом (табл. 7-9). Как видно из этой таблицы, граувакки обогащены Al_2O_3, FeO, MgO и Na_2O. Высокое содержание Na_2O отражает альбитовую природу полевых шпатов, высокое содержание MgO и FeO в этих породах обусловлено обогащенностью хлоритового матрикса железом. Граувакки отличаются от аркозов преобладанием Na_2O над K_2O, MgO над CaO и FeO над Fe_2O_3. По валовому химическому составу граувакки мало отличаются от гранодиоритов. Об исходных пород пески обычно отличаются увеличением доли SiO_2 и уменьшением Al_2O_3, железа, щелочей и щелочных земель. Сходство химического состава граувакк и гранодиоритов указывает на сильное подавление процессов выветривания и сортировки. Современные пески реки Колумбия характеризуются очень близким к грауваккам валовым химическим составом [319]. Их минеральный состав свидетельствует о смешанной, гранитно-вулканической области питания.

Проблема матрикса. Как заметил Камминс [59], матрикс является «сутью граувакковой проблемы». Матрикс интерпретировали по-разному. Поскольку он имеет общий состав с аспидным сланцем, его считали продуктом перекристаллизации первичнообломочного глинистого материала в условиях слабого метаморфизма. Если это так, то проблема заключается в том, чтобы объяснить одновременно отложение песка и глины. Обычно в водных потоках осадки сортируются, песчаная и гли-

Таблица 7-9

Химические анализы граувакк

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
SiO_2	60,51	66,24	76,84	69,11	68,85	74,43	60,6	71,1	68,84	65,65
TiO_2	0,87	0,64	—	0,60	0,74	0,83	0,7	0,5	0,25	0,46
Al_2O_3	15,36	15,28	11,76	11,38	12,05	11,32	13,5	13,9	14,54	13,89
Fe_2O_3	0,76	0,70	0,55	1,41	2,72	0,81	2,2	Следы	0,62	0,74
FeO	7,63	4,53	2,88	4,64	2,03	3,88	1,6	2,7	2,47	2,60
MnO	0,16	0,06	Следы	0,17	0,05	0,04	0,1	0,05	Не обн.	0,11
MgO	3,39	2,74	1,39	2,06	2,96	1,30	1,6	1,3	1,94	1,22
Ca	2,14	1,70	0,70	1,15	0,50	1,17	1,3	1,8	2,23	5,62
Na_2O	2,50	3,12	2,57	3,20	4,87	1,63	2,9	3,7	3,88	3,13
K_2O	1,69	1,91	1,62	1,76	1,81	1,74	1,6	2,3	2,68	1,41
H_2O^+	3,38	2,49	1,87*	4,13	2,30	2,15	2,8	1,9	1,60	2,30
H_2O^-	0,15	0,08	—	0,05	0,77	0,20	0,3	0,26	0,35	0,28
P_2O_5	0,27	0,12	—	0,03	0,06	0,18	0,2	0,10	0,15	0,08
ZrO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
CO_2	1,01	0,38	—	—	0,08	0,48	0,6	0,12	0,14	2,83
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—
S	0,42	—	—	—	0,08	0,12	—	Следы	—	0,05
Ba	—	—	—	—	Следы	—	—	—	0,04	—
C	—	—	—	—	0,07	0,17	—	0,09	—	—
Сумма	100,24	99,99	100,18	99,69	99,94	100,45	100,0	99,8	99,93	99,77

* Потеря при прокаливании.

А — архей, оз. Маниту, провинция Онтарио, Канада. Аналитик Б. Брюнн [235].

Б — среднее из трех образцов граувакк формации Беруош (архей), залив Йеллоунайф, Северо-Западные территории, Канада. Аналитик Л. Сеймур [142].

В — сланцы Тайлер (анимик), Херли, штат Висконсин США. Аналитик Х. Стокс [71].

Г — ордовик (?), Ренселер, близ Спенсертауна, штат Нью-Йорк. Аналитик Х. Уник [15].

Д — граувакка Таннер (верхний девон — нижний карбон), Шварцфельд, ГДР. Аналитик Р. Хемиболд [141].

Е — граувакка из сланцев Стэнли (карбон), близ Мины, штат Арканзас, США. Аналитик Б. Брюнн [236].

Ж — средняя проба из 6 образцов граувакки Кульма из Обергарца, ГДР. [207].

З — средняя проба (нижний мезозой), приготовленная смешением равных частей из 20 образцов граувакк, отобранных в обнажениях вдоль берега между Палмер Хед и Уэ-Те-Така, Веллингтон, Новая Зеландия. Аналитик Дж. Ричи [248].

И — францисканская формация (юра?), карьер компании Окленд-Пейвинт, Пидмонт, штат Калифорния. Аналитик Дж. Хайсон [67].

К — эоцен, близ Солдака, горы Олимпик, штат Вашингтон, США. Аналитик Б. Брюнн [235].

нистая фракции накапливаются отдельно. Даже в реках, переносящих преимущественно ил, отлагаются сравнительно «чистые» (без примеси глин) пески. Вудленд [326], один из первых исследователей этой проблемы, предполагал, что электролиты морской воды могут коагулировать глинистые частицы так, что они осаждаются вместе с песчаной фракцией. Однако современные прибрежные мелководноморские пески вряд ли могут свидетельствовать в пользу предположения Вудленда.

Матрикс граувакк также связывают со способом их переноса и отложения. Кюнен и Мильорини [183], например, отмечали, что «все ис-

ключительные и труднообъяснимые особенности типичных серий сортированных граувакк можно легко объяснить деятельностью мутьевых потоков высокой плотности». Такие потоки взвешенного тонкого глинистого материала способны переносить песок вниз по подводному склону в пределы глубоководных участков, где, в местах запруживания, отлагают совместно груз песка и тонкого глинистого материала, образуя сортированную граувакку с очень богатым глиной матриксом. Накопление таких песков в глубоководных морских впадинах могло бы объяснить, почему не удается обнаружить современных аналогов древних граувакк. Однако таких отложений на глубоководных морских участках, по-видимому нет. Современные пески этих участков имеют предположительно турбидитное происхождение и характеризуются отсутствием матрикса [145]. Теоретические соображения [182] также дают основание считать, что в этих отложениях содержание глинистого матрикса не превышает 10%.

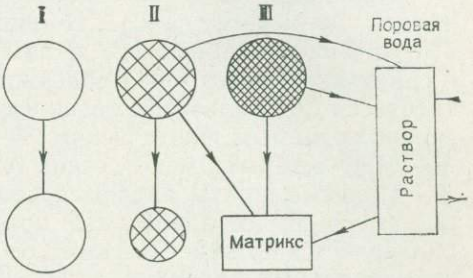


Рис. 7-19. Схема предполагаемого постседиментационного происхождения матрикса граувакк. По Каммингсу [59], с изменениями.

I — устойчивые песчаные зерна, II — сравнительно неустойчивые песчаные зерна, III — очень неустойчивые песчаные зерна

Еще одно объяснение происхождения матрикса связывает его с постседиментационной инфильтрацией глинистого материала, вызванной перемещением поровых вод из перекрывающих и подстилающих слоев [80, 162].

В любом случае очевидно, что матрикс представляет собой перекристаллизованный материал и что некоторые его реакции с обломочным песком происходили давно. Первоначальные грани кварцевых зерен, созданные в водной среде, полностью исчезают, их место занимают своеобразные рогатки (shevaux-de-fris) зеленых кристаллов хлорита, вдающихся в светлые зерна кварца. Это явление впервые наблюдал Гринли [121], позднее оно было подтверждено другими исследователями [168]. Ирвинг и Ван-Хайз [155] рассматривали матрикс как продукт «. . . слюдистого изменения полевых шпатов». Позже Камминс [59] относил все (или почти все) матриксы к продуктам диагенеза. Он отмечал, что большинство третичных и современных турбидитов не обладает таким обильным матриксом, какой встречается в сопоставимых палеозойских и более древних турбидитах. Последние предположительно подвергались глубокому погребению и начальному метаморфизму, который привел к изменению неустойчивых компонентов, главным образом неустойчивых обломков пород и полевых шпатов (рис. 7-19). В современных песках, химически сходных с граувакками, при температуре 250°С и давлении воды 100 МПа формируется матрикс и образуется синтетическая граувакка [133]. Эти эксперименты, дополненные наблюдениями Бренчли [30], установившего, что матрикс некоторых ордовикских вулканогенных граувакк, обычно составляющий 40—60% всей породы, отсутствует там, где присутствует кальцитовый цемент, свидетельствуют о диагенетическом происхождении матрикса. Очевидно, раннее осаждение кальцитового цемента препятствовало образованию матрикса.

Можно сделать вывод, что образование матрикса происходит различными путями. Как отмечает Диккинсон [70], существуют п р о т о-

матрикс, ортоматрикс, эпиматрикс и псевдоматрикс. Первый — это захваченная в поры обломочная глина, второй — перекристаллизованный материал, третий — продукт диагенетического изменения зерен песчаной размерности, а четвертый — образован в результате деформации и раздавливания мягких обломков глинистых пород. Хотя в породе возможен матрикс любого типа, однако в большинстве древних граувакк он представлен эпиматриксом, что связано с глубоким погружением пород и со слабым метаморфизмом или интенсивным диагенезом; все это вместе названо Кюненом [182] грауваккизацией.

Проблема Na_2O. Высокое содержание Na_2O в граувакках объяснялось по-разному [82]. По-видимому, оно обусловлено первично высоким содержанием его в альбитовых полевых шпатах. Например, в граувакке Таннер [141] содержится 3,5% Na_2O. Для этого количества требуется 30% альбитового полевого шпата, эта оценка подтверждается наблюдаемым фактическим 30—40% содержанием полевых шпатов, 85—90% которых имеют состав An_{3-10}.

Полевые шпаты являются обломочным компонентом. Однако неясно, имеет ли их альбитовая природа первичный характер или она определяется диагенетическими особенностями. Тесная ассоциация эвгеосинклинальных граувакк с зеленокаменными породами (спилитами) позволяет предполагать, что эта проблема связана с происхождением спилитов [301]. Существуют также признаки постседиментационной альбитизации. Граувакки содержат неправильные включения кальцита, замещающего обломочные компоненты, а также жеоды и прожилки этого минерала. Возможно, CaO появляется в результате альбитизации. Но если альбит является первичным компонентом, то почему ассоциирующиеся и переслаивающиеся с граувакками аспидные сланцы также не обогащены натрием? Так, пелитовые слои, переслаивающиеся с некоторыми мезозойскими граувакками Новой Зеландии, имеют нормальное отношение Na_2O/K_2O, при котором K_2O значительно больше, чем Na_2O. В то же время в сингенетичных граувакках преобладает обратное соотношение [248]. С другой стороны, магматические породы многих эвгеосинклинальных поясов заметно обогащены Na_2O, и некоторые ассоциирующие с ними пелитовые слои характеризуются повышенным содержанием Na_2O [308]. Как уже отмечено, отсутствие калиевых полевых шпатов является характерной особенностью граувакк. Оно объясняется постседиментационным растворением и удалением K_2O [112].

В общем проблема Na остается нерешенной.

Распространение и геологическое значение. Большинство граувакк представлено в геологических разрезах преимущественно палеозойских и более древних пород, в основном они составляют часть флишеподобных толщ. Обычно они ассоциируют с зеленокаменными породами [302] и являются характерными песчаниками эвгеосинклинальных складчатых поясов. Эвгеосинклинальные граувакки часто обогащены полевыми шпатами и имеют постепенный переход в вулканические вакки. Примерами докембрийских граувакк служат архейские толщи Канадского щита [233, 73, 308], Фенноскандии [275], древний докембрий Южной Африки [11]. Широко известны палеозойские граувакки Уэльса [326, 226], южных нагорий Шотландии [309], граувакки Гарца [88, 141, 207] и Нового Южного Уэльса в Австралии [55]. Подробно описаны мезозойские граувакки Новой Зеландии [248], франциска-

ской формации в Калифорнии [67, 289, 14], граувакки Кускоквим (мел) на Аляске [189].

Граувакки встречаются также в геосинклинальных областях, где вулканизм не проявлялся или проявился очень слабо. Примерами таких граувакк в докембрии служат граувакки сланцев Томсон близ Дулута, штат Миннесота [266], песчаников Челмсфорд в районе Садбери, провинция Онтарио, Канада [322]. Примерами палеозойских граувакк являются граувакки формации Мартинсберг (ордовик) в Центральных Аппалачах [191], граувакки сланцев Норманскилл (ордовик) в Нью-Йорке [314] и формации Хеймонд (пенсильваний) в Техасе [193]. Более молодые граувакки представлены меловыми граувакками Японии [269, 224, 225], а также большей частью песчаниками с градационной слоистостью Апеннин в Италии [267]. Все эти граувакки из миогеосинклинальных областей характеризуются заметным преобладанием частиц пород над полевыми шпатами.

Граувакки (в принятом в данной работе определении) охватывают от $^1/_5$ до $^1/_4$ всех песчаников (см. с. 314), они широко распространены в палеозойских и более древних орогенических поясах и отсутствуют в недислоцированных разрезах стабильных областей кратонов или щитов. Граувакки морского происхождения, как предполагается для приведенных выше примеров, представлены турбидитными песками флишевых фаций. Однако ни флишевые пески, ни турбидитные пески нельзя отождествлять с граувакками.

Кварцевые аренитовые (ортокварциты)

Определения. Все терригенные пески обогащены кварцем, только в немногих кварц не является преобладающим компонентом. Следовательно, почти все песчаники могут быть названы кварцевыми. Однако некоторые разновидности песков почти полностью сложены кварцем. Такие пески названы Тиежем [297] ортокварцитами; этот термин популяризировал и более строго определил Крынин [171], который применял его к пескам, полностью сложенным кварцевыми зернами, сцементированными кремнеземом. В традиционном смысле истинные кварциты — это те породы, в которых при раскалывании трещины не обходят зерно, а рассекают его. Но это осадочные кварциты — ортокварциты, а не метакварциты. Как отметил Крынин [174], многие из них содержат примесь карбонатного цемента как дополнительного конечного продукта; по мере увеличения количества этого несиликатного материала ортокварциты становятся менее сливными. Так как термин «ортокварцит» распространили и на эти менее сливные породы и даже на рыхлые или современные кварцевые пески, это порождает определенную путаницу и противоречия, поскольку отрицает давно сложившееся представление о кварците как об очень твердой, плотной породе [205]. Поэтому были предложены другие термины — кварцевый аренит [323] или кварцаренит [192]. Хотя термин ортокварцит широко использовался на протяжении длительного времени, в современной литературе рекомендуется постепенно заменять его на кварцевый аренит.

Строение и состав. Под кварцевыми аренитами в этой работе подразумеваются пески, обломочная фракция которых на 95% или более состоит из кварца. Обычно они сцементированы кварцем, отложившимся одновременно с обломочным кварцем, так, что являются настоящими ортокварцитами (рис. 7-20). Но иногда они сцементированы

кальцитом или рыхлые и несцементированные совсем. Сцементированные кварцем разновидности, являясь истинными кварцитами и будучи устойчивыми к эрозии, слагают вершины высоких холмов, а при дислокациях формируют высокие гряды. Многие кварцевые ареніты слагают относительно маломощные, но обширные по площади пласты, встречаются и мощные (иногда более 1000 м) толщи, как в некоторых докембрийских формациях. Для многих пород характерны знаки ряби и косая слоистость.

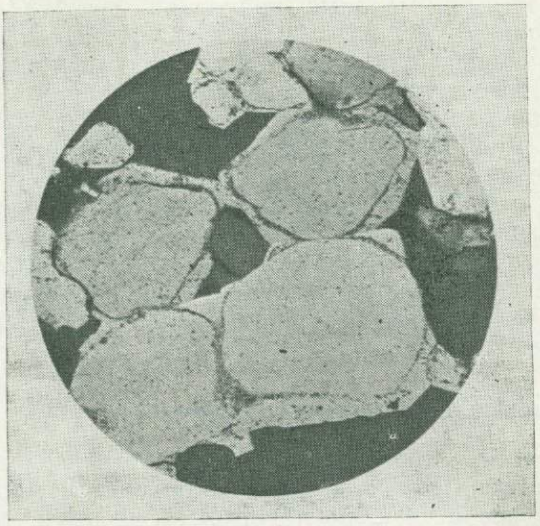


Рис. 7-20. Кембрийский песчаник, гора Айрон, штат Мичиган, США. Николи скрещены, ×40.
Пылевидная каемка отмечает первоначальные контуры зерен кварца. Кварцит образовался при цементации кварцевым цементом, продолжающим кристаллографическую ориентировку обломочных зерен кварца

Кварц в ортокварцитах преимущественно монокристаллический, так как поликристаллические зерна менее устойчивы и в основном уничтожаются [21]. По этим же причинам для таких песков характерно нормальное, а не волнистое погасание [22]. Кварцевые зерна хорошо сортированы и превосходно окатаны. Поэтому многие из этих песков и в структурном отношении, и по составу отличаются наибольшей зрелостью. Другие компоненты весьма немногочисленны; могут встречаться хорошо окатанные зерна кремня или столь же устойчивые кварцитовые обломки. Фракция тяжелых минералов очень ограничена и представлена главным образом хорошо окатанными зернами турмалина и циркона, возможно, с некоторым количеством рутила и ильменита (или замещающего их лейкоксена).

Обычно цементом служит кремнезем. Как правило, это кварц, отложившийся оптически и кристаллографически единообразно с окатанными обломочными зернами кварца. В песках, не полностью заполненных цементом, обрастания образуют правильно оформленные грани кристаллов, отражающих свет таким образом, что порода на ярком свету сверкает. Регенерированные кристаллы кварца (см. рис. 7-20)

ограничивают поры песчаника; во многих рыхлых песках видны хорошо оформленные пирамидальные верхушки кристаллов (см. рис. 7-1). Наблюдения показывают, что они приблизительно совпадают с длинными осями обломочных ядер. Конечным результатом процесса разрастания является сокращение порового пространства, смыкание каемок обрастания друг с другом, образование взаимопроникающей мозаики кварца, внутри которой можно различить по тонкой линии включений округлые очертания первичных обломочных зерен (см. рис. 7-20). В некоторых кварцевых аренитах это «пылевидное кольцо» почти не видно или полностью отсутствует. Оно хорошо заметно в том случае, если обломочные зерна имеют оболочки из окислов железа.

Для многих ортокварцитов характерны явления растворения под давлением, например, хорошо развитые стилолитовые швы [137], микростилолитовые контакты зерен, особенно между зернами кремня. Растворение под давлением способствует превращению кварцевого песка в кварцит. Этот процесс детально описан Сколником [278] и воспроизведен экспериментально: рыхлый кварцевый песок подвергался воздействию высокого давления и повышенной температуры при наличии соответствующих поровых растворов [208, 83]. Однако исследования ортокварцитов методом люминесцентной микроскопии показывают, что во многих случаях, когда предполагалось растворение под давлением, мы наблюдаем не что иное, как конечную картину регенерации кварцевых зерен [277].

Некоторые кварцевые арениты сцементированы такими разновидностями кремнезема, как опал и халцедон. Они образуют оболочку на зернах (см. рис. 7-24). Халцедоновый цемент иногда проявляет микроволокнистую структуру, при этом волокна располагаются перпендикулярно к поверхности зерна. Опаловый цемент характерен лишь для очень молодых песчаников. В более древних он подвергся девитрификации и ныне стал халцедоновым.

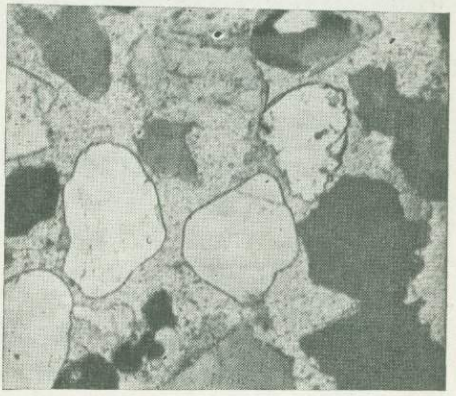


Рис. 7-21. Формация Дакота (мел), Линкольн, штат Канзас, США. Николи скрещены, ×84.

Известковистый кварцевый аренит, обнаруживающий пятнистый блеск в образце; состоит из окатанных зерен кварца, заметно изъеденных и корродированных связывающим их карбонатным цементом. Цемент крупнокристаллический и его единичные кристаллы включают несколько обломочных зерен кварца

Карбонатный цемент, кальцитовый или реже доломитовый, обычно присутствует в виде примеси в кварцевом цементе. Однако во многих случаях, особенно в молодых песчаниках, он может быть основным цементом. Обычно каждая пора заполнена (полностью или частично) одним кристаллом карбоната. В исключительных случаях карбонатные кристаллы крупные и охватывают несколько обломочных зерен. Они образуют так называемые песчаники с пятнистым блеском (рис. 7-21). Как отмечено ниже (с. 305), карбонатный цемент может внедряться в обломочные зерна кварца и корродировать их.

С появлением в составе полевых шпатов кварцевые арениты постепенно переходят в субаркозы или, при достаточно большом содержании обломков пород, в протокварциты (сублитарениты). Переходная

порода характеризуется увеличением количества поликристаллических зерен кварца и менее совершенной их окатанностью.

Ортокварциты и близкие им песчаники редко содержат окаменелости. Хорошо сохранившиеся карбонатные раковины редки, если только они не сильно известковистые. Могут встречаться отдельные агрегаты кальцита; их присутствие объясняется растворением и повторным выпадением в осадок вещества раковин. Результат частичного растворения раковин, в частности их утонение, а также полная цементация песка кальцитом внутри раковины отмечены Крыниным [168].

Таблица 7-10

Химические анализы ортокварцитов (кварцевых аренитов). По [237]

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
SiO_2	98,87	95,32	97,58	97,36	98,91	83,79	99,54	99,40	97,30	93,13
TiO_2	—	—	—	0,05	0,05	—	0,03	0,02	0,28	—
Al_2O_3	0,41	2,85	0,03	0,73	0,62	0,48	0,35	0,20	1,40	3,86
Fe_2O_3	0,08	0,05	1,20	0,63	0,09	0,063	0,09	0,01	0,30	0,11
FeO	0,11	—	—	0,14	—	—	—	—	—	0,54
MnO	—	—	—	0,01	—	—	—	Следы	0,003	—
MgO	0,04	0,04	0,10	0,01	0,02	0,05	0,06	0,01	0,03	0,25
CaO	—	Следы	0,14	0,04		8,81	0,19	<0,01	<0,05	0,19
Na_2O	0,08	0,30	0,10	0,08	0,01	—	—	0,08	<0,05	—
K_2O	0,15		0,03	0,19	0,02	—	—	Следы	0,20	—
H_2O^+	—	—	—	0,54	—	—	0,25	0,04	—	—
H_2O^-	0,17	—	—	0,14	—	—	—	0,01	—	—
P_2O_5	—	—	—	0,02	—	—	—	Нет	—	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	—	—	<0,01	0,06	—
CO_2	—	—	—	—	—	6,93**	—	—	—	—
П. п. п.	—	1,44	0,03	—	0,27	—	—	0,28	—	1,43
Сумма	99,91	100,00	99,62*	99,94	99,99	100,13[3]*	100,51	100,05[4]*	99,57	99,51

* Включает 0,13 SO_3.
** По расчету.
[3]* Включает 0,006 органического вещества.
[4]* Включает 0,00008 Cr_2O_3, BaO и SrO отсутствуют, NiO менее 0,0001; CuO менее 0,00027, CoO менее 0,0002.

А — кварциты Меснард (докембрий). Округ Маркетт, штат Мичиган, США. Аналитик Р. Холл [187].

Б — кварциты Лоррен (докембрий), район Пламмер, провинция Онтарио, Канада. Аналитик М. Коннер [50].

В — кварциты сиу (докембрий), Сиу-Фолс, Южная Дакота [257].

Г — песчаники Лаухавуори (кембрий?). Тиилихарью, Финляндия. Аналитик П. Оянперя [276]. Расчетный минеральный состав кварц 70—75%, полевые шпаты 0,1—1,4%, обломки пород 0,1—5,6%, силикатный цемент 18—20%.

Д — песчаники Сент-Питер (ордовик), Мендота, штат Миннесота, США. Аналитик А. Уильям [294].

Е — песчаники Симпсон (ордовик), Кул-Крик, Оклахома [36].

Ж — песчаники Тускарора, Хайндмен, штат Пенсильвания, США [Fettke, 1918].

З — песчаники Орискани (девон), карьер Беркли-Спрингс. Аналитики компаний Пенсильвания Гласс-Сэнд и Шарп-Шуртц.

И — песчаники Мэнсфилд (низы пенсильвания), округ Кроуфорд, штат Индиана, США. Аналитики М. Коллер, Р. Лейнингер, Р. Блэкли. Расчетный минеральный состав: кварц 95,3%, ортоклаз 1,2%, каолин 3,0%, ильменит 0,3% [Murray and Patton, 1953].

К — песчаники Берна (миссисипий), Берна, штат Огайо, США. Аналитик Н. Лорд. Протокварцит [60].

Как можно видеть из табл. 7-10, кварцевые арениты и близкие к ним песчаники исключительно богаты SiO_2; других окислов они могут содержать менее 1%. Эти песчаники представляют собой одно из самых крупных известных скоплений чистого кремнезема. Они являются промышленным источником кремнезема, а в случае низкого содержания железа из кварцевых аренитов изготовляют стекло. Песчаники с кар-

бонатным цементом содержат значительные количества CaO и CO_2, а иногда и MgO, при этом концентрация SiO_2 соответственно уменьшается. Тонкозернистые разновидности и песчаники, приближающиеся к субаркозам и протокварцитам, содержат заметное количество Al_2O_3 и K_2O.

Распределение во времени и пространстве. Ортокварциты известны во многих местах, они имеют различный возраст, но в большинстве своем, по-видимому, приурочены к позднему докембрию и раннему палеозою. Древнейшие докембрийские толщи (архейские), вероятно, не содержат много ортокварцитов. Широко известны и детально описаны докембрийские толщи ортокварцитов Северной Америки: кварциты Сиу в Миннесоте, Айове и Южной Дакоте [257], кварциты Барабу и Ватерлоо в Висконсине [31], кварциты Стерджон в районе Меномини и кварциты Меснард в районе Маркетт в штате Мичиган, кварциты Палмс в районе Гогебик в Висконсине и Мичигане, кварциты верхней части формации Лоррен на северном берегу озера Гурон, Онтарио [129], формация Оджик близ залива Коронейшн на Северо-Западных территориях [144]. Эти толщи имеют большую мощность, часто превышающую 1000 м, обычно им свойственны косая слоистость и знаки ряби. Прослои пелитовых отложений или редки, или отсутствуют. К этим породам относятся также песчаники Сибли группы Кивино в районе залива Тандер на побережье озера Верхнего и песчаники Хинкли в Миннесоте [294]. Кварцевыми аренитами позднедокембрийского возраста сложена формация Атабаска в Северном Саскачеване [84], распространенная на площади 104 000 км², а также близкая к ней по характеру и условиям залегания формация Телон на Северо-Западных территориях [72].

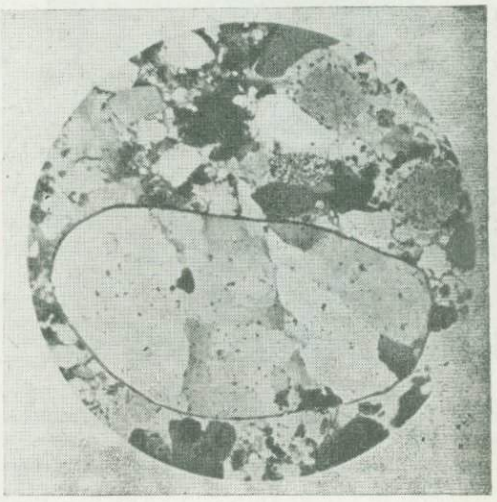


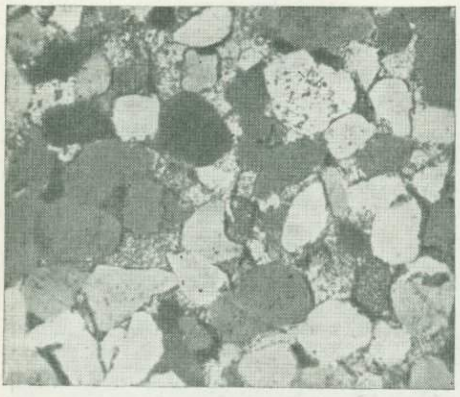
Рис. 7-22. Конгломератовый кварцевый аренит из сланцев Колдуотер (девон), штат Мичиган, США. Николи скрещены, ×14.

Галька жильного кварца (крупный обломок) представляет собой хороший пример поликристаллического кварца: кварц, карбонатные обломки («пылеватые») и кремень (микрокристаллические агрегаты) сцементированы карбонатами. Аутигенный пирит образует кольцеобразные каемки вокруг карбонатных обломков

Нижнепалеозойские толщи Северной Америки изобилуют кварцевыми аренитами (рис. 7-20, 7-22, 7-23). В отличие от докембрийских пород, они гораздо хуже сцементированы, менее мощные, но имеют широкое площадное распространение. В верховьях долины Миссисипи развиты кембрийско-ордовикские кварцевые арениты. Они представлены кембрийскими песчаниками Дресбах, Франкония и Джордан [120] и ордовикскими песчаниками Нью-Ричмонд и Сент-Питер [61, 292]. Кварцевыми аренитами сложены кембрийские формации Гейтсберг и Чиккиз и девонская формация Орискани в Центральных Аппалачах. Ортокварцитами являются также песчаники Тулин-Крик (ордовик) гор Арбакл в Оклахоме (см. рис. 7-23), песчаники Блейкли и Кристал-

Маунтин в районе Уошито. На западе Соединенных Штатов кварцевые аренитыпредставлены кварцитами Флэтхед (кембрий) в Вайоминге, кварцитами Юрика (ордовик) в Неваде и кварцитами Суон-Пик в Айдахо [161]. Примерами позднепалеозойских кварцевых аренитов служат песчаники Тенслип в Вайоминге и их фациальный аналог — формация Каспер и кварциты Уибер в Юте.

Кварцевыми аренитами являются также песчаники Дакота (мел) (см. рис. 7-21) Великих равнин и некоторые близкие к ним маломощные третичные пески, например пески Коханси в Нью-Джерси [40].



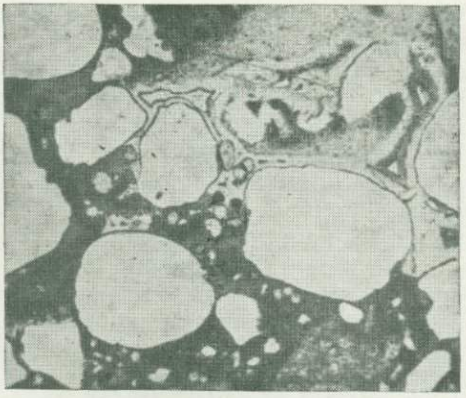


Рис. 7-23. Песчаник Тулин-Крик (ордовик), штат Оклахома. США. Николи скрещены, ×55.

Зрелый песок, слабо сцементированный карбонатным цементом, вследствие чего имеет высокую пористость

Рис. 7-24. Песчаник с опаловым цементом из «кварцита» Огаллала (плиоцен), штат Канзас, США. Без анализатора, ×20.

Грубозернистый песчаник, состоящий из кварца и небольшого количества полевых шпатов, сцементированных опалом

Примерами кварцевых аренитов в Европе служат песчаники Хардеберга в Швеции [127], кварциты Малверн (кембрий) в Англии, песчаники Лаухавуори в Финляндии [275], некоторые песчаники мелового возраста, такие как песчаник Квадер в Гарце [252], а также третичные песчаники Фонтенбло во Франции [44].

Из перечисленных примеров становится ясно, что кварцевые аренитыраспространены очень широко (возможно, они составляют одну треть всех песчаников), что они имеют преимущественно позднедокембрийский и раннепалеозойский возраст (наиболее мощные толщи — докембрийские) и что они наиболее характерны для стабильных кратонных областей. Многие кварцевые аренитывстречаются вместе с известняками и доломитами, в большинстве из них отсутствуют глинистые прослои. Хотя ортокварциты являются типичными для стабильных участков щитов, они иногда распространяются в пределы окраинных участков миогеосинклинальных поясов. Предполагается, однако, что пески образовались в стабильных областях. Ортокварциты почти не известны в эвгеосинклиналях, но есть и несколько исключений. Так, Кетнер [161] описал ордовикские ортокварциты (формация Вальми) в эвгеосинклинальной области Невады, где они ассоциируются с зеленокаменными породами и пластовыми кремнями.

Происхождение и геологическое значение. Значительное содержание кварца, исключительная сортированность и окатанность, обнаруживаемые ортокварцитами, указывают на высокую степень их структурной и минералогической зрелости. Эти породы являются конечным продуктом продолжительного процесса выветривания, сортировки и абразии. Для достижения этого результата необходимо достаточно длительное время, чтобы области питания и осадконакопления характеризовались тектонической стабильностью или чтобы пески проходили через несколько циклов осадконакопления. Преобладает точка зрения, основанная как на экспериментальном изучении абразии песков [180], так и на исследовании песков крупных рек, например Миссисипи [261, 259], что кварцевые арениты того типа, который встречается в геологических разрезах, вряд ли когда-либо могли образоваться в результате переноса реками, сколь продолжительным ни был бы этот перенос.

Кюнен [181] делает вывод, что песок может достичь совершенной окатанности только в условиях эолового переноса, следовательно, песок с высокой степенью окатанности должен на каком-то этапе своей истории (не обязательно на последнем) подвергнуться эоловой обработке. Этот вывод предполагает многоцикловое образование кварцевых аренитов, что трудно установить, основываясь на внутренних свойствах самого песка. Доказательством могут служить стертые каемки обрастания, но они наблюдаются редко.

Вопреки заключению Кюнена, ряд геологических признаков свидетельствует о возможности образования очень зрелых песков под воздействием повторяющихся процессов промывания и провеивания песков в волноприбойной полосе. Фолком [91] описано переслаивание песков высокой степени окатанности с песками заметно худшей окатанности в кварцитах Тускарора (силур) Западной Виргинии. Различие объясняется местными изменениями условий осадконакопления, при этом предполагается, что более зрелые пески образовались в условиях пляжа. Такое местное провеивание или промывание, вероятно, могло обеспечить «очистку» песка от менее зрелых частиц.

Большинство современных песков не является кварцевыми аренитами. Незначительные исключения [218] представляют пески, отлагающиеся в современном цикле при разрушении близлежащих кварцевых аренитов. Таковы некоторые пляжевые пески побережья Мексиканского залива в Северо-Западной Флориде, где песок на 99% состоит из кремнезема [33]. Отсутствие современных кварцевых аренитов, их немногочисленность в молодых геологических формациях (за исключением, пожалуй, меловых), их широкое распространение в кембрии и отсутствие, в общем, в архее — все это требует объяснения. Можно сказать, что ортокварциты отвечают периодам длительной стабильности, которая обусловливает выравнивание поверхности и длительность процессов выветривания. Если это так, то начиная с мелового периода и до настоящего времени Земля переживает период тектонической неустойчивости и поэтому характеризуется развитием незрелых песков. Связь тектонической стабильности с петрографией песчаников рассматривается в конце этой главы.

Гибридные песчаники

Существуют пески, не попадающие ни в одну из рассмотренных выше крупных групп. Если даже исключить вулканомиктовые и карбонатные пески, остается несколько типов таких необычных песков, среди которых выделяются зеленоцветные пески.

Глауконитовый песок (гринсенд). Термин гринсенд (greensand — зеленоцветный песок) применяют к обогащенным глауконитом пескам (рис. 7-25). При исследовании под лупой образцов зеленоцветных песков видно, что они почти полностью состоят из глауконита, на долю зерен кварца приходится менее 1%. Чаще же кварц является основным компонентом породы, составляя в ней 50% и более. Пески, состоящие преимущественно из глауконита, имеют темно-зеленую или светло-зеленую окраску; смешанные пески характеризуются пестрой окраской (цвета «соли с перцем»). Глауконитовые пески известны в отложениях мелового и эоценового возраста на прибрежной равнине востока Соединенных Штатов, особенно в штатах Нью-Джерси и Делавэр [12, 199]. Хотя мощность отдельных пластов редко превышает 10 м, они развиты на большой площади и представляют в этой связи промышленный интерес как источник получения калия. Химический состав нескольких представительных образцов зеленоцветных песков приводится в табл. 7-11. Как и следовало ожидать, состав песков колеблется в широких пределах, в зависимости от соотношения глауконита и другого обломочного материала, а также от типа и количества цемента.

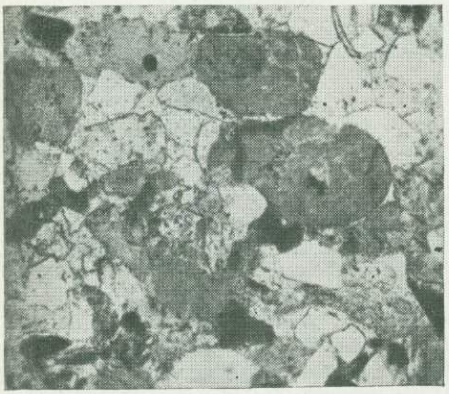


Рис. 7-25. Глауконитовый песок формации Форт-Огастес (мел), провинция Альберта, Канада. По [238]. Без анализатора, ×55.

Песчаник, богатый глауконитом (крупные округлые глобули), полуугловатые зерна кварца сцементированы карбонатным цементом. Эта формация содержит также некоторое количество обломочных кремней

Происхождение и геологическое значение зеленоцветных песков тесно связано с проблемой глауконита. Современные представления о геологии и распространении глауконита обобщены в работах Хаддинга [128], Клауда [49] и др. [105, 106, 116, 288, 264]. В соответствии с представлениями Клауда, глауконит образуется в морской воде нормальной солености; для него требуется слабовосстановительная обстановка (по Чиллингару [45], слабоокислительная); образованию глауконита способствует наличие органического вещества; его присутствие характерно для глубин воды 18—720 м; он формируется только на участках, характеризующихся небольшой скоростью осадконакопления; глауконит образуется главным образом из слюдистых минералов или донных илов, обогащенных железом. Как отмечено Хаддингом [128] и другими исследователями, места генерации и накопления глауконита могут не совпадать, так как иногда он несет признаки переработки и переноса.

Галлихер [105, 106] пришел к выводу, что глауконит образуется из биотита в процессе подводного выветривания. Он наблюдал зерна промежуточного состава, которые указывали на такой переход. Он отметил также, что в заливе Монтерей в Калифорнии обогащенные биотитом прибрежные пески в сторону моря латерально переходят в смешанные глауконитово-слюдистые алевритовые пески, а далее, на глубине около 200 м — в глауконитовые илы. Грюнер [125] показал, что расположение ионов в отдельных ячейках глауконита и биотита весьма сходное, если не идентичное; поэтому превращение биотита

в глауконит не связано с коренными изменениями. Хотя наблюдения Галлихера подтверждены другими исследователями [76], некоторые глаукониты образовались, по-видимому, не из слюды [5]. Из сводки Такахами [288] следует, что глауконит образуется из нескольких исходных материалов, например из фекальных пеллет, из глинистого

Таблица 7-11

Химические анализы глауконитовых и других песчаников. По [237]

Компонент	А	В	Б	Г	Д	Е
SiO_2	57,40	50,74	75,95	45,43	48,85	49,81
TiO_2	0,29	—	0,20	0,11	Следы	—
Al_2O_3	6,89	1,93	2,91	0,03	11,82	5,17
Fe_2O_3	11,98	17,36	10,29	2,92	1,83	29,17
FeO	3,04	3,34	—	—	1,22	0,35
MnO	0,03	—	—	0,02	—	—
MgO	2,41	3,76	1,37	0,61	0,45	0,95
CaO	1,78	2,86	0,10	26,21	12,85	2,43
Na_2O	1,11	1,53	0,35	0,34	0,47	0,84
K_2O	4,85	6,68	2,99	0,16	0,64	0,48
H_2O+	5,36	9,08	5,40	2,78	2,75	6,56
H_2O-	4,46	—	—	—	—	3,85
P_2O_5	0,22	1,79	—	16,05	10,70	0,42
CO_2	—	0,88	—	3,12	3,40	—
SO_3	0,45	—	—	0,86	—	—
F	—	—	—	1,87	2,86	—
Сумма	100,29*	99,95	99,56	101,25**	97,84	100,03
Минимум О				—0,79	—1,20	
				100,46[3]**	96,64	

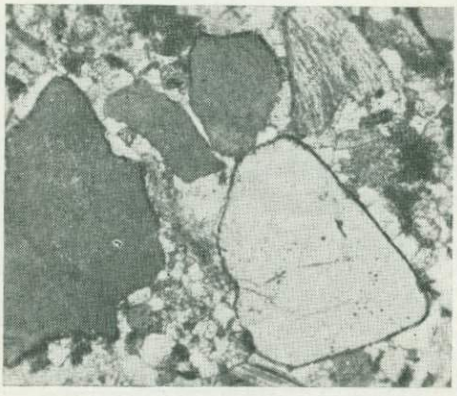
* Включает 0,02 BaO.
** Включает 0,45 C и 0,29 FeS.
[3]* В оригинале — 99,01.
А — глауконитовый песок (средний эоцен), полуостров Пахи, Новая Зеландия [87].
Б — глауконитовый песчаный мергель (верхний мел), штат Нью-Джерси, США. Аналитик Ф. Бейли [200].
В — глауконитовый песок, цемент опаловый, танетский ярус, Англ, Бельгия [44].
Г — фосфатный песчаник, «верхний фосфоритовый пласт» (сеноман), Щигры, Курск, СССР [35]. Около 38% кварца, 45% фосфорита, 5% глауконита.
Д — фосфатный песчаник, Сент-По, Булоннэ, Франция [44].
Е — железистый песчаник, Ханстантон, Норфолк, Англия [Phillips 1881, Quart. Irl. Geol Soc. v. 37]. Состоит из кварцевых зерен, сцементированных бурой железной рудой, с небольшим количеством полевых шпатов и слюды.

вещества, выполняющего раковины фораминифер, радиолярий и других морских организмов, из таких силикатных минеральных веществ, как вулканическое стекло, полевые шпаты, слюды или пироксен. Органическое вещество, по-видимому, способствует процессу глауконитизации. Исходные вещества теряют глинозем, кремнезем и щелочи (за исключением калия), в то же время происходит увеличение содержания окисного железа и калия. Существенным фактором этого процесса является морская вода.

Хотя глауконитовые пески представлены в широком диапазоне отложений (от докембрия до современных), наиболее часто они встречаются в кембрийских породах. Еще одним этапом глауконитизации, вероятно, был меловой период. Во многих местах этот процесс продолжался в палеоцене и эоцене. Так было, например, на Прибрежной Атлантической равнине США.

Фосфатные песчаники. Фосфатное вещество, обычно обозначаемое термином коллофан, — слабо упорядоченный карбонатный фторапатит, который может служить цементом песка или слагать каркас или его часть.

Многие пески содержат мелкие фосфатные обломки, например обломки фосфатных скелетов, реже фосфатные желваки или зерна. Глауконитовые пески (см. табл. 7-11) часто обогащены фосфатным веществом. В некоторых песках фосфаты образуют цемент, друзовые «рубашки» на кварцевых зернах либо микрокристаллическое выполнение пор [35, 54]. Некоторые фосфориты (см. рис. 11-31) сами являют-



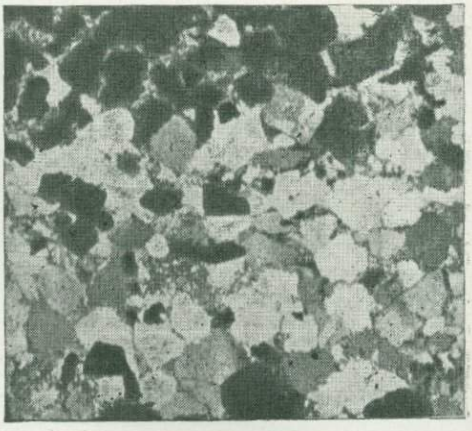


Рис. 7-26. «Известняк» Кау-Крик (мел), близ Фредериксберга, штат Техас. По [238]. Николи скрещены, ×22.

Состоит из полуокатанного обломочного кварца, обломков скелетов (волокнистой структуры) и микритовых карбонатных зерен, сцементированных кальцитом

Рис. 7-27. Докембрийский пиритсодержащий кварцит, бассейн Ранд, Южная Африка. Николи скрещены, ×22.

Обломочный пирит переслаивается с кварцевым песком

ся «песками», состоящими из зерен фосфата или ооидов, которые могут смешиваться в различных пропорциях с обломочным кварцем.

Калькаренитовые песчаники. Песчаники, особенно кварцевые аренитовые, могут постепенно переходить в калькаренитовые известняки. Переходной формой служит смесь обломочного кварца и карбонатных обломков, скелетных и оолитовых форм (рис. 7-26). Для обозначения таких песчаников введен термин калькаренитовый песчаник, чтобы отличать их от известковистого песчаника. Последний термин применяется к обычным песчаникам с карбонатным цементом. Следует также отличать калькареиты и калькаренитовые песчаники от кальклититов — лититовых песчаников с терригенным карбонатным обломочным материалом.

Современные пески некоторых областей представлены смесью биохимического или химического карбонатного обломочного материала с обычным кварцевым песком. На восточном побережье Флориды кварцевый материал прибрежным течением переносится в южном направлении и смешивается с обломками раковин местного происхождения. На

северных участках в песке доминирует кварц, южнее отмечается преобладание карбонатного материала [204].

Примерами древних пород этого типа являются калькаренитовые пески миссисипского возраста Лойалхана в Пенсильвании [1] и Гринбрир в Западной Виргинии [254]. Породы свиты Лойалхана на 40—45% состоят из кварца, 25% — обломочных карбонатов и 30% — карбонатного цемента. Химический состав этих пород приводится в табл. 7-11. Формация Кау-Крик (мел), развитая вблизи Фредериксберга, штат Техас (см. рис. 7-26), также сложена калькаренитовым песком, вероятно, представляющим собой пляжевые отложения.

Пески россыпей. Пески россыпей образуют небольшую, но минералогически очень интересную группу песков. Несмотря на малый их объем, они часто имеют большую промышленную ценность из-за наличия в них титана, циркония и тория. Россыпи представляют собой локальные скопления, образовавшиеся в результате деятельности рек и пляжевых процессов. Они имеют небольшое площадное распространение и характеризуются незначительной мощностью, редко более 1—2 м.

Многочисленны примеры современных пляжевых россыпей. Например, россыпные пески Орегона [124] содержат местами скопления хромита; россыпи во Флориде разрабатываются с целью получения ильменита, циркона и рутила [203]. Известны и разрабатываются также древние «ископаемые» россыпи, например, содержащие рутил пески Коханси (плиоцен) в Нью-Джерси [202] и верхнемеловые титаномагнетитовые пески Монтаны [283].

Весьма необычным типом песчаника являются докембрийские песчаники бассейна Ранд в ЮАР, которые содержат тонкие прослои обломочного пирита [246] (рис. 7-27).

Итаколумит. Итаколумит представляет собой характерный кварцевый сланец, названный по горе Итаколуми в Бразилии. Холмс [146] приписывает название Гумбольдту. Итаколумит состоит из сцепленных кварцевых зерен и некоторого количества слюды, он обладает определенной гибкостью, поэтому его часто называют «гибким песчаником» [44, 109]. Возможно, это метаморфическая порода, а не песчаник. Итаколумит встречается также в Северной Каролине [96].

Диагенез песчаников

Вскоре после накопления в песках начинается процесс старения, который существенно изменяет их свойства. Это уже не рыхлый зернистый материал, он превращается в плотную литифицированную породу. Старение — сложный процесс, еще полностью не изученный. Частично это чисто механические явления: раскалывание зерен, изгибание и деформация обломков слюды, раздавливание менее прочных пелитовых зерен, но в основном это химический процесс, он включает растворение, переотложение, разложение и интергранулярные реакции. Перераспределение материала, например растворение кварца в одном месте и выпадение в другом, ведет к цементации и уменьшению порового пространства. Менее устойчивые зерна каркаса разрушаются и теряют свои свойства, превращаясь в микрокристаллический матрикс, который может взаимодействовать с другими более устойчивыми зернами. В результате комплексного воздействия растворения под давлением, девитрификации (опалоподобных и стекловатых веществ) и разложения неустойчивых обломочных компонентов происходит изменение строения

породы, резкое уменьшение пористости, затушевывание первоначальных структур и переход породы в более или менее равновесную минеральную систему.

Эти изменения происходят в песках по-разному. Чистые кварцевые пески, испытав только перераспределение кварца через раствор, превращаются в ортокварциты. Незрелые пески, особенно лититовые аренитыс высоким содержанием неустойчивых частиц пород, превращаются в граувакки. Вулканокластические пески претерпевают, пожалуй, наиболее радикальные изменения, сходные с ретроградным метаморфизмом.

Крупные текстурные элементы, такие как следы нагрузки, складки оползания и подобные им, вызванные «деформациями неконсолидированного осадка», обычно не рассматриваются в качестве диагенетических. Диагенез включает минералогические и структурные изменения, но не формирует текстуры. Исключение представляют конкреции и стилолиты, рассматривающиеся как диагенетические. В этой книге крупные диагенетические сегрегации (конкреции и желваки) рассматриваются отдельно, в гл. 12.

Рассмотрим диагенетические изменения, вызываемые химическими процессами.

Цементация

Химически осажденный материал, образующий цемент многих песчаников, является важнейшим компонентом этих пород. При полном заполнении пор цемент составляет от $^1/_4$ до $^1/_3$ объема породы. В толще сцементированных песчаников мощностью 100 м содержится, к примеру, столько цементирующего материала, что, будучи выделенным, он образовал бы пласт мощностью 25—30 м. Кроме того, цементация служит последней ступенью при формировании песчаника; наши представления не могут считаться полными и удовлетворительными, пока мы всесторонне не исследовали происхождение цемента и способ его осаждения.

Выпадение цемента влияет и на пористость, и на проницаемость породы и поэтому представляет большой интерес при изучении движения флюидов через породу и при оценке общего количества этих флюидов. Полная цементация ведет к образованию столь плотного песчаника, что он не способен ни удерживать в себе, ни пропускать такие флюиды, как пластовые воды, нефть или природный газ.

Известно, что цементом в породе могут служить многие минералы. Однако часть из них встречается сравнительно редко и в количественном отношении не играет важной роли. Наиболее распространенным цементирующим материалом является кремнезем (главным образом кварц). Обычно кварц отлагается в виде оболочек, нарастающих на зернах обломочного кварца (см. рис. 7-1 и 7-20). При некоторых специфических условиях кремнезем отлагается в виде опала или халцедона, а не кварца (см. рис. 7-24). Песчаники с опалоподобным цементом имеют преимущественно молодой возраст. Факторы, определяющие выпадение опалового, а не кварцевого цемента, полностью не выявлены, однако, по-видимому, это связано с ионной концентрацией [216]. Песчаник Огаллала в Канзасе, сцементированный опалом, интерпретируется как случай замещения опалом кальцитового цемента [100]. Предполагается, что источником кремнезема послужили связанные с песчаной формацией слои вулканического пепла. Тесные ассоциации

песков, сцементированных опалом, с пепловыми слоями, по-видимому, являются достаточно распространенными. Это отмечено, в частности, для третичной формации Гейдан (Катахула) в Техасе [194].

В качестве цемента широко представлены также различные карбонатные минералы, часто кальцит. Доломит встречается реже, а сидерит — еще меньше, хотя и не до такой степени, как считается: он редко виден в обнажениях по той простой причине, что является очень неустойчивым в атмосферных условиях. Многие песчаники с железистым цементом фактически являются сидеритовыми. Исследование некоторых пятнистых песчаников показало, что каждое пятно, заполненное лимонитовым цементом, образовалось в результате окисления сидерита, остатки которого сохранились в центре некоторых заполненных лимонитовым цементом участков (рис. 7-28).

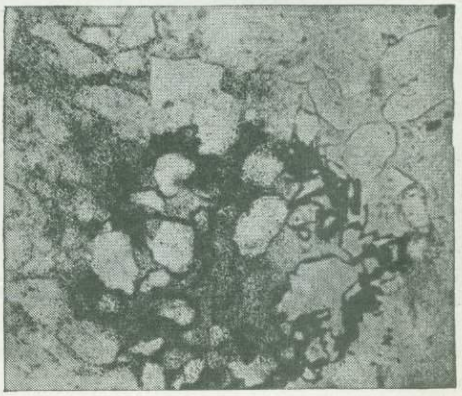


Рис. 7-28. Конкреция из песчаника Дакота (мел), округ Элсуэрт, штат Канзас, США. Без анализатора, ×80.

«Пятнистый» песчаник; каждое пятно представляет собой небольшой участок лимонитового цемента (черный), образовавшегося путем окисления сидеритового цемента. В центре одного лимонитового пятна присутствует неизмененный сидерит

Цементом могут служить окись железа и, очень редко, сульфид железа. Среди более редких силикатов цемент может быть представлен в незначительном количестве полевым шпатом (рис. 7-29), каолинитом и другими глинистыми минералами и цеолитами. Хотя глины могут быть привнесены в процессе осадконакопления, часть каолинита представляет собой крупнокристаллическое выполнение пор, т. е. образованное позже [72, 39]. Цеолиты весьма обычны в вулканомиктовых песчаниках или песчаниках, содержащих вулканическое стекло [134, 315]. Изредка цементирующими материалами служат барит и ангидрит, имеющие лишь местное значение.

Изучение Тэлманом цементов песчаников [290] подтвердило существовавшее прежде мнение, что кремнезем является наиболее распространенным цементом древних песчаников, тогда как в мезозойских и более молодых песчаниках кремнистый и карбонатный цементы представлены приблизительно равными долями. Значение подмеченной особенности неясно. Карбонатный цемент древних песчаников был замещен силикатным, возможно, это связано с выщелачиванием карбонатов.

Взаимоотношения цемента и обломочного каркаса в песке очень интересны и важны. Если минеральный состав цемента одинаков с составом обломочных зерен, конечным продуктом вторичного разрастания минеральных зерен будет агрегат взаимопроникающих кристаллов — кварцит (в случае преимущественно кварцевого состава породы). Если же цемент минералогически отличается от обломочных зерен, могут образовываться разнообразные структурные соотношения (рис. 7-30). Например, кальцит в частично сцементированном песчанике может отлагаться в виде друзовой «рубашки» зерен, или в виде межзерновой кристаллической мозаики, а в редких случаях — в форме крупных пойкилобластовых зерен, включающих множество обломочных зерен [104]

(рис. 7-30,*б*). Опаловый и халцедоновый цемент могут образовывать агатоподобную оболочку на зернах каркаса (см. рис. 7-24) или гроздьевидную структуру с радиально-лучистыми волокнами. Другие виды цемента, например каолиновый, могут встречаться в виде блокового поликристаллического выполнения пор.

В некоторых случаях, особенно при карбонатном цементе, происходит реакция между цементом и зернами каркаса. Цемент разъедает обломочные зерна, что проявляется в неправильном и изрезанном кон-

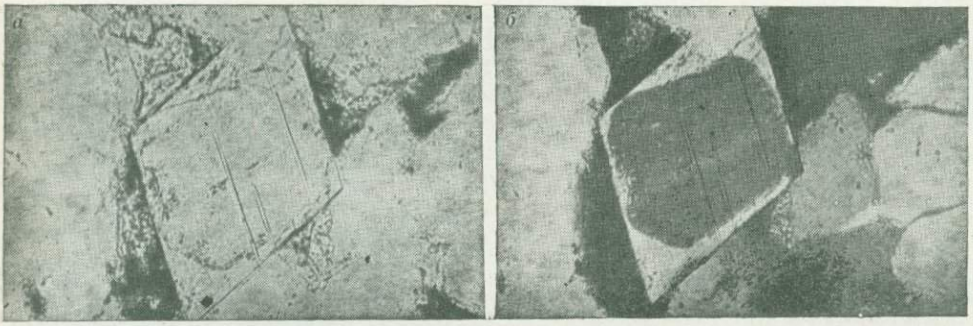


Рис. 7-29. Регенерированный обломок полевого шпата из песчаника Круасан (кембрий), штат Висконсин, США.

а — без анализатора, ×160. Обратите внимание на простую ромбическую форму восстановленного кристалла, трещины спайности, пересекающие как регенерационную кайму, так и первичное обломочное ядро. *б* — николи скрещены, ×160. Обратите внимание на резкую границу между обломочным ядром и вторичным обрастанием, обусловленную различиями в составе, что определяет небольшую разницу в углах погасания двух частей восстановленного кристалл

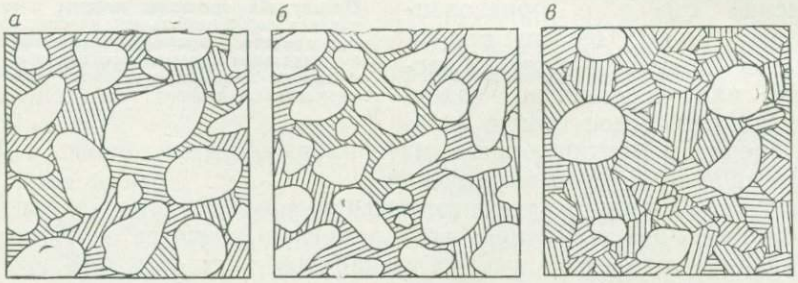


Рис. 7-30. Схема взаимоотношения карбонатного цемента и обломочных зерен в песчанике; карбонаты заштрихованы, зерна обломочного кварца светлые

а — обычный известковистый песчаник; *б* — песчаник с пятнистым блеском; *в* — песчанистый известняк

такте цемента с зернами (см. рис. 7-21). Местами этот процесс заходит так далеко, что от первоначальных зерен остается лишь несколько небольших ориентированных участков с одновременным погасанием. Такой коррозии с замещением карбонатами подвержены кремни, полевые шпаты и даже кварц.

Обычно цемент заполняет (частично или полностью) поры в песке (рис. 7-30,*а*). В отдельных случаях карбонатный цемент занимает чрезвычайно большой объем в песчанике, равный объему обломочного кварца или даже превышающей его; в этом случае кварцевые зерна как бы «плавают» в цементе (рис. 7-30,*б*). Некоторые исследователи объясняют это перекристаллизацией обломочных карбонатов, предполо-

жительно накапливавшихся вместе с обломочным кварцем, в Вальдшмидт [307] — разрастанием цемента, сопровождавшимся раздвиганием зерен. Как уже отмечено, это явление может частично вызываться коррозией и замещением детритовых зерен карбонатами.

Некоторые песчаники имеют цемент нескольких типов. В таких случаях важно определить парагенезис или относительный возраст цементирующих веществ. Вальдшмидт считал [307], что для песчаников Скалистых гор, изученных им, можно установить определенный порядок осаждения. Кальцит следует за кварцем; в случае трех цементирующих минералов за кварцем следует доломит, за которым, в свою очередь, осаждается кальцит. В случае четырех минеральных типов цемента за перечисленными тремя минералами следует ангидрит. В некоторых песчаниках, содержащих три типа цемента, последовательность такова: кварц, доломит и ангидрит. Хилд [136], наблюдая палеозойские песчаники Западной Виргинии, пришел к выводу, что карбонаты осаждаются позже кварца, однако Гилберт [108] установил, что в третичных песчаниках Калифорнии доломит, а в некоторых случаях и кальцит, выпали раньше кварца.

В общем последовательность выпадения нескольких цементирующих минералов устанавливается исходя из принципа, что минералы, отложившиеся первыми, имеют лучшую форму, т. е. ближе к эвгедральным, и прилегают к стенкам пор. Минералы, отложившиеся позже, должны занимать оставшееся незаполненным пространство и приспосабливаться к форме ранее образовавшихся кристаллов. Однако правильно ли допущение, что минералы формировались в свободном пространстве? Хаддинг [127], Кайе [44] и Свинефорд [287] описали песчаники, первоначально сцементированные кальцитом, который позже, частично или полностью, был замещен кварцем. Доказательством такого замещения являются редкие включения кальцита в массе вторичного кварца. Поэтому возможно, что эвгедральность не может служить точным признаком для определения относительного возраста.

Не решены пока проблемы: к а к и к о г д а пески цементируются, каково п р о и с х о ж д е н и е цементирующего материала? Долгое время считалось, что цементирующий материал привносится в песчаники циркуляцией атмосферных или артезианских вод, из которых осаждаются кремнезем и карбонаты. Известно, что подземные воды действительно переносят эти вещества в растворенном состоянии и что эти вещества выпадают из раствора. Подробно эту проблему исследовал Ван-Хайз [304]. Он предположил, что кремнезем (или иной цементирующий материал) был растворен в зоне выветривания и вновь отложился в песке в виде цемента. Ван-Хайз подчеркивал, что содержание кремнезема в подземных водах было очень низким. Содержание кремнезема в водах из толщ магматического происхождения колеблется от 10 до 70 мг/л [320]. Принимая величину 20 мг/л, Ван-Хайз подсчитал, что для цементации 1 км^3 песка (при пористости 26%) потребовалось бы 130 000 км^3 осредненных подземных вод. Поскольку некоторые песчаники, особенно залегающие в глубоких структурных бассейнах, насыщены солеными водами, многие исследователи считают, что циркуляции атмосферных вод в них не было никогда и, следовательно, нужно искать другой источник их цемента.

Учитывая это, Джонсон [157] предполагал, что кремнезем выделяется из реликтовых вод. Реликтовая вода, по существу, является захваченной морской водой, а поскольку морская вода в среднем содержит кремнезема меньше, чем грунтовая (около 4 мг/л), то стано-

вится ясным, что реликтовые воды песчаников могли обеспечить лишь незначительное и в целом недостаточное количество кремнезема. По мнению Джонсона, источником кремнезема являлись реликтовые воды глин. Глинистые сланцы первоначально были более пористыми, чем пески, они претерпели сильное уплотнение. Содержавшиеся в них флюиды должны были выделиться, и переслаивающиеся с ними песчаники действительно могли служить путями миграции вод. В условиях повышенных температур, присущих большим глубинам, воды глинистых сланцев могут содержать кремнезема, способного отлагаться в песчаниках, больше, чем обычно. Поровые воды современных глубоководных глин иногда пересыщены кремнеземом (до 80 мг/л), но такое высокое содержание кремнезема, по-видимому, является следствием растворения диатомовых обломков [274]. Однако более вероятный источник кремнезема — постседиментационное превращение монтмориллонитовых и (или) смешанных иллит-монтмориллонитовых глинистых сланцев в иллит, процесс, при котором высвобождается кремнезем [299]. Глубокое захоронение отложений способствует этому процессу; наблюдаемое общее преобладание иллита в древних глинистых сланцах дает основание предполагать, что этот механизм действовал в крупном масштабе.

Установленный Фюхтбауэром [102] факт, что кварцевая цементация в песчаниках доггера увеличивается в направлении зоны выклинивания глин, свидетельствует в пользу концепции выделения перенасыщенных кремнеземом вод из глин. Однако многие сцементированные песчаники залегают, не переслаиваясь с глинами. Как же произошла их цементация?

Поиски, связанные с объяснением цементации посредством артезианских и отжатых из глин вод, привели некоторых исследователей к необходимости «заглянуть» в н у т р ь формации. Вальдшмидт [307], Гилберт [108] и другие высказали предположение о внутрислоевом происхождении кремнезема. Вальдшмидт пришел к выводу, что кварцевый цемент песчаников образуется при растворении кремнезема на контактах зерен и последующем его осаждении в пустотах. Концепция Вальдшмидта, по существу, является принципом Рикке, примененным к неметаморфическим породам. В качестве доказательства действия этого процесса Вальдшмидт рассматривает взаимопроникающие контакты кварцевых зерен. Вогнуто-выпуклые контакты между зернами кварца, похожие на гальку с вмятинами в некоторых конгломератах [177], и зубчатые (микростилолитовые) границы между некоторыми зернами являются очевидными доказательствами выводов Вальдшмидта [279, 295, 300]. Если его концепция верна, то можно ожидать, что существует какая-то зависимость интенсивности растворения и последующей цементации от глубины погружения и, как следствие, увеличения температуры и давления, что усиливает процесс. Ряд исследователей [291, 209, 102] показал или постулировал такую зависимость, она в первом приближении выражается уменьшением пористости с глубиной. Особый интерес представляет работа Тэйлор. Тэйлор производила прямые наблюдения изменения характера и величины контактов зерен с увеличением глубины и пришла к выводу, что песчаники подвергаются процессу «конденсации», в результате чего контакты отдельных зерен меняют свой характер, т. е. переходят от тангенциальных к вогнуто-выпуклым, а затем — к сутурным; при этом число видимых в шлифах контактов, приходящихся на одно зерно, увеличивается от 1,6 (в неуплотненных песках) до 2,5 на глубине 880 м и до 5,2 на глубине

2544 м (рис. 7-31). Тэйлор считала, что эти изменения вызываются внутрипластовым растворением, а также течением кварцевых зерен. В последнем случае произойдет сокращение объема пор и потребуется небольшое химическое осаждение. Широко представлены признаки давления, такие как изогнутые слюды и растрескавшиеся кварцевые зерна, но доказать течение самой твердой массы трудно, а вогнуто-выпуклые контакты могут быть результатом растворения. С другой стороны, исследование зависимости между растворением под давлением и величиной давления, проведенное Сивером [273] на пенсильванских песчаниках восточной части США, не дало убедительных результатов.

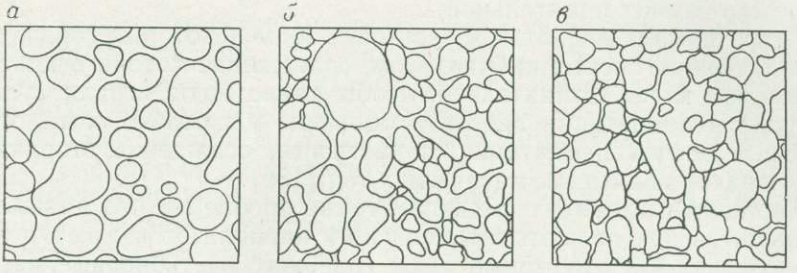


Рис. 7-31. Схематическое изображение упаковки зерен и конденсации (уплотнения), полученное с помощью лучевой камеры.

а — известковые оолиты Арбакл, менее 0,5 контактов на зерно; *б* — кембрийский песчаник, озеро Верхнее, 1,5 контакта на зерно; *в* — девонский песчаник Монтебелло, 2,6 контакта на зерно

Эксперименты Фэрберна [85], Максвелла и других [210, 27, 208, 83, 140] показали, что растворение кремнезема и вторичное его осаждение в замкнутой системе является реальностью и что цементация песков может быть осуществлена посредством такого внутреннего перераспределения.

Петрографические доказательства растворения на контактах зерен не всегда убедительны. Взаимопроникновения зерен практически не наблюдается. В большинстве случаев, когда наблюдаются зубчатые границы, первоначальные контуры зерен кварца различить трудно или невозможно. Более того, Зиппель [277] недавно доказал, что первичные обломочные зерна в некоторых песчаниках отчетливо видны при применении метода катодолюминесцентной микроскопии и что взаимопроникновения зерен не наблюдалось. Можно почти определенно говорить, что вторичный кварц образовался не в результате контактового растворения.

Пай [245], а также Голдштейн [117] полагали, что некоторая, возможно большая, часть силикатного цемента образовалась при растворении частиц тонкой фракции, которые могли когда-то содержаться в песке. Хорошо известен случай, когда в одном растворе мелкие частицы могут растворяться при одновременном росте крупных частиц. Поэтому возможно, что крупные зерна песчаника могут расти за счет мелких, но поскольку тонкие частицы в этом процессе разрушаются, трудно привести доказательства этого предположения. Хилд [137, 138] предположил, что кремнезем образуется путем внутрипластового растворения по стилолитовым швам. Стилолиты в песчаниках встречаются чаще, чем обычно считается, растворение вдоль таких швов может обеспечить часть кремнезема, необходимого для цементации.

Крынин [169], который считал, что ни внутрипластовое растворение, ни движение подземных вод не могут обеспечить цементацию, после изучения девонских песчаников Орискани и других песчаников Центральных Аппалачей сделал вывод, что «...возможно около 95% «вторичного» кремнезема в отложениях Орискани (и во многих, если не в большинстве, других кварцитов и кремней) в действительности имеют первичное, почти одновременное с осадконакоплением происхождение». Крынин считал, что осаждение силикатного цемента «происходило на дне моря сразу же после отложения песчаных зерен». Он не приводит доказательств в поддержку своего предположения, отсутствие же современной цементации морских песков в процессе их накопления делает его гипотезу несостоятельной.

Гидротермальные воды, в частности воды некоторых горячих источников, особенно богаты кремнеземом, содержание которого иногда превышает 500 мг/л. Сомнительно, чтобы такие воды играли существенную роль в цементации песков в большом масштабе, хотя отмечены отдельные случаи цементации, в частности, осаждение вторичных полевых шпатов вблизи магматических тел [139].

Карбонатный цемент выдвигает те же проблемы, что и силикатный. Главными из них являются: источник карбонатов и время замещения. Артезианские грунтовые воды содержат растворенные карбонаты и, как предполагается, они могли обеспечить цемент для сцементированных карбонатами песчаников.

Некоторые современные пески сцементированы in situ. Примером является пляжный известковистый песчаник. Однако это в основном карбонатный песок и здесь, возможно, происходит самоцементация. В песчаниках, извлеченных из отложений внешнего континентального шельфа близ залива Делавэр, обнаружен арагонитовый цемент, обусловленный морской подводной цементацией [3]. Морская вода, заключенная в порах морских песков, может быть пересыщена карбонатами, но количество осаждающихся карбонатов недостаточно для цементации песков. Значительная часть карбонатных цементов осаждалась позже, чем кварц, и следовательно, неодновременно с процессом седиментации, и не связана прямо с обстановкой осадонакопления.

Очевидно, что источником получения карбонатов является также вещество раковин, которое может растворяться и осаждаться в виде цемента. Цементация вблизи скоплений раковинного материала или внутри двустворчатой раковины [168] демонстрирует в небольшом масштабе процесс перераспределения карбонатов. Наиболее вероятным объяснением поздней карбонатной цементации служит растворение карбонатных зерен под давлением в самом песчанике или в прилегающих пластах известняков или песчаников при этом возможен перенос материала на некоторое расстояние поровыми водами.

Остается много нерешенных вопросов. Что определяет тип — арагонитовый, кальцитовый, доломитовый, сидеритовый — карбонатного цемента? Еще одна проблема связана с песчаниками, характеризующимися наличием нескольких цементирующих минералов; ни одна из теорий цементации песчаников не предлагает удовлетворительного объяснения этого вопроса. Дальнейших исследований требует распределение цемента. Почему песок в одном месте плотный, а в другом пористый? Связано ли это с первичной цементацией или с последующей децементацией? Ответы на эти вопросы связаны с изучением зависимости между количеством и типом цемента в песчаниках и такими важными геологическими факторами, как структура и палеотечения. Уорнер [310], напри-

мер, считал, что цемента в песчаниках эоценовой формации Дачесне-Ривер в горах Юинта становится больше в направлении «вверх по течению», определяемом по косой слоистости, и что тип цемента (кальцитовый или кварцевый) зависит от пород области сноса, при этом кальцитового цемента больше там, где исходными породами были преимущественно известняки. По-видимому, существует также связь между количеством цемента и структурой. Очевидна необходимость картирования цементов песчаников.

Децементация

Если поровые флюиды и твердые зерна песчаника не представляют собой закрытой системы, т. е. если флюиды могут как притекать, так и вытекать из системы, или если может происходить двусторонняя ионная диффузия, то вещества, осажденные в порах, могут растворяться и удаляться из них. Другими словами, может иметь место выщелачивание цемента или децементация. Эти явления происходят, когда карбонатные песчаники находятся в зоне выветривания. Но происходят ли они в больших масштабах на глубине?

Частичное замещение кварца и других обломочных зерен карбонатным цементом свидетельствует о том, что часть кремнезема была удалена. Если же цементом является кварц и существуют признаки того, что он заместил карбонатный матрикс, то подразумевается удаление значительного количества карбонатов. К выводу о том, что такое удаление карбонатов происходило из песчаника Орискани, пришел Крынин [169], наблюдавший незначительное количество карбонатов по краям некоторых пор и считавший их «останцами» после выщелачивания. Если бы это было связано только с частичным заполнением пор, можно было бы видеть эвгедральные грани на свободных краях; очевидно, они отсутствовали. Возможно, многие очень рыхлые и слабосцементированные песчаники, например ордовикский песчаник Сент-Питер в верховьях долины Миссисипи, были в прошлом сцементированы карбонатами и потеряли свой цемент в результате нисходящего течения артезианских вод. Изъеденная поверхность кварцевых зерен этого и других рыхлых песчаников, может быть, возникла в результате воздействия на эти зерна ныне исчезнувшего цемента.

В итоге мы приходим к выводу о том, что нет причин отрицать крупномасштабное вымывание карбонатов из известковистых песчаников, поскольку во многих известняках происходит значительное внутрипластовое растворение. Существуют признаки, что дело обстоит именно так. Как и в случае с известняками, такое растворение может продолжаться во фреатических условиях значительно ниже зеркала грунтовых вод. Так же, как и в известняках, этот процесс может быть обратимым, и поровое пространство может вновь заполниться осажденным веществом.

Внутрислойное растворение

Помимо признаков растворения цементирующих компонентов, особенно карбонатов, песчаникам присущи также признаки внутрислойного растворения.

Наибольшее внимание в этом отношении привлекают стилолитовые швы. Стилолиты, обычно связанные с известняками, распространены также в песчаниках и кварцитах. Они встречаются не только в виде

микростилолитов между зернами каркаса, что отмечалось выше, но также в виде микростилолитовых поверхностей [137, 285, 53].

Стилолиты в песчаниках сохраняют все свои характерные черты. Они представлены поверхностью, по которой происходит сцепление или взаимопроникновение двух тел. Зубчатому выступу на одной стороне соответствует впадина на другой. Величина «зубьев» колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Сама стилолитовая поверхность характеризуется включением тонкого прослоя сравнительно плохо растворимого материала. В песчаниках это может быть углистое вещество, в кварцитах швы маркируются окислами железа.

Таблица 7-12

Процентное содержание зерен тяжелых минералов в известковых конкрециях и вмещающих пластах. По Брамлету [29]

Порода	Циркон	Гранат	Титанит	Эпидот-цоизит	Роговая обманка
Песчаник Хамбр	12	3	10	37	5
Конкреции Хамбр	5	3	6	17	44
Песчаник Моделло	20	15	22	2	—
Конкреции Моделло	12	5	10	53	Мало

Другим доказательством внутрислойного растворения служит избирательная потеря некоторых тяжелых минералов. Внутрислойное растворение обломочных тяжелых минералов было продемонстрировано Брамлетом [29], который установил заметное отличие минеральной ассоциации в известковой конкреции песчаника Моделло в Калифорнии от минеральной ассоциации самого вмещающего песка (табл. 7-12). Проблема внутрислойного растворения тяжелых минералов в песчаниках рассматривалась во многих работах, в частности, в трудах Петтиджона [232], Ван-Андела [6, 8], Уэйла [317]. Особый интерес вызывает зональность осадочного разреза, установленная с предположением, что внутрислойное растворение не происходит. Эти зоны скорее являются зонами стабильности минералов, чем твердыми стратиграфическими горизонтами [232].

Матрикс

Как уже было отмечено, некоторые песчаники, особенно граувакки (см. с. 286), имеют вместо осажденного цемента матрикс, состоящий из материала алевритовой и глинистой размерности. Происхождение и значение этого матрикса было рассмотрено Каммингсом [59] и Кюненом [182], которые пришли к выводу, что он имеет, вероятно, диагенетическое происхождение, связанное с процессом «грауваккизации», — по существу, раздавливания непрочных обломочных частиц. Этот процесс протекает наиболее эффективно в тех песках, которые содержат много вулканических обломков, таких как афанитовые породы промежуточного или основного состава и вулканическое стекло. Древние, некогда глубоко захороненные пески, в целом содержат матрикса значительно больше, чем молодые пески. Это наблюдение, сделанное Каммингсом, рассматривается в качестве веского доказательства образования матрикса в процессе старения пород. Проблема матрикса детально рассматривалась в разделе, посвященном граувакам.

Растрескавшиеся и деформированные зерна

Песчаники, очевидно, уплотняются не так, как глины. Однако некоторые наблюдения свидетельствуют об определенных механических или чисто физических реакциях на давление. Крупные обломки слюды обычно изгибаются или облекают более твердые кварцевые зерна. В некоторых песчаниках кварцевые зерна охвачены интенсивным растрескиванием. Трещины секут отдельные зерна; несколько трещин могут отходить от места контакта с соседники зернами. В отдельных зернах отсеченная трещиной часть зерна может быть слегка повернута по отношению к основному зерну.

В целом в условиях нормального геостатического давления даже в глубоко погруженных песках, например взятых из скважин с глубины 9120 м, кварцевые зерна сохраняют целостность, на них не видно заметных следов высокого глубинного давления.

Петрогенез песчаников

Мы сделали обзор свойств песчаников, их классификаций и наиболее значительных фактов, касающихся выделения основных типов этих пород и некоторых проблем их образования. Теперь нам следует взглянуть на песчаники более широко. Необходимо выяснить, какие геологические факторы контролируют образование песка и определяют его петрографию. Или, взглянув с другой стороны, сформулируем вопрос так: что рассказывают нам песчаники о своем прошлом — о природе исходных пород, рельефе и климате области питания, механизме переноса и условиях осадконакопления?

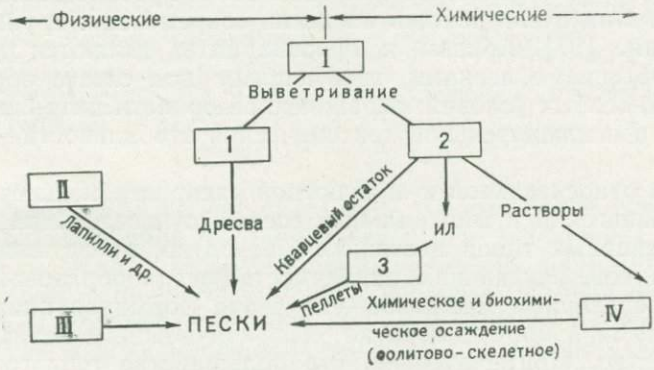


Рис. 7-32. Процессы образования песка. По [238].

I — эпикластические, II — пирокластические, III — катакластические, IV — морская вода. 1 — дезинтеграция, 2 — разложение, 3 — пелитизация.

Песок формируется под воздействием целого комплекса процессов, и его свойства зависят от соотношения интенсивности этих процессов (рис. 7-32). Пески могут образоваться в результате процессов выветривания (как химического, так и физического), вулканической деятельности, при тектонических движениях (даже при ударе метеоритов), при химических и биохимических процессах. Некоторые пески могут формироваться в ходе лишь одного процесса, другие являются сложными и содержат материал нескольких генераций. Иногда конечный продукт, хотя по структуре и является песком, причисляется к известнякам или

туфам, а не к обычным песчаникам. Мы рассматриваем здесь нормальные эпикластические пески, вулканомиктовые и карбонатные пески рассматриваются в других главах.

Как отмечено в гл. 1, песчаники составляют существенную часть осадочного чехла. Подсчеты их относительной распространенности показывают, что от $^1/_4$ до $^1/_3$ осадочного разреза сложено песчаниками. Если принять оценку Полдерварта [242] общего объема осадков на континентах в 176×10^6 км^3 и допустить, что четверть этого объема составляют пески, то их общий объем будет равен 44×10^6 км^3, что соответствует массе 120×10^{15} метрических тонн.

Каков состав песка? Средний минеральный состав можно оценить, основываясь на данных химических анализов. В результате получается: кварца 59%, полевых шпатов 22%, каолина 6%, хлорита 4%, кальцита 6% и окислов железа 2%. Но такой расчетный состав не учитывает различий между зернами и цементом, не позволяет оценить роль обломков пород. Если считать, что весь каолин и хлорит и треть полевых шпатов представлены в виде частиц породы, то средний состав песчаника без цемента (без учета кальцита и окиси железа) будет таков: кварца 65%, полевых шпатов 15%, обломков пород 18%.

Какова относительная роль отдельных классов или семейств песчаников? Этому вопросу посвящен ряд исследований [174, 290, 215, 237]. Оценки этой роли достаточно разнообразны, так как они зависят от подхода к выделению классов и от размера, и характера образцов, на которых базировались оценки. Если граувакки образовались из лититовых аренитов в результате разрушения зерен каркаса (что позволяет объединять их с лититовыми песками), то они включают 35% кварцевых аренитов, 15—20% — аркозов и 45—50% лититовых песчаников (см. табл. 7-13). Отмечается определенное преобладание лититовых песчаников. Они очень похожи на пески современных крупных рек, например Огайо [97]. Аркозы и ортокварциты являются в известном смысле необычными песками, требующими для своего образования и сохранности особых условий: ограниченной области питания — для формирования и исключительной тектонической стабильности — для сохранения.

Оценки относительной и абсолютной распространенности песка, его средний химический и минеральный состав, относительная распространенность основных типов песчаников, вероятно, представляют интерес для геохимиков, изучающих цикличность осадкообразования, баланс массы в планетарном масштабе — изучение формирования осадка, его перенос с суши в море и обратно, его разрушение и переход в подкоровое вещество. Примечательно, что большинство геологов стремится получить ответ на эти вопросы как можно быстрее и с учетом своих научных интересов. Что расскажет мне этот песчаник о палеогеографической обстановке времени его накопления? Об области питания, ее характере, климате, рельефе? Каков механизм переноса песка и каковы условия его осаждения? Какие принципы управляют образованием песка и петрографическими особенностями песчаников?

Геологические факторы, контролирующие формирование песка и определяющие тип отложившегося осадка, неоднократно упоминались в этой главе (см. рис. 7-32). Для эпикластических песков эти факторы можно коротко суммировать так: 1) *исходные породы*, 2) *климат* области питания и области осадконакопления, 3) *обстановка* и (или) *механизм* переноса и накопления, 4) *тектоника* областей питания и осадконакопления. Связь этих геологических факторов со

структурами, текстурами и составом песчаников очень сложна и понята далеко не полностью. Сколь-нибудь объемлющих теорий петрогенеза песчаников, освещающих эти вопросы, мало, и они часто неполные; большинство из них в каком-то отношении спорны.

Естественно, что материнская порода или породы в значительной мере определяют природу песка. Пески, отлагаемые небольшими водотоками, размывающими различные породы, отличаются друг от друга. Изучение современных рек, в частности Рейна, выявило влияние коренных пород ложа на состав речных песков [130, 164]. Пески, образовавшиеся при разрушении риолитовой вулканогенной толщи [313], отличаются по составу от песков, сформировавшихся на участке, сложенном

Таблица 7-13

Относительная распространенность классов песчаников

Классы	Крынин* [1948 г.], [174]	Петтиджон** [1960 г.]	Мидлтон[3*] [1960 г.], [215]	Толлмен[4*] [1949 г.], [290]
Ортокварциты	22,5	34	34	45
Аркозы [5*]	32,5	15	16	17
Граувакки («высокого ранга»)	10,0	26	24	17
Лититовые аренитy («граувакки низкого ранга» или «субграувакки»)	35,0	20	26	21
Гибридные		5		

* Методика оценки Крынина не раскрывается.

** Новая оценка Петтиджона [237] основывалась на изучении 121-го образца песчаника из коллекции университета Джона Гопкинса, для которого имелись шлифы. С точки зрения геохронологии, недостаточно представлены докембрийские песчаники, с точки зрения площади, чрезмерно представлена область Мэриленд — Пенсильвания (около 15% всей коллекции).

[3*] Оценка Мидлтона основывалась на 167 образцах, данные по химическому составу которых приведены в опубликованной литературе.

[4*] Оценка Толлмена базировалась на 275 образцах песчаников, от кембрийских до третичных по возрасту, из различных районов США.

[5*] Включает субаркозы.

глубинными гранитами и гнейсами [135]. Первые характеризуются малым содержанием кварца (вулканического происхождения) и полевых шпатов и абсолютным преобладанием обломков риолитовых пород, тогда как вторые — преимущественно кварцевые и полевошпатовые — практически не содержат обломков пород. Изучение современных осадочных бассейнов доказывает, что минералогия песков тесно связана с составом пород области питания. Это особенно отчетливо проявляется на ассоциациях тяжелых минералов, что показали исследования, проведенные в Мексиканском заливе [66] и Северном море [13].

Все же пески, образовавшиеся при разрушении какой-либо породы, отличаются по составу от самой породы. Одни минералы более подвержены выветриванию, чем другие, и происходит их избирательная потеря. Потеря определяется природой самого минерала [126]. Порядок избирательной потери определен эмпирически [114]. Однако он также зависит от характера и интенсивности самого процесса выветривания и от его продолжительности. Выветривание определяется климатом; рельеф контролируется тектоникой. В условиях низкого рельефа и теплого влажного климата продолжают существование только устойчивые виды минералов, при высоком рельефе эрозия ускоряется, и процесс выветривания не доходит до конца, так что неустойчивые разновид-

ности избегают разрушения и появляются в песках. Наблюдений, подтверждающих эти дедуктивные общие принципы, явно недостаточно. По-видимому, в пользу этих концепций свидетельствуют наблюдения Крынина над формированием песчаников с высоким содержанием полевых шпатов в тропиках Мексики (см. с. 279).

Влияние способов транспортировки (эоловый, волновой, речной, ледниковый) и обстановки осадконакопления (пляжи, дельты, дюны и др.) на петрографию песков относительно невелико. Несмотря на значительные усилия, не удалось удовлетворительно связать структурные особенности, окатанность зерен ни с механизмом переноса, ни с обстановкой осадконакопления. Отчасти такое положение объясняется тем, что многие свойства зерен — размер, форма, окатанность, состав — изменяются абразией в процессе транспортировки лишь незначительно, и важно, что многие свойства зерен являются унаследованными от предыдущих циклов седиментации и не отражают последнюю обстановку осадконакопления. Вопреки убедительным экспериментальным и природным доказательствам этих положений, существуют геологические факты прокопления. Вопреки убедительным экспериментальным и природным дожет оставить след в петрографии песчаника. Фолк [91] интерпретировал хорошо окатанные ортокварциты силурийской формации Тускарора в Западной Виргинии как продукт «очистки» от угловатых, менее зрелых песков в пляжевой обстановке. Нижнекаменноугольные кварциты Келлервальд, чистые кварцевые пески варисцийской геосинклинали западнее Рейна также интерпретируются как продукт провеивания и переработки граувакового материала в условиях краевого шельфового бара [212].

Тот факт, что пески кратонов или пески, снесенные с кратонов, характеризуются заметно большей зрелостью, чем пески, накопившиеся в геосинклиналях, особенно пески, сносившиеся с участков «тектонической суши», приводят к идее о том, что петрография песчаников определяется преимущественно тектоникой. Типичным песчаником эвгеосинклиналей является грауваккa, типичным для кратонов — ортокварцит. Пески, связанные происхождением с миогеосинклиналями, кратонами и форландами, обычно представлены ортокварцитами, пески же внутригеосинклинальной «тектонической суши» являются лититовыми песчаниками или грауваккaми. Предполагается, что петрографическая природа определяется тектонической стабильностью. Например, в центральных Аппалачах песчаники, связанные с западной, кратонной областью питания — Уэвертон и Антайтам [265], представлены ортокварцитами и протокварцитами; в то же время песчаники, образовавшиеся при сносе материала с юго-востока — песчаники Мартинсберг [191], Джуниата, Болд-Игл [328], Поконо [231], Мок-Чанк и Потсвилл [211] — являются лититовыми аренитами или грауваккaми. Образовавшаяся путем привноса материала с юго-востока формация Тускарора [328] в основном представлена субграувакками или протокварцитами, но местами переходит в ортокварциты. Подобно этому, пески геосинклинали залива Коронейшен [144], образовавшиеся при эрозии стабильных кратонных участков, расположенных к востоку от прогиба (Хорнби-Чаннел, Клюзчай Большого Невольничьего озера и Уэстерн-Ривер, Оджик и Бернсайд-Ривер района Эпуэрт-Гулберн), представлены субаркозами и ортокварцитами. Пески, сносившиеся с противоположной стороны геосинклинали (Реклюз района Эпуэрт и пески группы Пете Большого Невольничьего озера), несколько более молодые и представлены грауваккaми.

Крынин [170] был одним из первых, кто сформулировал полную теорию петрогенеза песчаников, в которой тектоника рассматривалась как важнейший фактор. Он привязывал каждую группу песчаников к определенной стадии тектонического цикла (см. рис. 16-8). Эта точка зрения, с небольшими изменениями, была принята другими исследователями [62, 64, 233]. Ван-Андель [7] пересмотрел эти представления и сделал попытку классифицировать геологические факторы, определяющие петрографию некоторых меловых, палеоценовых и эоценовых песчаников Западной Венесуэлы. Он считал, что не тектоника, а исходный материал является основным фактором, обусловливающим состав песчаников, и что обстановка осадконакопления сказывается только на особенностях структуры и структурной зрелости. Он заявляет, что «не существует систематического воздействия тектонофаций на структуру и структурную зрелость» и добавляет, что «минералогическая зрелость не отражает тектонофации бассейна осадконакопления»; следовательно, петрография песчаников отражает тектонику лишь в той мере, в какой тектоника контролирует рельеф области питания.

Большинство исследователей в значительной мере склонно предполагать, что области бассейнов накопления и тектонических поднятий сопряжены друг с другом. Это допущение не всегда справедливо, в частности для тех случаев, когда область питания располагается на большом расстоянии от бассейна осадконакопления, как это отмечается для большинства крупных речных систем.

В заключение можно отметить, что в целом петрография песчаника является ключом к изучению области питания, посредством чего можно судить о ее климате и рельефе, но она в общем не отражает условий осадконакопления. Связь петрографических особенностей и тектоники полностью не выяснена, по-видимому, во многих геосинклиналях существуют значительные различия между песками, перенесенными из участков стабильного форланда и, песками, сносившимися из внутренних областей геосинклиналей, — «тектонической суши».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams, R. W.*, 1970, Loyalhanna Limestone — cross-bedding and provenance, in Studies of Appalachian geology — central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weawer, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 63—100.
2. *Allen, J. R. L.*, 1962, Petrology, origin and deposition of the higher Old Red Sandstone of Shropshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 657—697.
3. *Allen, R. C., Gavish, Eliezer, Friedman, G. M., and Sanders, J. E.*, 1969, Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay: submarine lithification mechanism yields product resembling beachrock: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 136—149.
4. *Allen, V. T.*, 1936, Terminology of mediumgrained sediments, in Rept. Comm. Sedimentation: Nat. Res. Coun., 1935—1936, pp. 18—47.
5. *Allen*, 1937, A study of Missouri glauconite: Amer. Mineral., v. 22, pp. 842—846.
6. *van Andel, Tj. H.*, 1952, Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten: Erdöl und Kohle, v. 5, pp. 100—104.
7. *van Andel, Tj. H.*, 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene, and Eocene sandstones of western Venezuela: Bull. Amer. Assoc. Pertrol. Geol., v. 42, pp. 734—763.
8. *van Andel, Tj. H.*, 1959, Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 153—163.
9. *Anderson, D. W., and Picard, M. D.*, 1971, Quartz extinction in siltstone: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 181—186.
10. *Andresen, M. J.*, 1961, Geology and petrology of the Trivoli Sandstone in the Illinois Basin: Illinois Geol. Surv. Circ. 316, 31 pp.

11. *Anhaeusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M. J., and Viljoen, R. P.*, 1969, A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 2172—2200.

12. *Ashley, G. H.*, 1918, Notes on the lreensand deposits of the eastern United States: Bull. U. S. Geol. Surv. 660-B, pp. 27—49.

13. *Baak, J. A.*, 1936, Regional petrology of the southern North Sea; Wageningen, H. Veenman u. Zonen, 127 pp.

14. *Bailey, E. H., and Irwin, W. P.*, 1959, K-feldspar content of Jurassic and Cretaceous graywackes of northern Coast Ranges and Sacramento Valley, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, pp. 2797—2809.

15. *Balk, R.*, 1953, The structure of graywacke areas and Taconic Range, east of Troy, New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 811—864.

16. *Barth, T. F. W.*, 1938, Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway: Norsk Geol. Tidsskr., v. 18, pp. 54—65.

17. *Barton, D. C.*, 1916, The geological significance and genetic classification of arkose deposits: Jour. Geol., v. 24, pp. 417—449.

18. *Baskin, Y.*, 1956, A study of authigenic feldspars: Jour. Geol., v. 64, pp. 132—155.

19. *Blatt, H.*, 1959, Effect of size and genetic quartz type on sphericity and form of beach sediments, northern New Jersey: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 197—206.

20. *Blatt, H.*, 1966, Diagenesis of sandstones: processes and problems: Symp. 12th Ann. Conf. Wyoming Geol. Assoc., pp. 63—65.

21. *Blatt, H.*, 1967, Original characteristics of clastic quartz grains: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 401—424.

22. *Blatt, H., and Christie, J. M.*, 1963, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks ant its significance in provenance studies of sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 559—579.

23. *Bloss, F. D.*, 1957, Anistropy of fracture in quartz: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 214—225.

24. *Boggs, S., Jr.*, 1968, Experimental study of rock particles: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1326—1339.

25. *Bokman, J.*, 1952, Clastic quartz particles as indices of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 17—24.

26. *de Booy, T.*, 1966, Petrology of detritus in sediments, a valuable tool: Proc. Konink. Nederl. Akad. van Wetensch., v. 69, ser. B., pp. 277—282.

27. *Borg., I. Y., and Maxwell, J. C.*, 1956, Interpretation of fabrics of experimentally deformed sands: Amer. Jour. Sci., v. 254, pp. 71—81.

28. *Boswell, P. G. H.*, 1933, On the mineralogy of the sedimentary rocks: London, Murby, 393 pp.

29. *Bramlette, M. N.*, 1941, The stability of minerals in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 11, pp. 32—36.

30. *Brenchley, P. J.*, 1969, Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1297—1301.

31. *Brett, G. W.*, 1955, Cross-bedding in the Baraboo Quartzite of Wisconsin: Jour. Geol., v. 63, pp. 143—148.

32. *Brongniart, A.*, 1826, De l'arkose, caractères minéral logiques et histoire géonostique de cette roche: Ann. Sci. Nat., v. 8, pp. 113—163.

33. *Burchard, E. F.*, 1907, Notes on various glass sands mainly undeveloped: Bull. U. S. Geol. Surv. 315, pp. 377—382.

34. *Burst, F. F.*, 1958, «Glauconite» pellets; their mineral nature and applications to stratigraphic interpretation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 310—327.

35. *Bushinsky, G. I.*, 1935, Structure and origin of phosphorites of the U. S. S. R.: Jour. Sed. Petrology, v. 5, pp. 81—92.

36. *Buttram, Frank*, 1913, The glass sands of Oklahoma: Oklahoma Geol. Surv. Bull. 10, 91 pp.

37. *Cadigan, R. A.*, 1967. Petrology of Morrison Formation in the Colorado Plateau region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 556, 113 pp.

38. *Cameron, K. L., and Blatt, H.*, 1971, Durabilities of sand size fluvial transport, Elk Creek, Black Hills, South Dakota: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 565—576.

39. *Carrigy, M. A., and Mellon, G. B.*, 1964, Authigenic clay mineral cements in Cretaceous and Tertiary sandstones of Alberta: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 461—472.

40. *Carter, C. H.*, 1972, Miocene-Pliocene beach and tidal flat sedimentation, southern New Jersey: Ph. D. dissertation, The Johns Hopkins Univ., pp. 186.

41. *Carver, R. E., ed.*, 1971, Procedures in sedimentary petrology: New York, Wiley-Interscience, 653 pp.

42. *Cary, A. S.*, 1951, Origin and significance of openwork gravel: Trans. Amer. Soc. Civil Eng., v. 116, pp. 1296—1308.

43. *Casshyap, S. M.*, 1969, Petrology of the Bruce and Gowganda formations and its bearing on the evaluation of Huronian sedimentation in the Espanola-Willisville area, Ontario (Canada): Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol., v. 6, pp. 5—36.

44. *Cayeux, L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France: roches siliceuses: Paris, Imprimerie Nationale, 774 pp.

45. *Chilingar, G. V.*, 1955, Joint occurrence of glauconite and chlorite in sedimentary rocks — a review: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 493—498.

46. *Clarke, F. W.*, 1924, The data of geochemistry: Bull. U. S. Geol. Surv. 770, 841 pp.

47. *Cleary, W. J., and Conolly, J. R.*, 1971, Distribution and genesis of quartz in a Piedmont-Coastal Plain environment: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2755—2766.

48. *Clements, J. M.*, 1903, The Vermilion iron-bearing district of Minnesota: U. S. Geol. Surv. Monogr. 45, 463 pp.

49. *Cloud, P. E., Jr.*, 1955, Physical limits of glauconite formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 484—492.

50. *Collins, W. H.*, 1925, The north shore of Lake Huron: Geol. Surv. Canada, Mem. 143, 160 pp.

51. *Colton, G. W.*, 1970, The Appalachian Basin — its depositional sequences and their geologic relationships, in Studies of Appalachian geology — central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 5—47.

52. *Conolly, J. R.*, 1965, The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 116—135.

53. *Conybeare, C. E. B.*, 1949, Stylolites in pre-Cambrian quartzite: Jour. Geol., v. 57, pp. 83—85.

54. *Cressman, E. R., and Swanson, R. W.*, 1964, Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of southwestern Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 313—S. pp. 276—569.

55. *Crook, K. A. W.*, 1955, Petrology of graywacke suite sediments from Turon River, Coolamigal Creek district, N. S. W.: Proc. Roy. Soc. New South Wales, v. 88, pp. 97—105.

56. *Crook, K. A. W.*, 1960, Petrology of Tamworth Group Lower and Middle Devonian, Tamworth, Nundle district, New South Wales: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 353—369.

57. *Crook, K. A. W.*, 1968, Weathering and rounding of quartz sand grains: Sedimentology, v. 11, pp. 171—182.

58. *Clowley, A. J.*, 1939, Possible criterion for distinguishing marine and nonmarine sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 23, pp. 1716—1720.

59. *Cummins, W. A.*, 1962, The greywacke problem: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 3, pp. 51—72.

60. *Cushing, H. P., Leverett, F., and Van Horn, F. R.*, 19 1931, Geology and mineral resources of the Cleveland district, Ohio: U. S. Geol. Surv. Bull. 818. 138 pp.

61. *Dake, C. L.*, 1921, The problem of the St. Peter Sandstone: Bull. Missouri School Mines and Metall., v. 6, 228 pp.

62. *Dapples, E. C.*, 1947, Sandstone types and their associated depositional environments: Jour. Sed. Petrology, v. 17, pp. 91—100.

63. *Dapples, E. C.*, 1972, Some concepts of cementation and lithification of sandstones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 56, pp. 3—25.

64. *Dapples, E. C., Krumbein, W. C., and Sloss, L. L.*, 1948, Tectonic control of lithologic associations: Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., v. 32, pp. 1924—1947.

65. *Daubrée, A.*, 1879, Études synthétiques de géologie expérimentale, 2 vols., Paris: Dunod, 828 pp.

66. *Davies, D. K., and Moore, W. R.*, 1970, Dispersal of Mississippi sediment in the Gulf of Mexico: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 339—353.

67. *Davis, E. F.*, 1918, The franciscan sandstone: Bull. Univ. California Univ. Publ., Dept. Geol., v. 11, pp. 6—16.

68. *Dickinson, W. R.*, 1968, Singatoka dune sands, Viti Lebu (Fiji): Sed. Geol., v. 2, pp. 115—124.

69. *Dickinson, W. R.*, 1969, Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon: Proc. Andesite Conference. Bull. Oregon Dept. Geol. Min. Ind. 65, pp. 151—156.

70. *Dickinson, W. R.*, 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 695—707.

71. *Diller, J. S.*, 1898, The educational series of rock. specimens, etc.: U. S. Geol. Surv. Bull. 150, 400 pp.

72. *Donaldson, J. A.*, 1967, Two Proterozoic clastic sequences: a sedimentological comparison: Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 18, pp. 33—54.

73. *Donaldson, J. A., and Jackson, G. D.*, 1965, Archean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 2, pp. 622—647.
74. *Dott, Robert H., Jr.*, 1964, Wacke, graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification?: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 625—632.
75. *Duplaix, S.*, 1948, Détermination microscopique des minéraux des sables, 80 pp. Paris-Liège: Librarie Polytech. Ch. Beranger.
76. *Edwards, A. B.*, 1945, The glauconitic sandstone of the Tertiary of East Gippsland, Victoria: Proc. Roy. Soc. Victoria, no. 5, v. 57, pp. 153—167.
77. *Edwards, A. B.*, 1950a, The petrology of the Miocene sediments of the Aure Trough, Papua: Proc. Roy. Soc. Victoria, v. 60, pp. 123—148.
78. *Edwards, A. B.*, 1950b, The petrology of the Cretaceous greywackes of the Purari Valley, Papua: Proc. Royal Soc. Victoria, n. s., v. 60, pp. 163—171.
79. *Ehrenberg, H.*, 1928, Sedimentpetrographische Untersuchungen an Nebengesteinen der Aachener Steinkohlenvorkommen: Preuss. Geol. Landesanst. Jahrb., v. 49, pp. 33—58.
80. *Emery, K. O.*, 1964, Turbidites — Precambrian to present, in Studies on oceanography: Tokyo, Univ. Tokyo Press, 568 pp.
81. *Emery, K. O.*, 1966, Geologic background, in The Atlantic Continental Shelf and slope of the United States: U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 529-A, pp. 1—23.
82. *Engel, A. E. J., and Engel, C. G.*, 1953, Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 1013—1097.
83. *Ernst, W. G., and Blatt, H.*, 1964, Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites: Jour. Geol., v. 72, pp. 461—470.
84. *Fahrig, W. F.*, 1961, The geology of the Athabaska Formation: Bull. Geol. Surv. Canada 68, 41 pp.
85. *Fairbairn, H. W.*, 1950, Synthetic quartzite: Amer. Mineral., v. 35, pp. 735—748.
86. *Feo-Codecido, G.*, 1958, Heavy-mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 948—1000.
87. *Ferrar, H. T.*, 1934, The geology of the Dargaville-Rodney Subdivision: New Zealand Geol. Surv. Bull. 34, 78 pp.
88. *Fischer, G.*, 1933, Die Petrographie der Grauwacken: Preuss. Geol. Landesanst. Jahrb., v. 54, pp. 320—343.
89. *Folk, R. L.*, 1951, Stages of textural maturity in sedimèntary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 127—130.
90. *Folk, R. L.*, 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature: Jour. Geol., v. 62, pp. 344—359.
91. *Folk, R. L.*, 1960, Petrography and origin of the Tuscarora, Rose Hill, and Keefer formations, Lower and Middle Silurial, of eastern West Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 1—58.
92. *Folk, R. L.*, 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Tex., Hemphills, 170 pp.
93. *Folk, R. L., Andrews, P. B., and Lewis, D. W.*, 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomeclature for use in New Zealand: New Zealand Jour. Geol. Geophys., v. 13, pp. 937—968.
94. *Foster, M. D.*, 1969, Studies of celadonite and glauconite: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 614-F, 17 pp.
95. *Foster, R. J.*, 1960, Tertiary geology of a portion of the central Cascade Mountains, Washington: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 99—125.
96. *Foushee, E. D.*, 1954, A report on the flexible sandstone or itacolumite of Stokes County, North Carolina: Compass, v. 31, pp. 78—80.
97. *Friberg, J. F.*, 1970, Mineralogy and provenance of the Recent alluvial sands of the Ohio River Basin: Ph. D. dissertation, Indiana Univ.
98. *Friedman, G. M.*, 1961, Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 514—529.
99. *Friedman, G. M.*, 1967, Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 327—354.
100. *Frye, J. C., and Swineford*, A., 1946, Silicified rock in the Ogallala Formation: Bull. State Geol. Surv. Kansas, no. 64, pt. 2, pp. 37—76.
101. *Füchtbauer, H.*, 1964, Sedimentpetrographische Untersuchungen an der älteren Molasse nördlich der Alpen: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 57, pp. 157—298.
102. *Füchtbauer, H.*, 1967a, Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity: Proc. 7th World Petrol. Congr., pp. 353—369.
103. *Füchtbauer, H.*, 1967b, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: Geol. Rundschau, v. 56, pp. 266—300.
104. *Fuhrmann, W.*, 1968, «Sandkristalle» und Kugelsandsteine. Ihre Rolle bei der Diagenese von Sanden: Der Aufschluss, v. 5, pp. 105—111.

105. *Galliher, E. W.*, 1936, Glauconite genesis: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 1351—1356.
106. *Galliher, E. W.*, 1939, Biotite-glauconite transformation and associated minerals, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.) Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 513—515.
107. *Gasser, U.*, 1968, Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern). Geologie und Sedimentologie: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 61, pp. 229—319.
108. *Gilbert, C. M.*, 1949, Cementation in some California Tertiary reservoir sands: Jour. Geol., v. 57, pp. 1—17.
109. *Ginsburg, L., and Lucas, G.*, 1949, Présence de quartzites élastiques dans les grès armoricains metamorphiques de Berrien (Frinistère): Acad. Sci. Paris, C. R., v. 228, pp. 1657—1658.
110. *Glass, H. D., Potter, P. E., and Siever, R.*, 1956, Clay mineralogy of some basal Pennsylvanian sandstones, clay, and shales: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 750—754.
111. *Glover, J. E.*, 1963, Studies in the diagenesis of some Western Australian sedimentary rocks: Jour. Roy. Soc. Western Australia, v. 46, pp. 33—56.
112. *Gluskoter, H. J.*, 1964, Orthoclase distribution and authigenesis in the Franciscan Formation of a portion of western Marin County, California: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 335—343.
113. *Goldich, S. S.*, 1934, Authigenic feldspar in sandstone of southeastern Minnesota: Jour. Sed. Petrology, v. 4, pp. 89—95.
114. *Goldich, S. S.*, 1938, A study in rock weathering: Jour. Geol., v. 46, pp. 17—58.
115. *Goldman, M. I.*, 1915, Petrographic evidence on the origin of the Catahoula Sandstone of Texas: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 39, pp. 261—287.
116. *Goldich, S. S.*, 1919, General character, mode of occurrence and origin of glauconite: Jour. Wash. Acad. Sci., v. 9, pp. 501—502.
117. *Goldstein, A., Jr.*, 1948, Cementation of the Dakota Sandstone of the Colorado Front Range: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 108—125.
118. *Gorbatscher, R., and Klint, O.*, 1961. The Jotnian Mälar Sandstone of the Stockholm region: Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, v. 40, pp. 51—68.
119. *Grabau, A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: Amer. Geol., v. 33, pp. 228—247.
120. *Graham, W. A. P.*, 1930, A textural and petrographic study of the Cambrian sandstones of Minnesota: Jour. Geol., v. 38, pp. 696—716.
121. *Greenly, T.*, 1897, Incipient metamorphism in the Harlech Grits: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 7, pp. 254—258.
122. *Greensmith, J. T.*, 1957, Litholoy, with particular reference to cementation, etc.: Jour. Sed. Petrology, v. 27, p. 405.
123. *Griffiths, J. C.*, 1956, Petrographical investigations of the Salt Wash sediments: U. S. Atomic Energy Comm. Tech. Rept. RME-3122 (Pts. I and II), 84 pp.
124. *Griggs, A. B.*, 1945, Chromite-bearing sands of the southern part of the coast of Oregon: Bull. U. S. Geol. Surv. 945-E, pp. 113—150.
125. *Gruner, J. W.*, 1935, The structural relationship of glauconite and mica: Amer. Mineral., v. 20, pp. 699—714.
126. *Gruner, J. W.*, 1950, An attempt to arrange silicates in the order of reaction energies at relatively low temperatures: Amer. Mineral., v. 35, pp. 137—148.
127. *Hadding, A.*, 1929, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden: Lunds Univ. Arsskr., N. F., Avd. 2, v. 25, 287 pp.
128. *Hadding, A.*, 1932, The pre-Quaternary rocks of Sweden, IV. Glauconite and glauconitic rocks: Medd. Lunds Geol. Min. Inst., no. 51, 175 pp.
129. *Hadley, D. G.*, 1968, The sedimentology of the Huronian Lorrain Frmation, Ontario and Quebec, Canada: Ph. D. diseertation, Johns Hopkins Univ., 301 pp.
130. *Hahn, C.*, 1969, Mineralogisch-Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flussbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheins: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 62, pp. 227—278.
131. *Hamblin, W. K.*, 1962, X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 201—210.
132. *Harms, J. C.*, 1969, Hydraulic significance of some sand ripples: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 363—396.
133. *Hawkins, J. W., Jr., and Whetten, J. T.*, 1969, Graywacke matrix minerals: hydrothermal reactions with Columbia River sediments: Science, v. 166, pp. 868—870.
134. *Hay, R. L.*, 1966, Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 85, 130 pp.
135. *Hayes, J. R.*, 1962, Quartz and feldspar content in South Platte, Platte, and Missouri river sands: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 793—800.

136. *Heald, M. T.*, 1950, Authigenesis in West Virginia sandstones: Jour. Geol., v. 58, pp. 624—633.
137. *Heald, M. T.*, 1950, Stylolites in sandstone: Jour. Geol., v. 63, pp. 101—114.
138. *Heald, M. T.*, 1956a, Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas, and Missouri: Jour. Geol., v. 64, pp. 16—30.
139. *Heald, M. T.*, 1956b, Cementation of Triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, pp. 1133—1154.
140. *Heald, M. T., and Renton, J. J.*, 1966, Experimental study of sandstone cementation: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 977—991.
141. *Helmbold, R.*, 1952, Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken: Heidelberger Beitr. Min. Petrog., v. 3, pp. 253—288.
142. *Henderson, J. B.*, 1972, Sedimentology of Archean turbidites at Yellowknife, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 9, pp. 882—902.
143. *Henningsen, D.*, 1961, Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Giessener Grauwacke: Geol. Rundschau, v. 51, pp. 600—626.
144. *Hoffman, P. F., Fraser, J. A., and McGlynn, J. C.*, 1970, The Coronation Gulf Geosyncline of Aphebian age, District of Mackenzie: Geol. Surv. Canada Paper 70—40, pp. 201—212.
145. *Hollister, C. D., and Heezen, B. C.*, 1964, Modern graywacke-type sands: Science, v. 146, pp. 1573—1574.
146. *Holmes, A.*, 1928, The nomenclature of petrology, 2nd. ed.: London, Murgy, 284 pp.
147. *Hopkins, M. E.*, 1958, Geology and petrology of the Anvil Rock Sandstone of southern Illinois: Illinois Geol. Surv. Circ. 256, 48 pp.
148. *Hoppe, W.*, 1927, Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald II: Notizbl. Vereinst. Erdkunde, Hessischen Geol. Landesanstalt, ser. 5, v. 10, pp. 54—103.
149. *Hoque, M. ul*, 1968, Sedimentologic and paleocurrent study of the Mauch Chunk sandstones (Mississippian) of south-central and western Pennsylvania: Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol., v. 52, pp. 246—263.
150. *Hsu., K. J.*, 1960, Texture and mineralogy of the Recent sands of the Gulf Coast: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 380—403.
151. *Hubert, J. F.*, 1960, Petrology of the Fountain and Lyons formations. Front Range, Colorado: Colorado School Mine Quart., v. 55, 242 pp.
152. *Huckenholtz, H. G.*, 1963, Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France): Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 914—918.
153. *Hunter, R. E.*, 1967, The petrography of some Illinois Pleistocene and Recent sands: Sed. Geol., v. 1, pp. 57—75.
154. *Ingerson, E., and Ramisch, J. L.*, 1942, Origin of shapes of quartz sand grains: Amer. Mineral., v. 27, pp. 595—606.
155. *Irving, R. D., and Van Hise, C. R.*, 1884, On secondary enlargements of mineral fragments in certain rocks: U. S. Geol. Surv. Bull., 8, 56 pp.
156. *Jacobsen, Lynn*, 1959, Petrology of Pennsylvanian sandstones and conglomerates of the Ardmore Basin: Oklahoma Geol. Surv. Bull. 79, 144 pp.
157. *Johnson, R. H.*, 1920, The cementation process in sandstone: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 4, pp. 33—35.
158. *Keith, M. L.*, 1949, Sandstone as a source of silica sands in southeastern Ontario: Ontario Dept. Mines Ann. Rept., v. 55, pt. 5, 36 pp.
159. *Keller, W. D., and Littefield, R. F.*, 1950, Inclusions in quartz of igneous and metamorphic rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 20, pp. 74—84.
160. *Kennedy, W. Q.*, 1951, Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation: Geol. Mag., v. 88, pp. 257—261.
161. *Ketner, K. B.*, 1966, Comparison of Ordovician eugeosynclinal and miogeosynclinal quartzites of the Cordilleran geosyncline, in Geological Survey Research 1966, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 550-C, pp. C54—C60.
162. *Klein, G. deV.*, 1963, Analysis and review of sandstone classification in the North American geological literature: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 74, pp. 555—576.
163. *Klovan, J. E., and Solohub, J. T.*, 1968, Grainsize parameters: a critical evaluation of their significance: Geol. Soc. Amer., Prog. with Abstr., Ann. Mtg. Mexico City, pp. 161—162.
164. *Koldewijn, B. W.*, 1955, Provenance, transport, and deposition of Rhine sediments. II. An examination of the light fraction: Geol. Mijnb. (n. s.), v. 17, pp. 37—45.
165. *Krumbein, W. C., and Pettijohn, F. J.*, 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 549 pp.
166. *Krynine, P. D.*, 1935, Arkose deposits in the humid topics: a study of sedimentation in southern Mexico: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 29, pp. 353—363.

167. *Krynine, P. D.*, 1937, Petrography and genesis of the Siwalik series: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 34, pp. 422—446.
168. *Krynine, P. D.*, 1940, Petrology and genesis of the Third Bradford Sand: Bull. Pennsylvania State Coll. Min. Ind. Exp. Sta. 29, pp. 13—20.
169. *Krynine, P. D.*, 1941, Petrographic studies of variations in cementing material in the Oriskany Sand: Proc. 10th Pennsylvania Min. Ind. Conf., Bull. Pennsylvania State Coll. 33, pp. 108—116.
170. *Krynine, P. D.*, 1942, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: Santiago, Chile, An. Congr. Panamer. Ing. Minas Geol., pt. 1, v. 2, pp. 536—561.
171. *Krynine, P. D.*, 1945, Sediments and the search for oil: Producers Monthly, v. 9, no. 3, pp. 12—22.
172. *Krynine, P. D.*, 1946a, The tourmaline group in sediments: Jour. Geol., v. 54, pp. 65—87.
173. *Krynine, P. D.*, 1946b, Microscopic morphology of quartz types: An. 2nd Congr. Panamer. Ing. Minas Geol., v. 3, pp. 35—49.
174. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—165.
175. *Krynine, P. D.*, 1950, Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut: Bull. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Surv. 73, 247 pp.
176. *Krynine, P. D., and Tuttle, O. F.*, 1941, Petrology of the Ordovician-Silurian boundary in central Pennsylvania (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1917—1918.
177. *Kuenen, Ph. H.*, 1942, Pitted pebbles: Leidsche Geol. Meded., v. 13, pp. 189—201.
178. *Kuenen, Ph. H.*, 1957, Some experiments of fluviatile rounding' Proc. Konink. Nederl. Akad. van Wetensch., ser. B, v. 61, no. 1, pp. 47—53.
179. *Kuenen, Ph. H.*, 1959a, Sand — its origin, transportation, and accumulation: Geol. Soc. South Africa, Annexure, v. 62, 33 pp.
180. *Kuenen, Ph. H.*, 1959b, Experimental abrasion. 3. Fluviatile action of sand: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 172—190.
181. *Kuenen, Ph. H.*, 1960, Experimental abrasion. 4. Eolian action: Jour. Geol., v. 68, pp. 427—449.
182. *Kuenen, Ph. H.*, 1966, Matrix of turbidites: experimental approach: Sedimentology, v. 7, pp. 267—297.
183. *Kuenen, Ph. H., and Migliorini, C. I.*, 1950, Turbidity currents as a cause of graded beddinl: Jour. Geol., v. 58, pp. 91—127.
184. *Lahee, F. H.*, 1941, Field geology, 5th ed.: New York, McGraw-Hill, 883 pp.
185. *Laniz, R. V., Stevens, R. E., and Norman, M. N.*, 1964, Staining of plagioclase feldspar and other minerals: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-B, pp. B152—B153.
186. *Leith, C. K., and Mead, W. J.*, 1915, Metamorphic geology: New York, Holt, Rinehart, and Winston, 337 pp.
187. *Leith, C. K., and Van Hise, C. R.*, 1911, The geology of the Lake Superior region: U. S. Geol. Surv. Meno. 52, 641 pp.
188. *Lerbekmo, J. F.*, 1963, Petrology of the Belly River Formation, southern Alberta foothills: Sedimentology, v. 2, pp. 54—86.
189. *Loney, R. A.*, 1964, Stratigraphy and petrography of the Pybus-Gambier area, Admiralty Island, Alaska: Bull. U. S. Geol. Surv. 1178, 103 pp.
190. *Lovell, J. P. B.*, 1969, Tyee Rormation: a study of proximality in turbidites: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 935—953.
191. *McBride, E. F.*, 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 39—91.
192. *McBride, E. F.*, 1963, Classification of common sandstones: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 664—669.
193. *McBride, E. F.*, 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas: Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rept. Inv. 57, 101 pp.
194. *McBride, E. F., Lindemann, W. L., and Freeman, P. S.*, 1968, Lithology and petrology of the Gueydan (Catahoula) Formation in south Texas: Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rept. Inv. 63, 122 pp.
195. *McEwen, M. C., Fessenden, F. W., and Rogers, J. J. W.*, 1959, Texture and composition of some weathered granites and slightly transported arkosic sands: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 477—492.
196. *Mackie, W.*, 1896, The sands and sandstones of eastern Moray: Trans. Edinburgh Geol. Soc., c. 7, pp. 148—172.
197. *Mackie, W.*, 1899, The felspars present in sedimentary rocks as indications of the conditions of contemporaneous climate: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 7, pp. 443—468.

198. *Mackie, W.*, 1905, Seventy chemical analyses of rocks: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 8, pp. 33—60.

199. *Mansfield, G. R.*, 1920, The physical and chemical character of New Jersey greensand: Econ. Geol., v. 15, pp. 547—566.

200. *Mansfield, G. R.*, 1922, Potash in the greensands of New Jersey: U. S. Geol. Surv. Bull. 727, 146 pp.

201. *Marchese, H. G., and Garrasino, C. A.*, 1969, Clasificacion descriptiva de areniscas: Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 24, no. 3, pp. 281—286.

202. *Markewicz, F. J.*, 1969, Ilmenite deposits of the New Jersey Coastal Plain, in Geology of selected areas in New Jersey and eastern Pennsylvania and guidebook of excursions (Subitzky, S., ed.): New Brunswick, N. J., Rutgers Univ. Press, pp. 363—382.

203. *Martens, J. H. C.*, 1928, Beach deposits of ilmenite, zircon and rutile in Florida: Florida State Geol. Surv. 19th Ann. Rept., pp. 124—154.

204. *Martens, J. H. C.*, 1935, Beach sands between Charleston, South Carolina, and Miami, Florida: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 1563—1596.

205. *Mathur, S. M.*, 1958, On the term «Orthoquartzite»: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 51, pp. 695—696.

206. *Matisto, A.*, 1968, Die Meta-Arkose von Mauri bei Tampere: Bull. Comm. Geol. Finlande, no. 235, p. 4—20.

207. *Mattiat, B.*, 1960, Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke: Beitr. Min. Petrogr., v. 7, pp. 242—280.

208. *Maxwell, J. C.*, 1960, Experiments on compaction and cementation of sand, in Rock deformation (Griggs, D., and Handin, J., eds.): Geol. Soc. Amer. Mem. 79, pp. 105—132.

209. *Maxwell, J. C.*, 1964, Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 48, pp. 697—709.

210. *Maxwell, J. C., and Verrall, P.*, 1954, Low porosity may limit oil in deep sands: World Oil, v. 138, no. 5, pp. 106—113; no. 6, pp. 102—104.

211. *Meckel, L. D.*, 1967, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 223—258.

212. *Meischner, D.*, 1971, Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the River Rhine, in Sedimentology of parts of central Europe (Müller, G., ed.)- Guidebook 8th Int. Sed. Congr., Heidelberg, pp. 9—43.

213. *Mellon, G. B.*, 1964, Discriminatory analysis of calcite- and silicate-cemented phases of the Mountain Park Sandstone: Jour. Geol., v. 72, pp. 786—809.

214. *Merrill, G. P.*, 1891, Stones for building and decoration, 3rd ed.: New York, Wiley, 551 pp.

215. *Middleton, G. V.*, 1960, Chemical composition of sandstones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 1011—1026.

216. *Millot, G., Lucas, J., and Wrey, R.*, 1963, Research on evolution of clay minerals and argillaceous and siliceous noeformation: Clays and clay minerals, 10th Conf.: New York, Pergamon, pp. 399—412.

217. *Milner, H. B.*, 1962, Sedimentary petrography, v. 1, Methods in sedimentary petrography, 643 pp.; v. 2, Principles and applications, 715 pp.: New York, Macmillan, Inc.

218. *Mizutani, S., and Suwa, K.*, 1966, Orthoquartzitic, sand from the Libyan Desert, Egypt: Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., v. 14, pp. 137—150.

219. *Moiola, R. J., and Weiser, D.*, 1968, Textural parameters: and evaluation: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 45—53.

220. *Moss, A. J.*, 1966, Origin, shaping, and significance of quartz sand grains: Jour. Geol. Soc. Australia, v. 13, pp. 97—136.

221. *Müller, G.*, 1964, Methoden der Sedimentuntersuchungen: Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 303 pp.

222. *Nanz, R. H., Jr.*, 1954, Genesis of Oligocene sandstone reservoir, Seeligson Field, Jim Wells and Kleberg counties, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 96—117.

223. *Ojakangas, R. W.*, 1963, Petrology and sedimentation of the Upper Cambrian Lamotte Sandstone in Missouri: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 860—873.

224. *Okada, H.*, 1960, Sandstones of the Cretaceous Mifuné Group, Kyushu, Japan: Kyushu Univ., Mem. Fac. Sci., ser. D., Geology, v. 10, pp. 1—40.

225. *Okada, H.*, 1961, Cretaceous sandstones of Goshonoura Island, Kyushu, Japan: Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., ser. D., Geology, v. 11, pp. 1—48.

226. *Okada, H.*, 1967, Composition and cementation of some Lower Paleozoic grits in Wales: Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., ser. D., Geology, v. 18, pp. 261—276.

227. *Okada, H.*, 1971, Classification of sandstone: analysis and proposal: Jour. Geol., v. 79, pp. 509—525.
228. *Ondrick, C. W., and Griffiths, J. C.*, 1969, Frequency distribution of elements in Rensselaer Graywacke, Troy, New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 509—518.
229. *Oriel, S. S.*, 1949, Definitions of arkose: Amer. Jour. Sci., v. 247, pp. 824—829.
230. *Payne, T. G., et al.*, 1952, The Arctic slope of Alaska: U. S. Geol. Surv., Oil and Gas Invest. Map. O. M. 126, sheet 2.
231. *Pelletier, B. R.*, 1958, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1033—1064.
232. *Pettijohn, F. J.*, 1941, Persistence of heavy minerals and geologic age: Jour. Geol., v. 49, pp. 610—625.
233. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: Bull Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.
234. *Pettijohn, F. J.*, 1948, A preface to the classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 112—118.
235. *Pettijohn, F. J.*, 1949, Sedimentary rocks, 1st ed.: New York, Harper & Row, 526 pp.
236. *Pettijohn, F. J.*, 1954, Classification of sandstones: Jour. Geol., v. 62, pp. 360—365.
237. *Pettijohn, F. J.*, 1963, Chemical composition of sandstones — exloluding carbonate and volcanic sands, in Data of geochemistry, 6th ed.: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-S, 19 pp.
238. *Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R.*, 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
239. *Pittman, E. D.*, 1963, Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 380—386.
240. *van der Plas, L.*, 1966, The identification of the detrital feldspars: Amsterdam, Elsevier, 305 pp.
241. *Plumley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526—577.
242. *Poldervaart, A.*, 1955, Chemistry of the earth's crust, in Crust of the earth — a symposium (Poldervaart, A., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62, pp. 119—144.
243. *Potter, P. E.*, 1963, Late Paleozoic sandstones of the Illinois Basin: Illinois Geol. Surv., Rept. Inv. 217, 92 pp.
244. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.
245. *Pye, W. D.*, 1944, Petrology of the Bethel Sandstone of south-central Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 28, pp. 63—122.
246. *Ramdohr, Paul*, 1958, New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance: Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 61, anne xure, 50 pp. (Engl. translation of paper originally publ. in German, 1955).
247. *Ramez, M. R. H., and Mosalamy, F. H.*, 1969, The deformed nature of various size fractions in some clastic sands: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1182—1187.
248. *Reed, J. J.*, 1957, Petrology of the lower Mesozoic rocks of the Wellington District: Bull. New Zealand Geol. Surv. (n. s.), 57, 60 pp.
249. *Reed, R. D.*, 1928, The occurrence of feldspar in California sandstones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 12, pp. 1023—1024.
250. *Rickard, M. J.*, 1964, Metamorphic tourmaline overgowths in the Oak Hill Series of southern Quebec: Canad. Mineral., v. 8, pp. 86—91.
251. *Rimsaite, J.*, 1967, Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks: Schweiz. Min. Petrog. Mitt., v. 47, pp. 61—76.
252. *Rinne, F.*, 1923, Gesteinskunde, Leipzig: Dr. Max Jänecke, 374 pp.
253. *Rittenhouse, G.*, 1944, Sources of modern sands in the middle Rio Grande Valley: Jour. Geol., v. 52, pp. 145—183.
254. *Rittenhouse, G.*, 1949, Petrology and paleogeography of Greenbrier Formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1704—1730.
255. *Rodgers, J.*, 1950, The nomenclature and classification of sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 248, pp. 297—311.
256. *Ronov, A. B., Mikhailovskaya, M. S., and Solodkova, I. I.*, 1963, Evolution of the chemical and mineralogical composition of arenaceous rocks, in Chemistry of the earth's crust, (Vinogradov, A. P., ed.): Israel Program Sci. Trans., 1966, v. 1, pp. 212—262.
257. *Rothrock, E. P.*, 1944, A geology of Sough Dakota: Bull. South Dakota Geol. Surv., no. 15, 255 pp.
258. *Russell, R. D.*, 1935, Frequency percentage determinations of detrital quartz and feldspar: Jour. Sed. Petrology, v. 5, pp. 109—114.

259. *Russell, R. D.*, 1937, Mineral composition of Mississippi River sands: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, pp. 1307—1348.
260. *Russell, R. D.*, 1942, Tables for the determination of detrital minerals: Rept. Committee Sedimentation 1940—1941, Div. Geol. Geog., Nat. Res. Coun., pp. 6—8.
261. *Russell, R. D., and Taylor, R. E.*, 1937, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour. Geol., v. 45, pp. 225—267.
262. *Sabins, F. F., Jr.*, 1962, Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous strata of the Western Interior: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1183—1196.
263. *Schlee, J., Uchupi, E., and Trumbull, J. V. A.*, 1964, Statistical parameters of Cape Cod beach and eolian sands, in Geological Survey research: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-D, pp. 118—122.
264. *Schneider, H.*, 1927, A study of glauconite: Jour. Geol., v. 35, pp. 299—310.
265. *Schwab, F. L.*, 1970, Origin of the Antietam formation (Late Precambrian-Lower Cambrian), central Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 354—366.
266. *Schwartz, G. M.*, 1942, Correlation and metamorphism of the Thomson Formation, Minnesota: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1001—1020.
267. *Sestini, G.*, 1970, Flysch facies and turbidite sedimentology: Sediment, Geol., v. 4, pp. 559—597.
268. *Sheppard, R. A.*, 1971, Clinoptilolite of possible economic value in sedimentary deposits of the coterminous U. S. Bull. U. S. Geol. Surv., no. 1332-B, pp. R1—B15.
269. *Shiki, T.*, 1959, Studies on sandstones in the Maizuru Zone, southwest Japan. I. Importance of relations between mineral composition and grain, size: Mem. College Sci., Univ. Kyoto, v. 25, pp. 239—246.
270. *Shiki, T.*, 1962, Studies on sandstones in the Maizuru Zone, southwest Japan. III. Graywacke and arkose sandstones in and out of the Maizuru Zone: Mem. College Sci., Univ. Kyoto, v. 29, pp. 291—324.
271. *Shrock, R. R.*, 1948, Classification of sedimentary rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 57, p. 1231.
272. *Shrock, R. R.*, 1948. Classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 118—120.
273. *Siever, R.*, 1959, Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones, in Silica in sediments (Ireland, H. A., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 7, pp. 55—79.
274. *Siever, R., Beck, K. C., and Berner, R. A.*, 1965, Composition of interstitial waters of modern sediments: Jour. Geol., v. 73, pp. 39—73.
275. *Simonen, A., and Kuovo, O.*, 1951, Archean varved schists north of Tampere in Finland: Soc. Geol. Finlande, Comptes Rendus, v. 24, pp. 93—117.
276. *Simonen, A.*, 1955, Sandstones in Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande 168, pp. 57—87.
277. *Sippel, R. F.*, 1968, Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 530—554.
278. *Skolnick, H.*, 1965, The quartzite problem: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 12—21.
279. *Sloss, L. L., and Feray, D. E.*, 1948, Microstylolites in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 3—13.
280. *Smith, E. R.*, 1946, Sand: Indiana Acad. Sci., v. 55, pp. 121—143.
281. *Sorby, H. C.*, 1880, On the structure and origin of non-clacareous stratified rocks: Proc. Geol. Soc. London, v. 36, pp. 62—64.
282. *Stauffer, P. H.*, 1967, Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 487—508.
283. *Stebinger, E.*, 1914, Titaniferous magnetite beds on the Blackfeet Indian Reservation, Montana, in Contributions to economic geology: Bull. U. S. Geol. Surv. 540, pp. 329—337.
284. *Stewart, D., Jr.*, 1937, An occurrence of authigenic feldspar: Amer. Mineral., v. 22, pp. 1000—1003.
285. *Stockdale, P. B.*, 1936, Rare stylalites: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 32, pp. 229—233.
286. *Suttner, L. J.*, 1969, Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Kootenai formations, southwest Montana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 1391—1410.
287. *Swineford A.*, 1947, Cemented sandstones of the Dakota and Kiowa formations in Kansas: Bull. State Geol. Surv. Kansas 70, pt. 4, pp. 53—104.
288. *Takahashi, J.*, 1939, Synopsis of glauconitization, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 503—512.
289. *Taliaferro, N. L.*, 1943, Franciscan-Knoxville problem: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 27, pp. 109—219.

290. *Tallman, S. L.*, 1949, Sandstone types, their abundance and cementing agents: Jour. Geol., v. 57, pp. 582—591.

291. *Taylor, J. M.*, 1950, Pore-space reduction in sandstones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 701—716.

292. *Thiel, G. A.*, 1935, Sedimentary and petrographic analysis of the St. Peter Sandstone: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 559—614.

293. *Thiel, G. A.*, 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 103—124.

294. *Thiel, G. A., and Dutton, C. E.*, 1935, The architectural, structural, and monumental stones of Minnesota: Bull. Minnesota Geol. Surv., no. 25, 160 pp.

295. *Thomson, A.*, 1959, Pressure solution and porosity, in Silica in sediments (Ireland, H. A., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 7, pp. 92—111.

296. *Tickell, F. G.*, 1965, The techniques of sedimentary mineralogy: Amsterdam, Elsevier, 220 pp.

297. *Tieje, A. J.*, 1921, Suggestions as to the description and naming of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 29, pp. 650—666.

298. *Todd, T. W., and Folk, R. L.*, 1957, Basal Claiborne of Texas, record of Appalachian tectonism during Eocene: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 2545—2566.

299. *Towe, K. M.*, 1962, Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 26—28.

300. *Trurnit, P.*, 1968, Pressure solution phenomena in detrital rocks: Sed. Geol., v. 2, pp. 89—114.

301. *Turner, F. J., and Verhoogen, J.*, 1960. Igneous and metamorphic petrology: New York, McGraw-Hill, 694 pp.

302. *Tyrrell, G. W.*, 1933, Greenstones and greywackes: reunion intern, pour l'étude du Precambrien 1931, Comptes Rendus, pp. 24—26.

303. *Udden, J. A.*, 1914, Mechanical composition of clastic sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 655—744.

304. *Van Hise, C. R.*, 1904, Treatise on metamorphism: U. S. Geol. Surv. Monogr. 47, 1286 pp.

305. *Vitanage, P. W.*, 1957, Studies of zircon types in Ceylon Pre-Cambrian complex: Jour. Geol., v. 65, pp. 117—138.

306. *Voll, G.*, 1960, New work on petrofabrics: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pt. 3, pp. 503—567.

307. *Waldschmidt, W. A.*, 1941, Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., p. 25, pp. 1839—1879.

308. *Walker, R. G., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archaean sedimentation: Analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2130.

309. *Walton, E. K.*, 1955, Silurian greywackes of Peebleshire: Proc. Roy. Soc. Edinburgh, v. 65, 1952—1955, pp. 327—357.

310. *Warner, M. M.*, 1965. Cementation as a clue to structure, drainage patterns, permeability, and other factors: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 797—804.

311. *Washington, H. S.*, 1930, The chemical analysis of rocks, 4th ed.: New York, Wiley, 296 pp.

312. *Wayland, R. C.*, 1939, Optical orientation in elongate clastic quartz: Amer. Jour. Sci., v. 237, pp. 99—109.

313. *Webb, W. M., and Potter, P. E.*, 1969, Petrology and chemical composition of modern detritus derived from a rhyolitic terrain, western Chihuahua: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 32, no. 1, pp. 45—61.

314. *Weber, J. N., and Middleton, G. V.*, 1961, Geochemistry of turbidites of the Normanskill and Charny formations: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 22, pp. 200—288.

315. *Weeks, A. D., and Eargle, D. H.*, 1963, Relation of the diagenetic alteration and soil-forming processes to the uranium deposits of the southeast Texas Coastal Plain, in Clays and clay minerals, 10th Conf.: New York, Pergamon, Macmillan, Inc., pp. 23—41.

316. *Wermund, E. G.*, 1964, Geologic significance of fluvio-detrital glauconite: Jour. Geol., v. 72, pp. 470—476.

317. *Weyl, R.*, 1950, Schwermineralverwitterung und ihr Einfluss auf die Mineralführung klastischer Sedimente: Erdöl und Kohle, v. 3, no. 5, pp. 209—211.

318. *Whetten, J. T.*, 1966, Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke: Science, v. 152, pp. 1057—1058.

319. *Whetten, J. T., Kelley, J. C., and Hanson, L.*, 1969, Characteristics of Columbia River sediment and sediment transport: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1149—1166.

320. *White, D. E., Hem, J. G., and Waring, G. A.*, 1963, Chemical composition of subsurface waters, in Data of geochemistry: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-F, 67 pp.

321. *Wiesnet, D. R.*, 1961, Composition, grain size, roundness and sphericity of the Potsdam, Sandstone (Cambrian) in northeastern New York: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 5—14.

322. *Williams, H.*, 1957, Glowing avalanche deposits of the Sudbury Basin: Ontario Dept. Mines, Ann. Rpt., v. 65, pt. 2, pp. 57—89.

323. *Williams, H., Turner, F. J., and Gilbert, C. M.*, 1954, Petrography: San Francisco, Freeman, 406 pp.

324. *Winchell, N. J., Grant, U. S., Todd, J. E., Upham, W., and Winchell, H. V.*, 1899, Geology of Minnesota: Geol. Nat. Hist. Surv. Minnesota, Final Rept., v. IV, 630 pp.

325. *Wolf, K. H.*, 1971, Textural and compositional transitional stages between various lithic grain types: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 328—332.

326. *Woodland, A. W.*, 1938, Petrological studies in the Harlech Grit series of Merionethshire II: Geol. Mag., v. 74, pp. 440—454.

327. *Wurster, P.*, 1964, Geologie des Schilfsandstein: Hamburg. Mitt. Geol. Staatsinst., v. 33, 140 pp.

328. *Yeakel, I. S., Jr.*, 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1515—1540.

ГЛАВА 8. ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ, АРГИЛЛИТЫ И АЛЕВРОЛИТЫ

Введение

Из обычных осадков наиболее распространенными являются глинистые сланцы *. Они составляют около половины геологического разреза, согласно подсчетам Шухерта — 44% [141], по подсчетам Лейта и Мида — 46% [101] и Кюнена — 56% [95]. Глинистые сланцы составляют около 32% палеозойских и более поздних осадков Североамериканского кратона (подсчет по данным Слосса [153]); они составляют 44% геосинклинального разреза в Джексоне, штат Вайоминг [143]. Блатт [13], считает, что 69% континентальных осадков Земли составляют глины. На основе определенных геохимических концепций глины должны составлять 80% всех осадков, накопленных за всю геологическую историю [28].

Несмотря на значительную распространенность, глинистые сланцы обычно не так хорошо обнажены, как, например, более устойчивые известняки и песчаники. Из-за тонкой структуры и сложного состава изучать глинистые сланцы труднее, чем другие осадочные материалы. Их тонкозернистость усложняет изучение шлифов. Многие из компонентов глинистых сланцев плохо различимы под микроскопом, поэтому их нельзя определять обычными оптическими средствами. Приходится прибегать к помощи анализа валового химического состава или специальных методов исследования, таких как рентгеноструктурный и дифференциальный термический анализы. Однако даже с помощью этих методов невозможно получить все необходимые данные для петрографического анализа. По этим причинам описание, классификация и интерпретация глинистых сланцев и аргиллитов являются недостаточными и неполными в настоящее время.

Тем не менее глинистые отложения представляют значительную роль в промышленности. Многие глины и некоторые сланцы являются сырьем для производства кирпича, кровельной черепицы, дренажных труб, керамической посуды и других керамических изделий. Глинистый сланец смешивается с известняком в известных пропорциях, обжигается и размалывается для получения портланд-цемента. Некоторые высококачественные глины используются как наполнители для бумаги. Аспидный сланец (производный от глинистого сланца) можно расщеплять для получения кровельной драни, электрических панелей и учебных досок. При нагревании из некоторых сланцев получают дистиллят, который можно переработать в топливо для двигателей, и другие продукты.

Интерес к глинистым осадкам в значительной мере стимулируется нашими достаточно хорошими познаниями природы глинистых минералов. Последние хорошо изучены благодаря рентгеновской дифрактометрии и другим методам исследования. Большой вклад был внесен публикацией материалов нескольких конференций по глинистым материа-

* Термин «Shale» имеет более широкое значение, чем его перевод «глинистый сланец». Он также соответствует понятиям «уплотненная глина», «сланцеватая глина». Часто применяется как синоним термина «глинистая порода». — Прим. ред.

лам, начиная с 1951 г., и крупных монографий, таких как работы Грима [58], Милло [108, 109] и Кэррола [26]. Вообще, на первых порах в литературе уделялось больше внимания глинистым минералам, нежели проблемам глинистых осадков. Райз [130] и Грим [57] рассмотрели экономические аспекты глинистых осадков, другие аспекты осветил в своей работе Босуэлл [16].

Определения и терминология

Терминология, используемая для глин и сланцев в течение ряда лет, пересматривалась Твенхофелом [168], Кларком [27] и Томадином [164].

Глина определяется как природный пластичный материал (хотя некоторые глины непластичны), состоящий из водных алюмосиликатов («глинистых минералов») мелкой размерности (глина является осадком с размером частиц менее 0,002 или 1/256 мм). Определение, основанное на размере частиц, неудачно, поскольку большинство промышленных глин, согласно данному определению, глинами не являются. А определение, основанное на минеральном составе, ошибочно в том отношении, что глинистые минералы могут составлять всего лишь одну треть или даже меньшую часть объема всей породы. Например, Твенхофел [168] полагал, что все малые частицы непременно должны быть глинистыми минералами и что в глинах должно быть преобладание частиц глинистой размерности (более 50%). Глинистые минералы, по его определению, составляют не менее 1/4 от общего объема.

Кларк [27] определял глинистый сланец как обломочную породу, частицы которой имеют размер менее 1/16 мм. Сформулированный таким образом термин является емким и охватывает как алевролиты, так и глинистые сланцы в их обычном определении. Большинство исследователей, однако, подразделяют мелкозернистые осадки на два класса, образующие соответственно алевролиты и глинистые породы. Адден [172] считал, что диаметр 1/256 мм является критическим для проведения границы между фракциями алевритов и глин. Однако Крамбейн и Слосс [93] считали, что для этой цели гораздо больше подходит диаметр 1/100 мм, потому что более крупные осадочные частицы имеют характеристики песчаника (интерстициальный цемент и твердость, знаки ряби и поперечная слоистость), а более мелкозернистые осадки имеют обычные характеристики глинистых сланцев (смачиваемость, пластичность при увлажнении и т. д.).

Другие авторы используют иные параметры для классификации и номенклатуры тонкозернистых осадков. Глинистая порода представляет собой затвердевшую глину. Если она обладает сланцеватостью напластования, то ее можно назвать глинистым сланцем. Тем не менее, некоторые авторы [150, 43] употребляют термин «клейстон» (claystone) для обозначения пород, менее затвердевших, чем глинистые сланцы.

Глинистый сланец является слоистой или сланцеватой породой. Термин относится к погребенным или древним отложениям. Определение аргиллит (mudstone) * подходит для блоковых или массивных глинистых пород, не обладающих сланцеватостью или слоистостью.

---

* Термины «mudstone» и «argillite» у нас чаще всего переводят одним словом — «аргиллит». — Прим. перев.

Ингрэм [76] более узко определил «клейстон» как массивную породу, в которой частицы глинистой размерности преобладают над алевритом, и сохранил термин «алевролит» (siltstone) для массивных пород, в которых частицы алевритовой размерности преобладают над глинистыми. Породы, в которых соотношение глин и алевритов неизвестно или не определяется точно, Ингрэм определил как «уплотненные илы» (mudstones). Термины «глинистый сланец» (clay shale), «алевролитовый сланец» (silt shale) и «аргиллитовый сланец» (mud shale) были предложены для соответствующих сланцеватых разностей. Твенхофел [168] расширил значение термина «мадстоун» (mud stone), включив в него целое семейство глинистых пород. Большинство авторов склонны использовать этот термин более узко, для обозначения таких пород, у которых размеры частиц и состав такие же, как у глинистых сланцев, но недостает их слоистости и (или) сланцеватости [123].

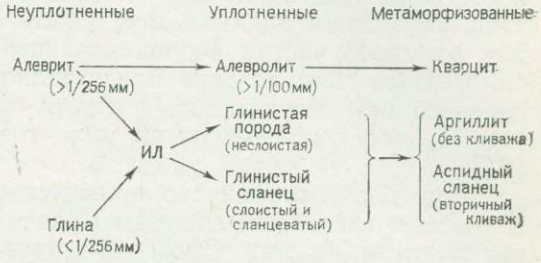


Рис. 8-1. Номенклатура глинистых осадков.
Обратите внимание, что аспидный сланец, как и аргиллит, может образоваться из глинистого сланца или массивной глинистой породы

Алеврит является осадком с диаметром частиц между 1/16 и 1/256 мм или осадком, в котором 50% и более частиц относятся к этой размерности. Алевролит представляет собой литифицированный алеврит. Как подчеркивали Крамбейн и Слосс [93], большинство пород, к которым применяется этот термин, являются крупными алевритами (более 1/100 мм), они в отличие от глинистых сланцев обычно связаны химическим цементом; в небольших масштабах встречается косая слоистость и может появляться конволютная слоистость, инъекционная текстура и т. д.

Термин «аргиллит» (argillite) используется в широком значении. Твенхофел применял этот термин для обозначения пород, производных от алевролитов или глинистых сланцев, но с более высокой степенью литификации. Таким образом, они являются промежуточными (по свойствам) в ряду глинистых и аспидных сланцев. Грунт [65] использует термин «аргиллит» для глин или сланцев, затвердевших благодаря перекристаллизации и применяет термин «аспидный сланец» (slate) для подобных пород, если они обладают вторичным кливажем. Флон [43] употребляет термин «аргиллит» почти в таком же смысле, как и Твенхофел, и термин «метааргиллит» — для более полно перекристаллизованных пород. Оба термина, тем не менее, относятся к породам без кливажа или отдельности.

Терминология, использованная в данной главе, показана на рис. 8-1.

Структуры и текстуры

Размеры частиц и строение

Большое внимание исследователей привлекает распределение частиц по размеру или «механический состав» глин и глинистых сланцев. Однако анализ этих пород подвержен значительным ограничениям. Размеры частиц глины из-за их тонкозернистости обычно определяются

методами, основанными на дифференциальных скоростях оседания. На эти скорости, наряду с размером, в значительной степени влияют форма и плотность частиц. Поэтому аналитические результаты вводят в заблуждение в том отношении, что величины размеров частиц, рассчитанные по скорости падения, основаны на допущении, что частицы являются сферическими частицами кварца [92]. Более того, образцы до начала анализа полностью диспергируются. Подобное диспергирование, достигаемое с помощью физических или химических агентов, вероятно, разрушает или, по крайней мере, значительно изменяет первоначальный гранулометрический состав осадка. Многие глины, в особенности те, которые накапливаются в морской воде, в период отложения были в состоянии частичной или полной флокуляции. Кривые размеров частиц, по данным анализа, могут быть совершенно непохожими на кривые размеров частиц первоначального осадка. Некоторые из теперь однородных глин некогда представляли собой пеллеты и, вероятно, переносились и отлагались в таком виде. Обычный анализ размеров частиц подобных глин очень мало говорит об истории их отложения [68].

Еще более ограничено применение гранулометрического анализа к древним глинистым сланцам из-за влияния диагенеза на распределение размеров частиц. Благодаря тонкозернистости материала и, как следствие, большой площади поверхности частиц, а также из-за неустойчивости некоторых глинистых минералов возможны диагенетические изменения. Подобные преобразования могут в значительной степени изменить гранулометрический состав. По этим причинам результаты гранулометрического анализа глин и сланцев следует интерпретировать с большой осторожностью. Важным результатом анализа размеров частиц или даже беглого просмотра шлифов является обнаружение в большинстве глинистых сланцев (это безусловно относится к наиболее распространенным типам) очень большого количества алеврита. Морские сланцы Перри-Фарм (пенсильваний) в Миссури, несмотря на то что представлены пластичной породой, содержат 74% (по массе) мелкого песка и алеврита и всего 14% материала глинистой размерности, остальное составляет карбонатный осадок [85]. Подобный глинистый сланец в Иллинойсе содержит 68% алеврита [92]. Крынин подсчитал [94], что средний глинистый сланец содержит 50% алеврита. Последние минералогические исследования сланцев показали, что они состоят приблизительно из двух частей алеврита и одной части глины — соотношения, почти совпадающего с данными Келлера, Тинга и Крамбейна. Если принять эту точку зрения, то состав сланцев соответствует среднему составу материала, слагающего дельту Миссисипи (табл. 8-1).

Особенностью некоторых глин является их пеллетовая текстура [59, 3, 68]. Пеллеты представляют собой небольшие, округлые агрегаты глинистых минералов и мелкого кварца, рассеянные в матриксе, представленном тем же материалом. Пеллеты могут отделяться от матрикса оболочками органического материала. По размерам пеллеты составляют в диаметре 0,1—0,3 мм, а в некоторых случаях достигают нескольких миллиметров (в длину). Их образование приписывают действию течения воды, в иных случаях они могут быть представлены фекальными пеллетами [112, 68].

В некоторых глинистых породах осадочного происхождения проявляются реликтовые структуры, унаследованные от материнских пород, из которых они образовались. Примерами являются с а п р о л и т ы,

которые произошли от различных грубых вулканических и матеморфических пород. В этих породах достаточно хорошо сохранились «реликты» первичных минералов, поэтому можно проследить первоначальную гнейсовую сланцеватость, порфиробласты и тому подобные структуры.

Другим примером реликтовой структуры являются бентониты и близкие к ним осадки, образующиеся in situ при преобразовании вулканического пепла (с. 387). Нереликтовые структуры включают оолитовые и пизолитовые формы, возникающие в некоторых бокситовых и

Таблица 8-1

Состав осадков дельты Миссисипи. По [138] *

Класс размерности	Диаметр, мм	Доля, %	
Крупнозернистый песок	1,0—0,5	Следы	
Среднезернистый песок	0,5—0,25	»	
Тонкозернистый песок	0,25—0,125	6	29
Очень тонкий песок	0,125—0,0625	23	
Алеврит	0,0625—0,0312	30	
	0,0312—0,0156	16	60
	0,0156—0,0078	7	
Глина	0,0078—0,0039	7	
	Менее 0,0039		11
Всего			100

* Таблица составлена на основании анализа 300 образцов, взятых с поверхности и из скважин.

диаспоровых глинах. Известны также псевдоморфные замещения ракушечного материала монтмориллонитом и диагенетически перекристаллизованные структуры, подобные «метакристаллам» иллитовой слюды в тонкозернистой иллитовой основной массе. Большинство глинистых сланцев, однако, не проявляет ни одной из этих особенностей; они либо бесструктурны, либо слоисты.

Тонкослойные сланцы характеризуются ориентированными пластинчатыми слюдистыми компонентами, параллельными плоскости напластования, что хорошо видно под микроскопом. Хотя отдельные кристаллы располагаются не строго параллельно к плоскости напластования, шлифы, приготовленные перпендикулярно к этой плоскости, проявляют эффект одновременного погасания, как и в случае если бы шлиф был сделан из единого кристалла. В пластинчатых минералах световые колебания медленнее и параллельны спайности, поэтому проявляется параллельное погасание — эффект агрегатного погасания.

Однако в некоторых глинах и сланцах глинистые минералы проявляют беспорядочную ориентировку [83]. Подобное явление может быть результатом аутигенной кристаллизации на месте. В других случаях подобное явление вызывается нарушением первичной структуры илоядными донными организмами.

Свежеотложенные илы имеют чрезвычайно высокую водонасыщенность и очень большую пористость. Первоначальная пористость может составлять 70—80% [166]. Поскольку в среднем в глинистых сланцах пористость составляет только 13%, то это означает, что первичные отложения были сильно уплотнены и обезвожены. Тот факт, что уменьшение пористости происходит скорее за счет уплотнения, а не выполнения пор (как у песчаников), подтверждается постепенными измене-

ниями структуры, которые направлены на то, чтобы ориентировать глинистые пластинки параллельно друг другу и плоскости напластования [118].

Сланцеватость

Многие сланцы проявляют первичную сланцеватость — свойство пород расщепляться или раскалываться вдоль сравнительно гладких поверхностей, параллельных напластованию. Это свойство связано с ориентировкой содержащихся в глинах слюдистых минералов. Одни породы сильно сланцеваты, другие слабо.

Аллинг [4] и Ингрэм [76] предприняли попытки создать шкалу сланцеватости (табл. 8-2) и соотнести сланцеватость с составом.

Таблица 8-2

Шкала сланцеватости

Аллинг [4]	Ингрэм [76]	Мак-Ки и Уэйр [103]
Массивные	Массивные	Массивные Блоковые
Пластинчатые и плитчатые Мощнопластовые	Чешуйчатые	Слоистые Плитчатые
Тонкопластовые Сланцеватые	Плитчатые	Сланцеватые, плитчатые Листоватые

Как отмечали оба исследователя, повышенное содержание кремнистых или известковых материалов уменьшает сланцеватость (рис. 8-2). Руби [134] также отмечал, что сланцеватость глин обратно пропорциональна содержанию карбоната кальция. С другой стороны, сланцы, богатые органическим веществом, оказываются исключительно сланцеватыми, как видно на примере черных сланцев. Однако биотурбированные сланцы, также как и алевритистые аргиллиты, не сланцеваты. Руби отметил, что сланцеватость не везде параллельна плоскостям напластования, она четко выражена в древних пластах, и что те породы, которые имеют наибольшее падение и наиболее выраженную агрегатную ориентировку, проявляют заметную сланцеватость. Возможно, сланцеватость является частично вторичной текстурой, вызванной вращением или ростом слюдистых минералов под давлением. Это явление присуще аспидным сланцам, в которых кливаж пород располагается обычно под большим углом к плоскостям напластования.

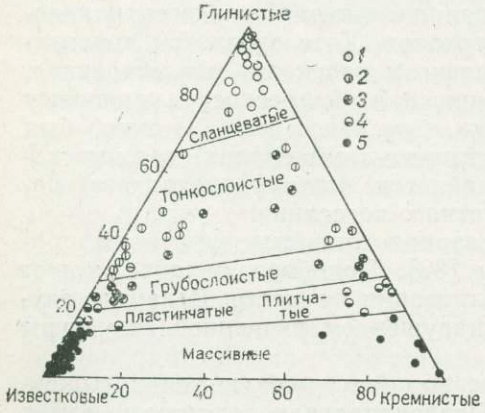


Рис. 8-2. Связь состава осадков со сланцеватостью и способностью расщепляться. По [4].

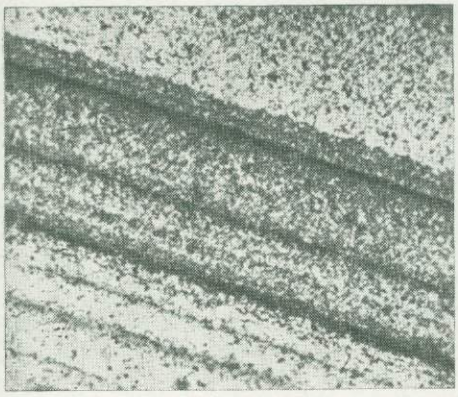
1 — сланцеватые, *2* — тонкослоистые, *3* — грубослоистые, *4* — пластинчатые и плитчатые, *5* — массивные

Весьма загадочно отсутствие

в аргиллитах сланцеватости как параллельной слоистости, так и любой другой, несмотря на тонкую слоистость и минеральный состав аспидного сланца.

Слойчатость

Слойчатость глинистых сланцев измеряется величиной 0,05—1 мм, мощность большинства слойков глинистых сланцев 0,1—0,4 мм. Слойчатость бывает трех видов: переслаивание крупных и мелких частиц, таких как алеврит и глина; переслаивание светлых и темных слоев, различаемых только по содержанию органических остатков, которым и определяется их цвет; переслаивание карбоната кальция и алеврита



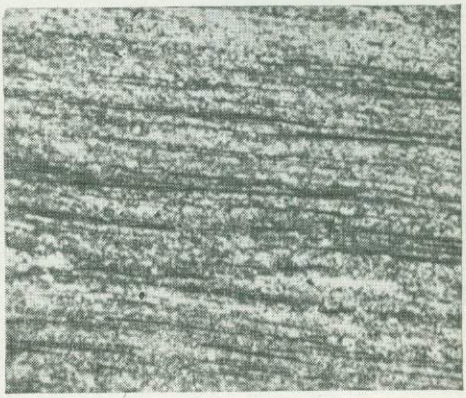


Рис. 8-3. Аргиллит группы Кобальт (верхний гурон), провинция Онтарио, Канада. Без анализатора, ×75.

Прослои алеврита, состоящие преимущественно из угловатых зерен кварца и полевых шпатов, переслаиваются с более мелким детритом (темный) аналогичного состава, но обогащенным хлоритом

Рис. 8-4. Горючие сланцы Грин-Ривер (эоцен), Колорадо. Без анализатора, ×75.

Состоит из прослоев, богатых органическим веществом (черные) и прослоев, содержащих меньшее количество органического вещества (серые) и большого количества карбоната (белый). Карбонат составляет от 1/3 до 1/2 от всего состава. Присутствуют также очень мелкий обломочный кварц и аутигенный анальцит

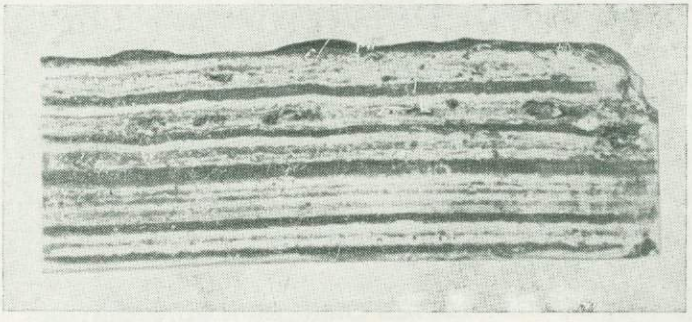


Рис. 8-5. Ленточная глина (плейстоцен), Барабу, штат Висконсин. США.

Длина образца около 7 см. Присутствуют 5 лент или годовых слоев. Темные полосы — зимние глины; слоистые, более мощные прослои — летние алевриты

(рис. 8-3 и 8-4). Это переслаивание является результатом разных скоростей оседания различных компонентов или различных скоростей поступления материалов в бассейн осадконакопления.

Слойчатость может вызываться штормами или наводнениями или другими более или менее спорадическими или случайными причинами. Их можно отнести за счет сезонных флуктуаций привноса материала [17, 18, 134]. Если очень тонкие слойки выдержаны и не проявляют следов размыва, то очевидно, что штормы или вызываемые ими придонные течения вряд ли могли их формировать. Так как слойчатость часто характеризуется правильным чередованием мощностей (как свидетельствуют подсчеты скорости седиментации для древних отложений или наблюдаемой в настоящее время), а строение подобно наблюдаемым в современных условиях годовым слоям, можно предположить, что слоистость многих глин имеет сезонный характер (ленточные глины) и зависит от годового климатического цикла (рис. 8-5 и 8-6). Этот цикл определяет температуру, соленость и содержание алеврита в водах, а также сезонное образование планктона.

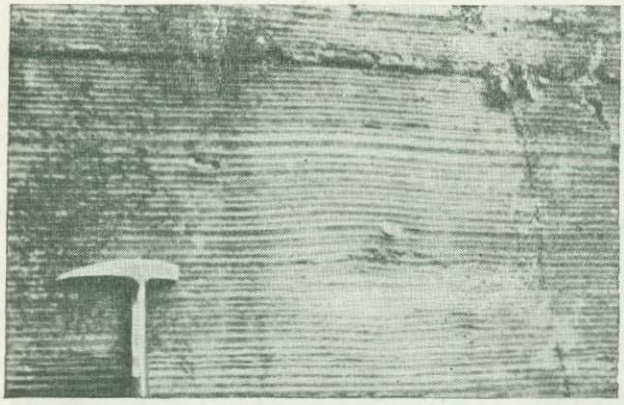


Рис. 8-6. Ленточный аргиллит, группа Кобальт (докембрий), поселок Уэльс, провинция Онтарио, Канада.

Обратите внимание на рассеянные мелкие гальки, перенесенные плавучими льдами

Отсутствие слоистости — довольно обычное явление. Чрезмерно равномерная седиментация на протяжении длительного периода времени может породить бесструктурный осадок; вероятной причиной формирования подобного осадка является переработка ила бентосными организмами [32, 112]. В последнем случае обычно присутствуют остатки первичной слоистости.

Конкреции и другие текстуры

Глинистые сланцы и алевролиты обычно содержат конкреции. Известковые конкреции несколько уплощены параллельно слоистости, причем через них проходят плоскости напластования, что характерно для многих сланцев. Они ярко выражены в алевритовых или алевролитовых пропластках. Черные сланцы часто содержат слои «конус в конусе», и в редких случаях кремневые желваки и пласты. Многим сланцам свойственны септарии и конкреции глинистого железняка (все эти сведения изложены в гл. 12).

Минеральный состав сланцев и аргиллитов

Состав наносных глин и сланцев сложен и разнообразен, так как он состоит из продуктов абразии (главным образом, алеврита), конечных продуктов выветривания (остаточные глины) и химических. и

биохимических примесей (рис. 8-7). Эти примеси или выпадают в осадок из раствора и отлагаются одновременно с глинами, например карбонат кальция, или же они поступают в процессе реакции или обмена с окружающей средой (обычно морской водой), как, например, калий или магний. Состав некоторых разновидностей или подклассов глинистых сланцев зависит главным образом от относительного вклада нескольких источников сноса; вследствие этого как минералогия, так и химический состав изменяются в широких пределах. Типы и соотношения алевритов, имеющих механическое происхождение, зависят от рельефа и климата области питания. Если эти материалы отсутствуют



Рис. 8-7. Происхождение глинистых сланцев

или редко встречаются, то глинистые породы обогащаются остаточными материалами, и при соответствующих условиях они обогащены химически осажденными кальцитом, арагонитом, сидеритом, шамозитом, кремнеземом и в некоторых случаях органическим веществом.

Малый размер частиц затрудняет определение минерального состава глинистого сланца. Лишь крупные частицы (более 0,01 мм) можно определить под микроскопом с достаточной точностью. Они такие же, как и зерна в алевритах и тонкозернистых песчаниках. Остаток представляет собой нерастворимую массу. Тонкую фракцию можно отделить, поместить в рентгеновский дифрактометр и приблизительно определить компоненты и их соотношения. Зная, какие минералы имеются, можно подсчитать предполагаемый минеральный состав глины или сланца исходя из их химических анализов [75, 106, 116]. Подобные расчеты показывают, что крупные фракции представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами, а мелкие фракции богаче глинистыми минералами, слюдами глин, хлоритом и гидроокислами железа.

Глинистые минералы

Состав и текстура. Когда силикаты первичных кристаллических пород разрушаются при выветривании, они образуют среди других соединений группу минералов, известную под названием «глинистых минералов». Эти минералы представляют собой гидратированные алюмосиликаты, обычно с частичным замещением алюминия железом и магнием. Они тонкозернисты, обычно менее 5 мкм, а в некоторых случаях их размер измеряется миллимикронами. Эти минералы встречают-

ся не только в остаточных глинах, образованных в результате распада на месте материнских пород, но они также переносятся и отлагаются в виде осадка. Они образуют значительную часть глин и сланцев, что и определяет особенности этих пород, а также встречаются в смеси с карбонатами в глинистых известняках и в смеси с обломочными материалами, имеющими размер песка в некоторых песчаниках.

Глинистые минералы трудно определить из-за их очень малых размеров. В шлифах редко удается правильно определить глинистые минералы. Для достоверных определений требуются специальные методики для выделения глинистых минералов и изучения их химическим, оптическим, рентгеновским и другими способами [26].

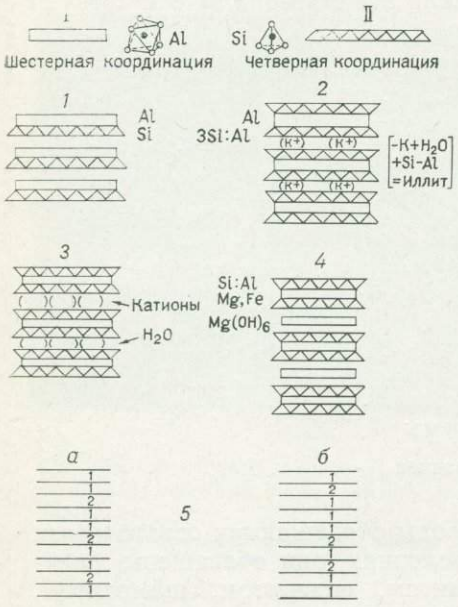


Рис. 8-8. Типы глинистых минералов и их структурные особенности. По Петтиджону, Поттеру и Сиверу [122].

I — октаэдрический тип, II — тетраэдрический тип. *1* — каолинит, *2* — мусковит, *3* — монтмориллонит, *4* — хлорит, *5* — схематическое изображение смешаннослойной структуры; слюда (1), монтмориллонит (2): *а* — упорядоченные; *б* — неупорядоченные

Обычные глинистые минералы сланцев являются филлосиликатами, которые имеют слоистую структуру, в какой-то степени похожую на структуру слюд. Эти минералы состоят из двух типов слоев (рис. 8-8). Один представляет собой силикатный тетраэдрический слой, состоящий из групп SiO_4, соединенных вместе и образующих гексагональную решетку структуры Si_4O_{10}, повторяющуюся бесконечно. Другой тип слоя представлен окисью или гидроокисью алюминия, слагающими два слоя плотно упакованных атомов кислорода или гидроксилов, между которыми располагаются октаэдрически координированные атомы алюминия, в позиции, равно отстоящей от шести атомов кислорода или гидроксилов. Фактически в этом слое, имеющем гиббситовую структуру, только 2/3 потенциальных мест занято алюминием.

Глинистые минералы относятся к двум группам. В каолинитовой группе минерал характеризуется двухэтажной (1 : 1 слой) решеткой, состоящей из одного октаэдрического или гиббситового слоя, связанного с одним кремнекислородным тетраэдрическим слоем. Эта решетка не расширяется в зависимости от изменяющегося содержания воды и замещения на железо или магний в гиббситовом слое неизвестны. Другая группа глинистых минералов характеризуется трехэтажной (2 : 1) решеткой. В этом типе решетки октаэдрический алюминиевый слой расположен между кремнекислородными тетраэдрическими слоями. Несколько важных глинистых минералов принадлежит к трехэтажной группе. В монтмориллоните эти трехэтажные ячейки свободно объединяются по оси *c*, а вода и катионы расположены между ними. Количество воды изменяется таким образом, что величина *c* варьируется от 9,6 до 21,4 Å. Минерал имеет разбухающую решетку. Трехслойные соединения могут также объединяться калием, который благодаря соответствующему ионному диаметру и координационным свойствам

связывает структуру воедино столь плотно, что расширение невозможно. Глинистая слюда, образованная таким образом, представляет собой иллит. Хлоритовая группа также имеет трехэтажную структуру, характеризующуюся внедрением бруситового слоя $Mg(OH)_2$ между трехэтажными элементами. В каждой структурной группе возможны многие варианты по составу. Хотя многим из них на основании состава даны специальные названия, можно считать, что каждая группа проявляет беспредельно широкий диапазон состава. Глинистые минералы классифицируются главным образом на основе их структуры (см. рис. 8-8).

Основные группы глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита, иллита или мусковита и хлорита. Главным членом группы каолинита является каолинит, который имеет формулу $(OH)_8Al_4Si_4O_{10}$. Аноксит подобен каолиниту, за исключением молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ приблизительно равного трем вместо двух, что менее обычно. Диккит и накрит, сходные с каолинитом по составу, но с небольшими отличиями по форме кристаллов, также являются членами данной группы. Однако они редко встречаются в осадках *.

Монтмориллонитовая группа, получившая свое название по главному минералу группы, монтмориллониту, имеет состав

$$(OH)_4Al_4Si_8O_{10} \cdot nH_2O.$$

Магний обычно замещает часть ионов алюминия в решетке. В монтмориллонитовую группу входят бейделлит, который имеет молекулярное отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ равное трем, и нонтронит, в котором окисное железо замещает алюминий.

Иллитовая, или глинисто-слюдистая группа включает иллит, который имеет общую формулу

$$(OH)_4K_y(Al_4 \cdot Fe_4 \cdot Mg_4 \cdot Mg_6)(Si_{8-y} \cdot Al_y)O_{20},$$

где «у» варьируется от 1 до 1,5. Иллит является разновидностью белых слюд, но отличается от них, вероятно, тем, что содержит меньше калия и больше воды, чем обычно свойственно слюдам. Кроме разновидностей иллита, группа содержит глауконит [21].

Группа хлорита состоит из минералов богатых магнием, которые широко представлены в сланцах и в которых ионы двухвалентного железа занимают видное место.

Известно также множество «смешаннослойных» глинистых минералов. Структура этой группы является результатом упорядоченного или неупорядоченного расположения основных глинистых минеральных пакетов друг относительно друга по оси *c*. В некоторых из них отмечается переслаивание двух- и трехэтажных слоев. Подобные типы смешаннослойного строения обычно называют каолинит-иллитовыми, хлорит-иллитовыми и так далее, вместо того чтобы изобретать новые наименования для каждой смеси.

Помимо основных групп, перечисленных выше, некоторые глинистые минералы реже встречаются и имеют несколько отличную кристаллическую структуру, например, галлуазит $(OH)_{16}Al_4Si_4O_6$, а также менее гидратированный метагаллуазит $(OH)_8Al_4Si_4O_{10}$ и алло-

* По данным советских исследователей (А. В. Копелиович, В. Д. Шутов и др.), диккит является обычным минералом песчаников зоны глубинного эпигенеза. — Прим. ред.

фан, некристаллический взаимный раствор двуокиси кремния, окиси алюминия и воды в различных пропорциях. В некоторых случаях в глинах обнаруживают вермикулит и палыгорскит (сепиолит и аттапульгит). Ни один из этих менее распространенных глинистых минералов не найден в глинах.

Ионный обмен представляет собой обмен ионов раствора на ионы твердого вещества. Отсюда следует, что при контакте твердого вещества с раствором произойдет взаимный обмен ионов раствора на ионы твердого вещества. Глинистые минералы обладают этим свойством в различной (не всегда заметной) степени. Вообще монтмориллонит обладает большим потенциалом ионного обмена, в то время как у каолинита эта способность слабо выражена. Иллит занимает промежуточное положение между вышеупомянутыми минералами.

Обменный ион может замещаться только другими ионами. Сам по себе он не может свободно перейти в жидкость. Способ удержания обменных ионов и точный механизм, с помощью которого происходит ионный обмен, поняты не до конца. Высказаны различные точки зрения. Для ознакомления с ними рекомендуем работы Келли [86, 87] и Грима [56, 58].

Распространение и происхождение глинистых минералов. Распространение, происхождение и изменения глинистых минералов полностью не изучены. Глинистые минералы образуются в основном при выветривании алюмосиликатов, но они могут образовываться также в седиментационной обстановке (ранне-диагенетическое происхождение) или в условиях погребения на некоторую глубину (позднедиагенетическое происхождение). Некоторые минералы являются скорее продуктами гидротермального процесса, а не выветривания или диагенеза. Одни из них могут быть образованы при осаждении из ионного раствора, другие при кристаллизации геля. Келлер [84] дал обзор процессов, ведущих к образованию глинистых минералов.

Глинистые минералы, по-видимому, образуются в результате изменения ранее существовавших минералов. Данное положение особенно справедливо для пород почвенного профиля. Каолинит, монтмориллонит и иллит, вероятно, возникают в результате выветривания многих видов пород в различных климатических условиях. Любой исходный алюмосиликат может в результате выветривания переходить в каолинит; при выщелачивании удаляются K, Na, Ca, Mg, двухвалентное железо и добавляется водород [84]. Каолинит легко образуется из гранитов, тогда как по габбро чаще всего развиваются минералы группы монтмориллонита. Силикаты K и Na, образованные в результате гидролиза щелочных полевых шпатов, легко растворимы и выщелачиваются, тогда как Ca, Mg и Fe имеют свойство соединяться с кремнеземом и образовывать монтмориллонит. Каолинизации способствует «кислая среда» подобная той, которая характеризует пресноводные условия. Монтмориллонит обычно образуется из известково-мафических пород, включая вулканический пепел, в среде, благоприятной для удерживания двухвалентных металлов и кремневой кислоты. Этому благоприятствует щелочная обстановка. Для образования иллита необходимо соответствующее количество калия. Четко установлено преобразование полевого шпата в иллит на месте.

Различные глинистые минералы, какими бы ни были их материнские породы и геохимическая обстановка образования, могут переноситься и отлагаться в среде, отличной от той, в которой они образовались. Некоторые петрологи полагают, что глинистые минералы очень

подвержены изменениям и быстро приспосабливаются к новой среде. Дальнейшие изменения могут происходить после захоронения и связанного с ним повышения температуры и давления; новые изменения происходят, когда породы переходят в зону метаморфизма. При эрозии и выходе пород на дневную поверхность происходят дальнейшие преобразования. О них и их влиянии на минералогию глин будет идти речь в разделе, посвященном диагенезу.

Другие минералы глинистых сланцев

Как уже отмечалось, большинство глинистых сланцев включают крупную фракцию алеврита, значительная часть которой представлена обломочным кварцем; полевые шпаты составляют меньшую долю. Эти минералы были описаны в главе о песчаниках. Необломочные глинистые компоненты сланцев представлены биохимическими карбонатами. Эти факты изложены в главе об известняках. Различные железосодержащие минералы, включая глауконит, вулканическое стекло, биогенный кремнезем и фосфатные компоненты, которые могут смешиваться с обычными компонентами сланцев, описываются в других разделах.

Особый интерес представляет работа о полях стабильности железосодержащих минералов, в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и среды осадконакопления [91, 78]. Сернистое железо (главным образом пирит), шпатовый железняк (сидерит), железистые силикаты (богатые железом хлориты, шамозит, глауконит) и окись железа (гематит) представляют минеральный ряд, обусловленный увеличением окислительного потенциала. Присутствие этих минералов, даже в небольших количествах, при условии если они действительно возникли одновременно с осадконакоплением, является признаком окислительной обстановки осадконакопления. Однако эти минералы могут формироваться и в диагенетической обстановке, возможно, после захоронения осадка; следовательно, важно установить время их образования.

Полагают, что величина pH сланца (определенная в водной суспензии дробленой породы) та же, что была в воде в процессе осадконакопления [151, 109]. Считается, что пресноводные глины имеют среднее значение pH, равное 4,7, тогда как величина pH сланцев, которые отлагаются в морской или лагунной среде, или в озерах с известковыми осадконакоплениями, достигает 7,8.

Средний состав глинистых сланцев

Средний минеральный состав глинистых сланцев, согласно определениям различных исследователей, суммирован в табл. 8-3. Различия между более ранними и сравнительно недавними оценками свидетельствуют о совершенствовании нашего понимания глинистых минералов. Значительную часть химического состава, относимую ранее к полевым шпатам, окислам железа и другим компонентам, сейчас следует относить к глинистым минералам. Процентное содержание глинистых минералов в новых анализах значительно выше, благодаря усовершенствованию методики их проведения, а также отчасти благодаря тому что из числа образцов были исключены алевритистые глинистые сланцы. Тем не менее высокое процентное содержание кварца подтверждает точку зрения, что обычные сланцы содержат значительное количество алеврита (около 40% или более).

Таблица 8-3

Средний минеральный состав глинистого сланца

Компоненты	Кларк [28]	Лейт и Мид [101]	Яалон [183]	Шоу и Уивер [146]
Кварц	22,3	32	20	36,8
Полевые шпаты	30,0	18	8	4,5
Глинистые минералы	25,0	34*	50	66,9
Окислы железа	5,6	5	3	<0,5
Карбонаты	5,7	8	7	3,6
Другие минералы	11,4	1	3	<2,0
Органическое вещество	—	1	—	1

* Каолинит и глинистые минералы — 10, серицит и парагонит — 18, хлорит и серпентин — 6.

Таблица 8-4

Связь химического состава с размерностью *. По Груту [64]

Компоненты	Тонкий песок	Алеврит	Крупная глина	Тонкая глина
SiO_2	71,15	61,29	48,07	40,61
TiO_2	0,50	0,85	0,89	0,79
Ai_2O_3	10,16	13,30	18,83	18,97
Окиси железа	3,72	3,94	6,91	7,42
MgO	1,66	3,31	3,56	3,19
CaO	3,65	5,11	4,96	6,24
Na_2O	0,86	1,32	1,17	1,19
K_2O	2,20	2,33	2,57	2,62
П. п. п.	5,08	7,05	10,91	12,51

* Среднее по 12 образцам глин: 1 остаточная глина, 1 ордовикский глинистый сланец, 2 меловые глины и глины остаточные (8) ледникового или современного происхождения. «Тонкие глины» менее 1 мкм, «крупные глины» от 1 до 5 мкм и «алеврит» от 5 до 50 мкм.

Таблица 8-5

Минеральный состав размерных различных фракций и глин и глинистых сланцев. По Груту [64]

Компоненты	Размерная фракция „глины"*		
	Алеврит	Крупная глина	Тонкая глина
Каолинит и глинистые минералы	7,5	17,0	23,2
Серицит и парагонит	16,6	21,2	22,1
Кварц	36,7	19,3	13,1
Хлорит и серпентин	8,2	10,3	7,3
Лимонит, гематит и пирит	3,0	5,5	8
Кальцит и доломит	10,5	7,5	5,7
Полевые шпаты	12,6	7,2	7,3
Цеолиты	3,0	7,5	6,9
Титанит и рутил	1,7	2,0	1,7
Карбонатное вещество	0,2	0,9	0,6
Влага	0,9	1,3	4,1
Сумма	100,9	99,7	100

* Этот «образец» включает: 1 остаточную глину, 1 ордовикский глинистый сланец, 2 меловые глины и оставшиеся (8) ледникового или современного происхождения. «Тонкая глина» менее 1 мкм, «крупная глина» от 1 до 5 мкм и алеврит от 5 до 20 мкм.

Ввиду того что модальные анализы глинистых сланцев очень трудно проводить, лишь небольшое их количество было опубликовано. Наиболее удачная попытка произвести количественную оценку состава глинистого сланца была сделана Шоу и Уивером [177], которые использовали рентгеновский метод дифракционной абсорбции. Анализ около 300 образцов палеозойских и более молодых глин показал, что содержание кварца колебалось от 10 до 80%, составляя в среднем около 34%; содержание полевого шпата колебалось от 0 до 30%, но в среднем составляло только 3,6%. В исследованных образцах карбонаты почти отсутствовали (2,7%), хотя некоторые глинистые сланцы содержали больше 50% карбонатов. Содержание глинистых минералов (полученное за счет вычисления разности) в среднем составляло 64%, но колебалось от 50 почти до 90%. Сравните с минеральным составом, получаемым в результате пересчета валового химического состава (см. табл. 8-5). Таковы, например, палеозойские глинистые сланцы штата Иллинойс [60].

Минеральный состав алевритовой фракции отличается от минерального состава глинистой фракции, поэтому минералогия и химический состав находятся в тесной зависимости от структуры пород. Соотношение между размером частиц и составом подтверждается химическим анализом алевритовых и глинистых фракций искусственно выделенных Грутом [64] (табл. 8-4).

Если мелкие фракции состоят из тех же самых минералов, что и крупные (но в других пропорциях), то возможно подсчитать вероятный минеральный состав каждой фракции. Результаты таких подсчетов приводятся в табл. 8-5: в более мелких фракциях меньше кварца, но больше глинистых минералов (каолинита, серицита, парагонита и окислов железа). Конечно, подобные минералогические отличия тесно связаны с различиями в химическом составе этих же материалов.

Химический состав

Химический анализ остается одним из главных источников информации о составе глинистых сланцев.

Кремнезем является основным компонентом всех глин и сланцев. Он присутствует в качестве составной части глинисто-минерального комплекса; в качестве обломочных силикатов и в виде свободной двуокиси кремния как обломочного кварца, так и биохимически осажденного кремнезема (опал радиолярий, диатомей, спикул). Глинозем является существенным компонентом комплекса глинистых минералов, а также компонентом невыветрелых обломочных силикатов — главным образом полевых шпатов. Исключительно высокое содержание окиси алюминия предполагает наличие свободной гидроокиси алюминия (диаспор) или бокситового материала. Железо в глинистых сланцах присутствует в качестве окисного пигмента, в виде составной части присутствующих хлоритов и особенно в виде пирита или маркозита, сидерита или силикатов железа. Степень окисления железа влияет на цвет глин (рис. 8-9). Окись магния встречается в хлоритовом комплексе или как компонент доломита. Известь встречается главным образом в виде карбонатов, хотя в некоторых сланцах она присутствует в бóльших количествах, чем необходимо для образования карбонатов, и поэтому должна содержаться в невыветрелых силикатах или в форме гипса. Щелочи представлены в невыветрелых обломочных силикатах (особенно полевых шпатах). Калий адсорбируется имеющимися глинистыми минералами и является

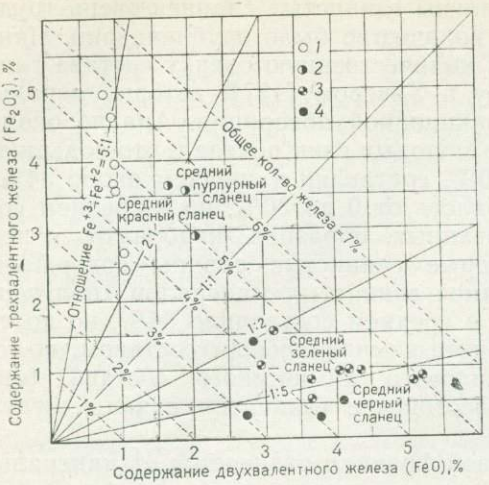


Рис. 8-9. Зависимость цвета аспидных сланцев от содержания закисного и окисного железа.

Обратите внимание, что красноцветные сланцы содержат не больше суммарного железа, чем черные [165].
Сланцы: *1* — красные, *2* — пурпурные, *3* — зеленые, *4* — черные

компонентом иллита или глинистой слюды, он также может содержаться в глауконите. Более редкими компонентами являются двуокись титана (в виде рутила), марганец, фосфор и органическое вещество.

Интерпретация химических анализов сланцев связана со значительными трудностями, потому что, как отмечалось выше (с. 343), химический состав зависит от величины зерна, от зрелости осадка и от восстановления с помощью химических и биохимических процессов многих компонентов, удаленных при образовании кор выветривания, за счет которых сформировались осадки.

Влияние размера зерен успешно иллюстрируется сравнением результатов анализа летней алевритовой фракции, взятой из пропластка ленточной глины, и фракции ассоциирующей зимней глины (табл. 8-6,А и Б). Здесь зрелость и постседиментационная история материалов настолько

Таблица 8-6

Химический состав ленточных глин (осадка и породы)

Компоненты	А	Б	В	Г	Д
SiO_2	59,20	50,33	52,00	62,74	66,87
TiO_2	1,20	1,13	—	—	0,47
Al_2O_3	16,14	19,17	16,11	16,94	15,36
Fe_2O_3	4,36	6,50	4,49	5,07	2,81
FeO	3,24	2,52		1,59	1,89
MnO	0,09	0,13	—	—	0,05
MgO	3,14	3,77	4,10	3,05	2,40
CaO_2	2,52	1,43	8,26	1,39	0,34
Na_2O	3,82	1,78	2,76	6,07	1,21
K_2O	1,97	4,03	1,74		6,60
H_2O+	1,16	4,87	—	3,20*	1,35
H_2O-	1,15	3,74	9,64*	0,36	Нет
P_2O_5	0 17	0,14	—	—	0,23
CO_2	—	—	2**	—	0,28
SO_3	—	—	0,09	—	—
C	1,94	0,41	—	—	0,04
Сумма	100,10	99,95	99,39	100,41	99,93

* Потери при прокаливании.
** Включено в потери при прокаливании.
А — летний алеврит, ленточный осадок позднего ледникового возраста, Финляндия. Аналитики Локка [40], Леппакози [40].
Б — зимняя глина, та же что и А.
В — ленточная глина, северная часть озера Тимискаминг [107].
Г — аргиллит, серия Кобальт (докембрий), район Кобальт, Онтарио [107].
Д — аргиллит, Ферн-Крик (докембрий), округ Дикинсон, штат Мичиган, США. Аналитик Б. Брунн.

идентичны, что различия в составе полностью обусловлены различиями в размерах зерен. Как можно видеть из таблицы, крупные фракции богаче кремнеземом, тогда как мелкие материалы богаче окисью алюминия, железом, калием и водой. Эти отличия, без сомнения, отражают обогащение алеврита детритовым кварцем, а более мелких фракций — глинистыми минералами: водными алюмосиликатами, содержащими калий, и хлоритами, обогащенными железом и содержащими магний.

Таблица 8-7

Средний химический состав глинистого сланца, усредненного осадка дельты Миссисипи и подобных им отложений

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	58,10	55,43	60,15	60,64	56,30	69,96
TiO_2	0,65	0,46	0,76	0,73	0,77	0,59
Al_2O_3	15,40	13,84	16,45	17,32	17,24	10,52
Fe_2O_3	4,02	4,00	4,04	2,25	3,83	3,47
FeO	2,45	1,74	2,90	3,66	5,09	
MnO	—	Следы	Следы	—	0,10	0,06
MgO	2,44	2,67	2,32	2,60	2,54	1,41
CaO	3,11	5,96	1,41	1,54	1,00	2,17
Na_2O	1,30	1,80	1,01	1,19	1,23	1,51
K_2O	3,24	2,67	3,60	3,69	3,79	2,30
H_2O^+	5,00	3,45	3,82	3,51	3,31	1,96
H_2O^-		2,11	0,89	0,62	0,38	3,78
P_2O_5	0,17	0,20	0,15	—	0,14	0,18
CO_2	2,63	4,62	1,46	1,47	0,84	1,40
SO_3	0,64	0,78	0,58	—	0,28	0,3
Cl	—	—	—	—	—	0,30
Органика	0,80*	0,69**	0,88*	—	1,18*	0,66
Прочие	—	0,06³*	0,04³*	0,38**	1,98**	0,32
Сумма	99,95	100,48	100,46	99,60	100,00	100,62

* Углерод.
** FeS_2.
³* BaO.
А — средний глинистый сланец [28], смесь образцов Б и В.
Б — составной образец из 27 мезозойских и кайнозойских глинистых сланцев. Аналитик Х. Н. Стокс [28].
В — составной образец из 51 палеозойского глинистого сланца. Аналитик Х. Н. Стокс [28].
Г — невзвешенные средние данные 36 анализов аспидного сланца (29 палеозойских, 1 мезозойский, 6 нижнепалеозойских или докембрийских).
Д — невзвешенные средние данные 33 анализов докембрийских аспидных сланцев [115].
Е — составной анализ 235 образцов из дельты Миссисипи. Аналитик Дж. Штейгер [28].

Средний состав глинистого сланца (табл. 8-7,А) существенно отличается от типичной остаточной глины.

Различия частично наблюдаются за счет размера зерен. Изучение результатов анализов Грута (см. табл. 8-4) нескольких размерных фракций глин дает основание предполагать, что средний глинистый сланец состоит из двух частей алеврита и одной части глины. Такая смесь имеет состав, приближающийся к составу усредненного глинистого сланца. При внимательном сравнении результатов анализа среднего сланца с анализами остаточных глин (см. табл. 8-8) видны различия, обусловленные не только добавлением алеврита. Остаточные глины содержат чрезвычайно мало щелочей и щелочных земель, тогда как в среднем сланце их количество увеличивается. Другими словами, усредненный сланец не просто перенесенная остаточная глина. Это

смесь глины, алеврита, а также компонентов глинистой фракции, удаленных ранее при выветривании, а затем частично восстановленных во время или после процесса седиментации. Это касается в частности калия, а также до некоторой степени магния, которые, очевидно, входят в состав глинистых минералов и образуют аутигенные серициты и хлориты. Кальций обычно не привносится таким способом, но может связываться биохимическим путем. Не восстанавливается только натрий.

Химический состав некоторых глинистых сланцев заметно отличается от нормы, т. е. от обычного или «среднего» сланца. Сланцы, не содержащие алеврита, с необычно высоким содержанием кремнезема (кремнистые сланцы), вероятно, являются диатомовыми или содержат кремнезем вулканического пепла. Сланцы с низким содержанием кремнезема и необычно высоким содержанием алюминия исключительно тонкозернисты, имеют каолинитовый или, в редких случаях, бокситовый состав. Глинистые или аспидные сланцы, особенно богатые железом, содержат пирит, если имеют черную окраску; они могут быть также обогащены сидеритом или содержать значительное количество железистых силикатов. Железосодержащие сланцы постепенно переходят в шамозитовые и родственные им аргиллиты. Красноцветные сланцы часто описываются как «железистые», хотя фактически содержание железа в них может и не превышать нормы (см. с. 344); они характеризуются присутствием скорее трехвалентного железа, чем двухвалентного. Сланцы очень богатые известью и окисью магния, по всей вероятности содержат кальцит или доломит. В пользу этого предположения свидетельствует высокое содержание CO_2, а также растворимых в кислотах материалов. Если кальция больше, чем это необходимо для соединения с CO_2, то, вероятно, присутствуют некоторые невыветрелые силикаты или сульфаты. В последнем случае высокое содержание кальция ассоциируется с высоким содержанием SO_3.

В глинистых и аспидных сланцах калий почти всегда превалирует над натрием. В сланцах, в которых наблюдается обратная зависимость, содержатся скорее продукты абразии, чем глинистые минералы. Это характерно для некоторых ледниковых глин и алевритов (см. табл. 8-6). Сланцы, обладающие существенной примесью вулканического материала, также могут иметь повышенное содержание натрия; натрий может преобладать над калием (см. табл. 8-10,А и Б).

Сланцы с высоким содержанием углистых частиц медленно формировались в анаэробных условиях. Они обычно богаты соединениями двухвалентной серы. Некоторые из них обогащены фосфатами.

Химический состав, кроме того что он проливает свет на возможный минералогический состав сланца (см. с. 343) и связан с его гранулометрией, определяется также обстановкой осадконакопления. По мнению Милло [108], глинистые сланцы пресноводного, солоноватоводного и морского происхождения отличаются по валовому химическому составу. Пресноводные сланцы имеют более низкое содержание как K_2O, так и MgO по сравнению с морскими или лагунными сланцами. Эти отличия вполне понятны, так как каолинит — характерный глинистый минерал «кислых» пресноводных условий, тогда как глинистые минералы щелочных морских вод представлены монтмориллонитом или его диагенетическим производным иллитом. Эти взгляды оспариваются [51]. Многие исследователи считают, что существуют некоторые отличия, в частности, по содержанию второстепенных элементов. Оказывается, что содержание бора и радиоактивных элементов в морских сланцах значительно отличается от неморских сланцев [125, 31]. Но на-

дежность редких элементов как индикаторов обстановки осадконакопления подвергается сомнению [29].

Кроме вариаций химического состава, обусловленных различиями в структуре и вызванных привносом химических, биохимических и вулканических примесей, существуют вариации, связанные с различиями в составе остаточных глин. Вогт [175] считал глинистые осадки перемытыми остаточными продуктами выветривания и полагал, что окись алюминия как наименее мобильный окисел может концентрироваться в наиболее зрелых выветрелых остатках. Такое обогащение может быть замаскировано из-за колебаний содержания кварцевого алеврита в сланце, поэтому необходимо пересчитывать результаты химического анализа, исключая SiO_2 и TiO_2. Содержание трех окислов MgO, CaO и Na_2O постепенно уменьшается с увеличением содержания остатка, тогда как содержание K_2O, SiO_2 и TiO_2 увеличивается. Количество железа остается постоянным даже при значительном колебании других компонентов [88, 115]. Как отмечалось выше, содержание натрия в вулканических и ледниковых глинистых сланцах может быть выше нормального: наиболее зрелые продукты выветривания обогащаются окисью алюминия. Следовательно, отношение окиси алюминия и натрия является надежным показателем зрелости.

Были предприняты многочисленные попытки рассчитать средний химический состав глинистого сланца (см. табл. 8-7). Кларк [28] был одним из первых исследователей, который рассчитал средний состав глин. Такие средние составы используются в геохимии для расчетов баланса масс; они полезны в качестве эталонной величины, с которой можно сравнивать результаты анализов сланцев с целью обнаружения значительных отклонений от нормы.

Цвет

Цвету глинистых сланцев уделяется больше внимания, чем цвету большинства осадочных пород. Геологи в полевых условиях при описании глинистых или аспидных сланцев указывают их цвет, например: черный глинистый сланец, красноцветный аспидный сланец и т. д. Вообще, цвет глинистых и аспидных сланцев зависит от характера пигментации. Грубо говоря, чем темнее сланец, тем выше содержание органического вещества в нем [167]. Черные сланцы особенно богаты углистым материалом (см. табл. 8-9). По мнению Томлинсона [165], у красноцветных аспидных сланцев железа не больше, чем у черных, серых или зеленых разновидностей (см. рис. 8-9). Различия в цвете указывают лишь на характер окисления железа [103, 55]. Последние данные о содержании окислов железа в ассоциирующих красноцветных и некрасноцветных сланцах различных возрастов показали, что цвет красноцветных сланцев зависит не только от большого общего содержания железа или окисного железа, чем у обычных пород [173]. Во многих сланцах Fe_2O_3 преобладает над FeO. Эти данные дают возможность предположить, что разница в цвете обусловлена не только восстановленностью железа в некрасноцветных сланцах, но и также удалением некоторого количества восстановленного железа.

Красноцветные сланцы окрашены из-за присутствия тонкоизмельченной окиси железа (гематит). В зеленых и черных сланцах железо главным образом в закисном состоянии, но как исключение окисное железо присутствует в таких минералах, как глауконит. Сланцы, содержащие сидерит, имеют свойство окрашиваться в серый или голубоватый

цвет на свежем сколе, например в керне, но из-за неустойчивости сидерита они становятся коричневыми или бурыми при выходе пород на дневную поверхность, даже в течение короткого промежутка времени.

Происхождение и значение красноцветности глинистых сланцев остаются трудной проблемой. По мнению Ван-Хоутена [173], пигмент окиси железа носит обломочный характер, унаследованный от красноцветных почв плоскогорий, образовавшихся в тропических и субтропическом климате. Существенным условием для сохранения красного цвета является среда окисления на месте отложения. Такие условия скорее связаны с местными географическими факторами, чем с климатическими. Вообще красноцветные сланцы имеют континентальное происхождение: одни из них аллювиальные; другие ассоциируют с эвапоритами, свидетельствующими о сухом климате.

Диагенез глинистых сланцев

Глины подвержены разнообразным постседиментационным изменениям; одни из них имеют физический характер, а другие химический. Физические изменения включают уплотнение, сопровождающееся уменьшением порового пространства и улучшением ориентировки глинистых минералов; химические изменения включают превращение минералов на раннем этапе за счет реакции с окружающей средой и внутренние преобразования и перекристаллизацию на более позднем этапе.

Уплотнение

Как уже отмечалось выше, пористость свежеотложенных илов очень высока. Она может составлять 50% или более [166]. Пористость глинистых сланцев заметно меньше. Хотя глина в среднем имеет пористость 30—35%, пористость глинистого сланца на глубине 1800 м составляет только 9—10% [70]. Уменьшение пористости, сопровождаемое преобразованием ила в глинистый сланец, в значительной степени является результатом уплотнения, которое происходит в результате давления вышележащих слоев. Уменьшение пористости связано скорее со сжатием, чем с заполнением пор, что подтверждается находками раздробленных скелетов рыб, раковин и других органических остатков [41, 42], а также смятием песчаных даек [38] и заполнением трещин высыхания [149]. Коэффициент сжатия — отношение первоначальной мощности к мощности, фиксируемой в настоящее время — колеблется от 2,6 для песчаного выполнения трещин до 6,0 для деформированных раковин. Подобное уменьшение мощности может привести к образованию наклонов уплотнения, когда сланцы перекрывают неуплотняемые «поднятия», такие как рифы [30].

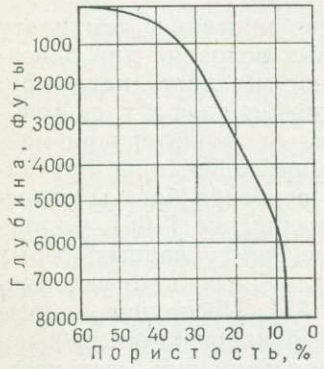


Рис. 8-10. Соотношение между пористостью и глубиной захоронения. По [30]

Ати [70] и другие [70, 81] считали, что пористость является функцией мощности перекрывающих пластов (рис. 8-10). Руби [134] попытался алгебраически выразить зависимость между пористостью и глубиной:

$$P = 100\,C/[B+C+D],$$

где P — пористость; B — мощность пород, подвергшихся эрозии; C — константа; D — глубина от поверхности. Зависимость пористости от глубины усложняется двумя другими факторами: структурой и деформациями. В целом тонкозернистые породы способны подвергаться уплотнению больше, чем крупнозернистые породы, поэтому при прочих равных условиях на данной глубине изменения пористости у них более значительны. При деформации, как показал Руби, происходит уменьшение пористости, что может быть выражено следующей зависимостью:

$$P_u = 100 - \cos d\,[100 - P_p],$$

где P_u — пористость горизонтально залегающих пород; d — современный угол падения; P_p — современная величина пористости. Уплотнение начинается с момента отложения и продолжается в течение длительного периода времени. Как показало изучение карбонатных конкреций, в сланцах уплотнение происходит в течение роста конкреций [127] и сопровождается постепенным улучшением ориентировки глинистых пластинок [118].

Диагенез

Химические и минералогические изменения начинаются почти сразу после отложения ила. Другие изменения происходят в процессе старения осадка, а третьи начинаются, когда давление и температура становятся достаточно высокими для того, чтобы вызвать более радикальную перекристаллизацию. Относительная роль этих изменений и степень их проявления (в особенности тех, которые предположительно относятся к раннему этапу) являются предметом многочисленных дискуссий и до конца не определены. Одни ученые предполагают, что глинистые минералы, образовавшиеся в зоне выветривания и вынесенные потоками, претерпевают изменения, как только они попадают в морскую среду [62, 108]. Другие ученые идут в своих предположениях дальше и делают вывод о том, что равновесная ассоциация устанавливается в свежеотложенном осадке [186, 105]. Грим полагал, что каолинитовые глины, попав в морскую среду, преобразуются в иллиты и хлориты, а монтмориллониты превращаются в хлориты. Таким образом, глинистые минералы чувствительны к обстановке осадконакопления и могут использоваться для установления характера древних, ныне исчезнувших обстановок. Эта точка зрения вызывала резкие возражения. Исследования глинистых минералов в многочисленных океанических осадках показывают, что в потоках, стекающих с прилегающих массивов суши, содержатся те же глинистые минералы, что и в прилегающих океанических отложениях [53, 12]. Глинистые минералы могут встречаться в любой обстановке осадконакопления [85] (см. табл. 8-9). Изучение древних глинистых сланцев еще более убедительно в этом отношении. Фактически все основные глинистые минералы встречаются в любом сланце. Минералогия глин, по-видимому, не коррелируется с пресноводными, солоноватоводными или морскими фациями молассовой формации [102]. Подобным образом наборы глинистых минералов в сланцах в морских и неморских частях одной циклотемы в значительной степени аналогичны [124]. Некоторые исследователи глинистых сланцев отрицают связь глинистых минералов с окружающей обстановкой и объясняют различия в составе глинистых сланцев за счет изменений характера источника сноса в период осадконакопления. Другими

словами, глинистые минералы считаются инертными и ведут себя так же, как и любые другие обломочные минералы [176]. Исключением, вероятно, является глауконит — продукт морского диагенеза. Единственным же изменением, признаваемым сторонниками этой точки зрения, является вторичное поглощение катионов (катионообмен) в морской среде, которое, однако, не изменяет основную структуру решетки глинистых минералов.

Примеры вариаций в составе глинистых минералов в тех или иных отложениях, древних или современных, помимо превращения одного минерала в другой, можно объяснить другими процессами. При изучении меловых и третичных отложений бассейна верховья Миссисипи, Прайор и Гласс [126] отмечали, что каолин доминировал в отложениях аллювиального происхождения, а монтмориллонит во внешних неритовых фациях. Они исключали диагенез как объяснение такого явления и относили различия осадков за счет различий в размере зерен нескольких видов глинистых минералов, дифференциальной флокуляции или к различиям в размере агрегатов двух видов минералов. Практически к таким же заключениям в своих исследованиях осадков залива Пария пришли Ван-Андел и Постма [5].

Хорошо известно, что ассоциация глинистых минералов в осадке может изменяться при его погружении на глубину. С увеличением глубины монтмориллонит и каолинит исчезают, и их место занимают иллит и хлорит. Последовательность изменений с глубиной (и связанное с этим увеличение давления и температуры) подробно изучалась на образцах глинистых сланцев, собранных из глубоких скважин [178]. Другие изменения относятся к старению осадка. Например, древнепалеозойские глинистые сланцы главным образом иллитовые; мезозозойские и более молодые сланцы чаще монтмориллонитовые. В древних отложениях сравнительно меньше каолинита, чем в более молодых. Эти различия частично можно отнести к отличным от современных атмосферным и биосферным условиям, существовавшим в древности [177].

С увеличением температуры и давления в сланцах проявляются прогрессивные минералогические изменения, которые можно рассматривать как метаморфические. В целом преобразования касаются минерального состава, а валовой химический состав существенно не изменяется; исключение составляет потеря воды и двуокиси углерода [39, 115, 147]. Поэтому изменения главным образом носят изохимический характер. Существует тенденция к частичному восстановлению железа в процессе метаморфизма. Сравните, например, средний состав палеозойских глинистых сланцев с аспидными сланцами (см. табл. 8-7).

Некоторые глинистые минералы могут выветриваться. Например, при определенных климатических условиях возможно выщелачивание калия из иллита. Каолин может преобразовываться в боксит. Эти изменения тем не менее обратимы и в соответствующей обстановке деградированный иллит может присоединять калий, даже боксит может преобразовываться в каолинит [61, 49].

Классификация и петрология глинистых сланцев

Классификация

Глинистые сланцы в отличие от песчаников и известняков никогда не имели исчерпывающей и рациональной классификации. Существующая номенклатура традиционна и служит лишь для удобства, а вовсе не выражает различий первостепенного значения. Очень часто наша

номенклатура учитывает только цвет и сланцеватость; поэтому мы оперируем такими определениями как красноцветные глинистые породы, черные глинистые сланцы, зеленые аргиллиты.

Кароцци [25] классифицировал глины и сланцы главным образом на основе структуры. Он выделял глины: 1) с остаточной изверженной структурой; 2) с остаточной пирокластической структурой; 3) с массивной, переходящей в слабослоистую структурой (фуллерова земля, глины угленосных разрезов); 4) слоистые глины (обычные сланцы); 5) с диагенетическими оолитовыми и пизолитовыми структурами (диаспоровые глины и бокситы); 6) структуры, указывающие на «диагенетическую миграцию» (замещение раковин монтмориллонитом) и 7) структуры диагенетической перекристаллизации. Эта классификация указывает на происхождения глин или сланцев; цель похвальная, но при этом в этой классификации объединены обычные глины в одну группу, а отделены только редкие и экзотические типы.

Были сделаны попытки подразделить глинистые сланцы на типы, связав их с основными группами песчаников [94, 115]. Крынин считал, что глины, ассоциирующие с граувакками, являются хлоритовыми, встречающиеся с аркозами — каолинитовыми, а с ортокварцитами — иллитовыми. Нанцем были предприняты попытки выделить эти типы по их валовому химическому составу. Ни одна из них не оказалась успешной, вероятно потому, что изменения в структуре и соответственные изменения в составе значительно больше, чем различия, связанные с генезисом. Более того, глины гораздо менее дифференцированы по химическому составу, чем песчаники, и представляют собой более однородную группу пород (исключение составляют глинистые сланцы с химическими или биохимическими примесями).

При современном уровне знаний нельзя точно выяснить, что именно определяет состав глин. Мы точно не знаем, что означают данные разновидности глинистых минералов; мы не знаем степени влияния на химический и минеральный состав природы материнских пород или климата области сноса; не знаем взаимосвязи, если таковая существует, между составом и химизмом среды, в которой накапливаются глины; не знаем природы и влияния диагенетических изменений. До тех пор, пока мы не будем располагать соответствующими данными по этим вопросам, проблема рациональной классификации глин, основанная на составе и структуре (аналогичная классификации песчаников), останется нерешенной. Трудности возникают из-за невозможности сделать анализы, подобные тем, которые мы производили с песчаниками. Перечня представленных в породе минералов недостаточно; недостаточен и перечень с содержанием каждого компонента. Нам необходимо знать *происхождение* минералов. В песчанике мы можем различать в шлифе аутигенные и обломочные минералы, минералы, осажденные из раствора, и те, которые образовались при изменениях на месте. Особенности строения песчаников дают нам возможность классифицировать минералы и распределить их по генетически важным категориям и таким способом прочесть историю породы. С глинистыми сланцами эти исследования могут быть проведены лишь в незначительном объеме. Поэтому наши сведения о глинах по сравнению со сведениями о песчаниках и известняках примитивны и неполны.

Чтобы классификация была содержательной, она должна базироваться на генетически важных свойствах. Сможем ли мы определить такие свойства сланцев? Как уже отмечалось, отношение окиси алюминия к окиси натрия является показателем зрелости глин. Отношение

двухвалентного железа к трехвалентному, вероятно, является показателем окисления, показателем, который подвержен изменениям в процессе метаморфизма. Наличие реликтовых текстур в остаточных отложениях и наличие или отсутствие слоистости в переотложенных сланцах и глинистых породах являются генетически важными структурными особенностями. Поскольку часть этих параметров может быть учтена только с помощью химических анализов, а также из-за того, что перечень этих параметров, вероятно, неполный, в настоящее время мы не можем создать основы рабочей полевой классификации. Поэтому у нас нет классификации. В целях лучшего понимания мы рассмотрим отдельно отложения, которые являются остаточными или образовавшимися на месте, и переотложенные осадки. Среди последних мы выделяем глины, отмеченные исключительными особенностями состава и структуры, например углистые, кремнистые сланцы и лёссы.

Остаточные глины

Остаточные глины образуются на месте и фактически представляют элювий или продукт почвообразующих процессов. Хотя некоторые из таких глин имеют промышленное значение, они редко встречаются в древних разрезах, за исключением отдельных случаев, когда они встречаются в виде реликтовых почв на поверхности несогласия. Так как большинство глин и сланцев содержат материал остаточного происхождения, важно знать, что представляет собой этот материал, чтобы суметь определить присутствие этого материала и правильно интерпретировать его значение.

Остаточные почвы (реголит Меррилла; сапролит Бекера; сапролит Седерхолма) являются продуктами выветривания, образовавшимися in situ. Характер этих отложений зависит от климата, дренажной системы и состава исходных пород. Для зрелых почв (нормального или зонального типов) климат является наиболее важным фактором. В незрелых почвах (интразональных или азональных) влияние дренажа и природы материнских пород легко различимы. Тот факт, что весьма похожие продукты образуются у различных исходных пород, подтверждается сравнением анализов А, Б, В и Г в табл. 8-8, в которой приведены данные анализов остаточных глин, образованных при разрушении соответственно базальта, известняка, гнейса и гранита.

Как правило, в гумидных районах остаточные продукты обогащаются гидроокислами алюминия и трехвалентного железа (алюмо-железистые почвы) и обедняются кальцием, магнием и щелочами. В экстремальных условиях удаляется даже кремнезем (анализ Д; табл. 8-8), так что конечный продукт содержит практически лишь окись алюминия и окись железа. Эти состоящие из окиси алюминия и богатые железом остаточные продукты называются латеритами [67]. Латеритизация требует как большого количества осадков, так и высоких температур, присущих тропическим регионам. Латериты (железистые и бокситовые) характеризуются конкреционными структурами, пизолитами и более крупными подушковидными образованиями.

В засушливых районах почвы обогащаются известью (педокали, кальциевые почвы). Могут появляться каличе или твердая кора выветривания (duricrust) [182]. Твердая кора представляет собой особый вид отложений, который образуется на пенепленизированных участках в климатических условиях, которые приводят к резким сменам насыщения влагой и обезвоживания. Эти, подобные броне, отложения об-

разованы поднимающимися кверху, благодаря капиллярности, грунтовыми водами во время засушливых периодов. Из этих растворов осаждаются железистые (феррикреты), кремнистые (силкреты) или известковые (калкреты или каличе) материалы.

Совершенно очевидно, что подробное рассмотрение почв, их свойств и происхождения выходит за рамки данной книги; за этим следует обращаться к классическим работам почвоведов [46, 23, 131]. Геологическим аспектам почв посвящены работы Голдича [47], Райха [128] и в особенности Ханта [74].

Таблица 8-8

Химический состав остаточных глин

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж
SiO_2	40,7	55,42	55,07	66,01	44,80	9,28	48,00
TiO_2	7,3	Следы	1,03	0,10	2,44	3,78	1,00
Al_2O_3	30,9	22,17	26,14	21,21	38,84	69,76	34,56
Fe_2O_3	8,7*	8,30	3,72	2,11	0,36*	1,1*	1,54*
FeO	—	Следы	2,53	0,57	—	—	—
MnO	—	—	0,03	—	—	—	—
MgO	—	1,45	0,33	0,05	0,10	0,15	0,35
CaO	1,0	0,15	0,16	Нет	0,05	0,40	0,23
Na_2O	0,4	0,17	0,05	Нет	0,30	0,40	0,51
K_2O	0,3	2,32	0,14	0,85	0,23	0,95	0,59
H_2O+	11,0**	7,76	9,75	7,55	13,62[3]**	13,37	12,30
H_2O-	—	2,10	0,64	1,24	—	—	1,30
P_2O_5	—	Следы	0,11	—	—	—	—
SO_3	—	—	Следы	—	—	—	—
CO_2	—	—	0,36	0,08	—	—	—
BaO	—	—	0,01	—	—	—	—
S	—	—	0,04	—	—	—	—
Сумма	100,3	99,84	100,11	99,77	100,74	99,23	100,38

* Общее количество железа.
** Потери при прокаливании.
[3]* Общее количество воды.
А — остаточные глины по базальту, округ Спокан, штат Вашингтон, США [139].
Б — остаточные глины по доломиту, Моррисвилль, штат Алабама. Аналитик У. Ф. Хилдебранд [136].
В — остаточные глины по гнейсу, Мортон, Редвуд Фолз, штат Миннесота. Аналитик С. С. Голдич [47].
Г — выветрелый гранит Гонконг («полностью разрушенный»), Гиндринкер-Бей, район Гонконга. Аналитик А. Уиллман [20].
Д — белая огнеупорная глина, округ Фелпс, штат Миссури. Аналитик Р. Т. Ролуфс [2].
Е — диаспоровая глина, Гандринкер-Бей, район Гонконга. Аналитик Р. Т. Ролуфс [2].
Ж — пластичные глины Айон, Джонс-Бютт, штат Калифорния [1].

Исследование несогласных контактов должно включать изучение ненарушенного остатка, который может находиться на такой поверхности, изучение свежести или степени измененности пород, расположенных ниже несогласия. Характер такого осадка будет частично определяться особенностями почвы и частично изменениями, связанными с процессом захоронения. Эти изменения носят диагенетический характер и являются противоположно направленными по отношению к процессам почвообразования. «Ископаемые почвы» могут и не встречаться, вследствие их размыва «Ископаемый» реголит характеризуется плохой сортированностью. Структуры и текстуры материнских пород уничтожаются без замены их текстурами и структурами нормальных осадков. Реголит может постепенно переходить вниз в неизмененные исход-

ные породы, а вверх — в перекрывающие осадочные породы. Подобные скрытые несогласия обычно встречаются там, где аркозы перекрывают граниты. Аркозовый остаток может затвердеть в результате более поздней цементации, образовав таким образом, восстановленный гранит.

Так как остаток является главным образом продуктом химического распада, ему должны быть присущи определенные химические свойства. Он содержит большее количество окиси железа и окиси алюминия, чем материнские породы, но характеризуется пониженным содержанием летучих окислов, подобных окиси натрия. Более того, если остаток представляет собой зрелую почву, то в нем прослеживается почвенный профиль или зональность, которая проявляется в современных почвах. Профиль может быть неполным из-за размыва верхних зон трансгрессирующим морем, или из-за климатических условий, при которых формировалась почва. Большинство «ископаемых почв» являются азональными или интразональными. Первоначальный профиль в любом случае был более или менее значительно изменен аутигенными процессами, которые протекали со времени захоронения осадка.

«Ископаемые почвы» изучались бегло в полевых условиях и лабораториях. Исключение, вероятно, составляют почвы раннеплейстоценовых ледниковых отложений. Они образуют маркирующие горизонты и поэтому тщательно изучались [82, 100.] Доплейстоценовые почвы упоминаются редко и менее часто описываются. Следует разработать критерии для идентификации таких образований, потому что подобные критерии являются средством для выявления несогласий. Исследователи должны проявлять осторожность при изучении поверхностей несогласия и быть уверенными в том, что данные изменения пород не являются продуктом современных процессов. Подобные поверхности могут быть зонами ускоренного потока грунтовых вод и выщелачивания. В последние годы к палеопочвам стали проявлять большой интерес [183].

Приведем несколько примеров немногих хорошо изученных обнажений ископаемых почв. Одно из древнейших образований зафиксировано на контакте гуронских отложений и архейского фундамента в районе к северу от оз. Гурон [44]. Этот реголит не обогащен окисным железом, поэтому некоторые исследователи пришли к заключению, что атмосфера того периода была скорее анаэробной, а не окислительной, какой она является в настоящее время. Предполагается, что существует эволюционный ряд, начинающийся с очень древних палеопочв, который отражает изменявшуюся природу как атмосферы, так и биосферы [184]. Еще более древний реголит и один из первых описанных в литературе располагается на несогласиях в низах ботнической серии в Финляндии [144]. Примерами ископаемых почв также являются почвы, залегающие в основании кембрийской системы в Аризоне [145]; пенсильванские глины, залегающие ниже угольных пластов, интерпретируемые Гримом и Алленом [59] как палеопочвы, и продукты выветривания льюисских гнейсов, залегающих ниже торридонской толщи в Шотландии [181].

Обычные глинистые сланцы

Как уже отмечалось, обычные глинистые сланцы представляют собой смесь материала глинистой размерности, главным образом глинистых минералов, с алевритом, представленным преимущественно кварцем. Содержание глинистых минералов колеблется от 40 (или даже менее) до 100%. В глинистых сланцах с очень большим содержанием

глинистых минералов, частицы очень малы, в основном менее 0,002 мм. Им свойственна одинаковая ориентировка агрегатов, параллельная слоистости сланца. В таких сланцах другие минералы также обычно тонкозернисты. Сланцы с меньшим содержанием глинистых минералов обычно более крупнозернистые или алевритовые. Максимальный размер частиц может составлять 0,01 мм. Такие сланцы содержат крупные чешуйки мусковита, биотита и хлорита. Они часто образуют гармошковидные выделения. Крупные чешуйки проявляют в основном однообразную ориентировку, параллельную напластованию, хотя некоторые из них изогнуты около обломочных кварцевых зерен, а другие расположены перпендикулярно слоистости.

Глинистая фракция, как правило, имеет сложный характер. Пенсильванские глинистые сланцы в Иллинойсе содержат смесь иллита, каолинита и хлорита, где преобладает иллит [60]. Многие глинистые сланцы содержат смешаннослойные ассоциации иллита-монтмориллонита. Нижнепалеозойские глинистые сланцы содержат очень мало каолинита или вовсе не содержат его. Сходные выводы были сделаны Уивером [176, 177]. Мезозойские и более молодые сланцы часто содержат монтмориллонит, например, сланцы третичной молассы ФРГ [102]. Однако еще более молодые сланцы содержат иллит, каолинит, хлорит и различные смешаннослойные разновидности минералов (см. рис. 17-1).

Фракция алеврита представлена преимущественно кварцем, обычно плохоокатанным и угловатым. В некоторых алевритистых сланцах можно обнаружить полевые шпаты. Карбонаты, как правило кальцит, являются обычными акцессорными минералами многих глинистых сланцев и присутствуют в основном в виде обломков окаменелостей (в некоторых случаях распознаваемых), но чаще они встречаются в виде неправильной формы зерен и агрегатов размером до 0,06 мм. Редким компонентом других глинистых сланцев является сидерит. Пирит в виде агрегатов или мелких зерен, обычно эвгедральных, представляет собой второстепенный компонент многих глинистых сланцев. Обычно глинистые сланцы бедны тяжелыми минералами, хотя иногда из них можно выделить достаточно широкий набор этих минералов. Установлено, что неустойчивые минералы, растворимые в песчаных пластах, могут сохраняться в одновременно отложившихся глинистых сланцах [14].

Как правило, алевритовая фракция рассеяна по всей толще сланца, т. е. алеврит не концентрируется в определенных слоях. Поэтому сланец представляет собой гетерогенную смесь глинистых минералов и других материалов всех размерностей. Как исключение, алеврит слагает тонкие прерывистые прослои. Дополнительной причиной возникновения слоистости является концентрация органического вещества. Сланцы со значительным количеством органического вещества имеют свойство расщепляться в основном по поверхностям напластования, на которых эти вещества концентрируются. Органические вещества присутствуют в виде пигмента или мельчайших отдельных желтых пятен.

Цвет глинистых сланцев обычно отражает количество содержащегося в них органического вещества, а также степень окисления железа.

Красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты

Красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты являются основными типами пород в так называемых красноцветных фациях. У них наиболее интенсивная окраска; ассоциирующие песчаники имеют менее

ярко выраженный красный цвет, как правило, они бледно-розовые или даже зеленые или серые. Многие из них содержат значительное количество алеврита, и их правильнее называть алевролитами. Но по сравнению с ассоциирующими песчаниками они очень тонкозернисты. Многие из них не имеют ни слоистости, ни сланцеватости; их более точно следует рассматривать как массивные плотные аргиллиты. Для них характерно отсутствие окаменелостей. Некоторые красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты содержат небольшие известковые конкреционные тела неправильной формы, по всей вероятности представляющие собой «ископаемые» разновидности каличе.

Большинство красноцветных аргиллитов имеет, вероятно, континентальное происхождение (по-видимому аллювиальное), потому что они встречаются в циклах, характеризующихся нормальной сортированностью (уменьшением размера зерен вверх). Известные примеры аппалачских разрезов включают красноцветные аргиллиты формаций Катскилл (девон) и Мок-Чанк (миссисипий). Подобные красноцветные отложения встречаются в континентальной свите Ньюарк (триас) и в меньшей степени в формациях Джуниата (ордовик) и Блумсберг (силур) в том же регионе. Красноцветные аргиллиты и глинистые сланцы встречаются в подобных отложениях повсеместно.

Несмотря на красный цвет, красноцветные глинистые сланцы и аргиллиты не всегда богаты железом (см. рис. 8-9). Они обязаны своим цветом исключительно тому, что накапливались в окислительной, а не в восстановительной среде [55, 173]. Поэтому они чаще всего континентальные и обычно отлагаются в условиях аридного или семиаридного климата. Будь условия осадконакопления или климат иными, то присутствовало бы органическое вещество, которое стремилось бы превратить окисное железо в закисное, не окрашивающее породы в красный цвет.

Черные (углистые) сланцы

Черные глинистые сланцы могут легко расщепляться на тонкие, иногда гибкие пластины больших размеров. Они чрезвычайно богаты органическим веществом, а также часто обогащены сернистым железом, обычно пиритом, которое замещает органические остатки, образует желваки или встречается в виде мелких рассеянных зерен. Черные сланцы редко содержат окаменелости, в лучшем случае в них встречаются рассеянные, угнетенные и ограниченные фаунистические формы. За исключением имеющихся фосфатных форм, организмы присутствуют только в виде графитовых или углистых пленок и в виде пиритовых замещений. В некоторых черных сланцах встречаются конкреционные карбонатные слои или желваки, обычно имеющие структуру «конус в конусе» и септариевые жилы.

Фауна черных сланцев удивительно однородна. Литоральные и бентосные формы обычных тепловодных фаций отсутствуют. Брахиоподы представлены только фосфатными беззамковыми раковинами, такими как Lingula и Discina, которые являются широко распространенными и выносливыми видами, способными выживать в неблагоприятных условиях. Все моллюски имеют тонкие раковины и, как правило, представлены угнетенными формами. Среди них биссусные пелециподы (Posidonia), которые способны прикрепляться к плавающим или неподвижным предметам. Фауна неизвестковых черных сланцев существенно отличается от фауны известняков или карбонатных сланцев,

развитых на тех же участках [135]. Конодонты, редкие остатки рыб, спор и спорангий завершают перечень органических остатков, найденных в черных сланцах. Черные сланцы ордовика и силура, однако, в дополнение к перечисленным, отличаются наличием граптолитовых остатков, сохранившихся в виде угольной пленки.

Черные сланцы содержат необычайно большое количество углерода, в том числе способного к перегонке, а также сульфидов (табл. 8-9).

Таблица 8-9

Химический состав углистых сланцев

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	51,03	60,65	36,67	58,03	63,09	29,36
TiO_2	—	0,62	0,39	0,64	0,99	0,41
Al_2O_3	13,47	11,62	6,90	15,00	18,58	8,18
Fe_2O_3	8,06	0,36	—[3*]	3,67	2,17	4,84
FeO	—	—	2,35[3*]	5,82	2,73	—
MnO	—	0,04	0,002	0,09	0,22	0,01
MgO	1,15	1,90	0,65	1,64	2,67	0,32
CaO	0,78	1,44	0,13	0,26	1,11	16,85
Na_2O	0,41	0,60	0,26	3,52	4,54	1,27
K_2O	3,16	3,10	1,81	3,60	0,54	1,36
H_2O+	0,81	3,77	1,25	3,46	2,69	5,09[5*]
H_2O-		1,19	0,55	0,84		
P_2O_5	0,31	0,18	0,20	0,16	0,12	0,21
CO_2	—	1,65	—	0,03	—	10,80
SO_3	—	—	2,60	—	—	—
S	7,29	3,20*	—	0,04	Следы	5,33
C	13,11	9,20	7,28	3,27	—	16,01[6*]
FeS_2	—	—	38,70	—	—	—
V_2O_5	—	—	0,15	—	—	—
Сумма	102,90**	99,52	99,91	100,24[4*]	99,45	100,04

* FeS_2.

** Менее O=S; сумма становится равной 100,17.

[3*] Прямое определение невозможно из-за органического вещества; железо, не входящее в пирит, определяется как FeO.

[4*] Включает 0,14 SO_3.

[5*] Потери при прокаливании при 900°C; меньше CO_2, S и органического вещества.

[6*] Органическое вещество».

А — черный глинистый сланец (девон) Драй-Гэп, округ Уокер, штат Джорджия. Аналитик А. Дж. Акинз [33]. Включает 3,32 углеводорода.

Б — глинистый сланец Огайо (девон), округ Логан, штат Огайо. Аналитик Д. Шааф [97].

В — «графитовый аспидный сланец», горизонт Уосека, Дан-Крик, (докембрий), рудник Бак, район Айрон-Ривер. Аналитик К. Уоршо [77].

Г — черный аспидный сланец, сланцы Дан-Крик (докембрий), район Кристал. Фолз, Мичиган. Аналитик Нанц [115].

Д — глинистые сланцы Ноунсач (серия Кивино), штат Мичиган [98].

Е — сланцы с Posidonia, ФРГ [45].

Углистые сланцы содержат от 3 до 15% углерода, тогда как обычные глинистые сланцы всего лишь около 1%. Некоторые сланцы отличаются тем, что содержат необычно высокие концентрации определенных микроэлементов, главным образом V, U, Ni и Cu. Из-за высокого содержания металла, некоторые черные сланцы разрабатываются, например медистые сланцы в Мансфелде, в ГДР [52] и сланцы Ноунсач (докембрий) в Мичигане [180]. Окисление сульфидов железа ведет к разбуханию и разрушению породы при выходе на дневную поверхность и образованию на поверхности белого налета.

Компонентами черных сланцев являются крупный и мелкий обломочный материал, который составляет основную часть породы; остальное приходится на пиритовое вещество и углистую фракцию, которая придает сланцу его специфический характер. Значительную часть, возможно $^1/_3$, составляет алеврит, который ничем не отличается от обычного материала глинистых сланцев; другую треть составляют глинистые минералы, в основном иллит. Содержание пиритовой фракции колеблется в широких пределах, составляя в экстремальных случаях 38%, как, например, в «графитовых сланцах» Уосека (докембрий) в округе Айрон в Мичигане. В этом примере пирит представлен чрезвычайно тонкозернистым материалом; отдельные кристаллы нельзя рассмотреть невооруженным глазом. В палеозойских и более молодых черных сланцах углистый материал может встречаться в дискретных телах — спорах и спорангиях [73]. Они выглядят как предметы дисковидной формы, диаметром около 0,2 мм, имеющие желто-янтарную окраску. Органическое вещество встречается также в виде неправильной формы частиц и чешуек, а также в виде тонкозернистого нерастворимого материала (см. рис. 8-4).

Развитие пластов толщиной в бумажный лист, столь характерное для многих черных сланцев, объясняется коллоидальной природой первичного материала, который был сжат и уплотнен до 1/5 или даже менее от первоначальной мощности.

Черные сланцы встречаются во многих местах и имеют различный геологический возраст. Наиболее примечательными примерами развития черных сланцев в Северной Америке являются древние докембрийские «графитовые аспидные сланцы» в Мичигане [77], более молодые докембрийские сланцы Ноунсач в том же районе [180], ордовикские черные сланцы Таконского региона [135], черные сланцы Чаттануга и другие девонские сланцы восточных внутренних областей США [129, 10] и черные сланцы Пенсильванских угольных разрезов [119]. В Европе широко известны пермские медистые сланцы в Мансфельде [52] и сланцы с Posidonia в ФРГ [45]. Как отмечал Джеймс [78], черные сланцы и родственные им отложения, формирующиеся в резко восстановленных условиях, вероятно, проявились в геосинклинальном цикле после образования осадков на аэрированном шельфе и непосредственно перед отложением осадков, сносившихся с воздымающегося геоантиклинального сооружения. Воздымание последнего, предшествовавшее выходу его выше уровня моря, создавало в геосинклинали условия, близкие к изоляции, необходимые для отложения черных сланцев.

Происхождение черных сланцев широко обсуждалось. Бесспорно, они отлагались в анаэробных условиях. Менее определенно можно сказать, каким образом достигались эти условия. Вероятно, масса застойной воды погружалась на большую глубину и изолировалась от атмосферы плотными пластами воды, в результате их плотностной стратификации, когда слой относительно пресной воды перекрывает более соленые воды, как это наблюдалось в современном Черном море [6] и в некоторых норвежских фьордах [158]. Отдельные авторы утверждают, что черные сланцы представляют собой глубоководные морские (геосинклинальные) осадки; другие высказывают мнение, что они образовались в сравнительно мелководных, лагунных или морских условиях. Проблему черных сланцев рассматривали, в частности, Ульрих [172], Шухерт [141], Грабау и О'Коннел [150], Рудеманн [135], Твенхофел [169] и Рич [129].

Кремнистые сланцы

Кремнистые сланцы содержат большое количество кремнезема (до 85%), тогда как в обычных глинистых сланцах его лишь 58%. Другие распространенные компоненты, в частности, двухвалентное железо или карбонаты, присутствуют в небольших количествах или вовсе отсутствуют. Если учитывать максимальное содержание кремнезема в силикатных материалах, то подсчеты показывают, что по крайней мере 70% породы составляет несвязанный кремнезем. Как и следовало ожидать, такие насыщенные кремнеземом сланцы являются прочными, твердыми породами, весьма устойчивыми к разрушению.

Таблица 8-10

Химический состав кремнистых сланцев и близких к ним пород

Компоненты	А	Б	В
SiO_2	84,14	73,71	84,54
TiO_2	0,22	0,50	0,35
Al_2O_3	5,79	7,25	4,14
Fe_2O_3	1,21	2,63	1,48
FeO	—	0,44	0,51
MnO	—	—	—
MgO	0,41	1,47	0,52
CaO	0,13	1,72	1,25*
Na_2O	0,99	1,19	0,46
K_2O	0,50	1,00	0,64
H_2O^+ }	5,56	6,94	3,11
H_2O^- }		2,88	3,25
P_2O_5	—	0,24	0,28
CO_2	Нет	Следы	—*
SO_3	—	0,16	0,18
S	—	—	—
C	1,21	0,00	0,12
Сумма	100,03	100,13	100,74**

* CO_2 и соответствующее количество CaO, необходимое для образования $CaCO_3$, подсчитано по составу.

** $CaCO_3$, согласно подсчетам равное 5,16, не включено в сумму.

А — кремнистый сланец, формация Маури (мел), Блэк-Хилс, Южная Дакота. Аналитик Фэрчайлд [133].

Б — диатомитовый сланец, формация Модело (миоцен), Калифорния. Аналитик Дж. Г. Фэрчайлд [72].

В — кремнистый сланец, формация Модело (миоцен), горы Санта-Моника, Калифорния. Аналитик Фэрчайлд [19].

Кремнистый характер, вероятно, определяется не большим количеством обломочного кварца, а скорее связан с аморфным кремнеземом, таким как опал, или с кремнекислотой из вулканического пепла. Руби [133] подсчитал, что кремнистые сланцы Маури (мел) на 1/3 состоят из криптокристаллического кварца, образовавшегося из химически осажденного опалового кремнезема. Значительную часть сланца образует риолитовый вулканический пепел, девитрифицированный в различной степени, что объясняет особенности химического состава сланца (табл. 8-10,А).

Руби пришел к выводу, что сильным окремнением сланцы Маури обязаны вулканическому пеплу, с которым они тесно связаны пространственно. Химический распад медленно накапливавшегося, тонкозернис-

того, высококремнистого вулканического стекла в присутствии разлагающегося органического вещества обеспечил наличие кремнезема, который осаждался одновременно с накоплением обычных компонентов сланца.

Голдштейн и Хендрикс [48] пришли к подобному же заключению относительно кремнистых сланцев формаций Стэнли, Джекфорк и Атока (карбон) в Арканзасе и Оклахоме. Было высказано предположение, что кремнезем этих сланцев образовался при подводном выветривании вулканического пепла. Редкие остатки фауны в этих сланцах (лингулоидные и орбикулоидные брахиоподы, конодонты, радиолярии и спикулы губок) дают основание предполагать, что воды были богаты кремнеземом и бедны известью. Тонкая слоистость свидетельствует о спокойной водной обстановке и медленной скорости осадконакопления.

Брамлетт [19] пришел к выводу, что кремнистые сланцы формации Монтерей (миоцен) в Калифорнии, названные фарфоровидными сланцами и порцелланитами или кремнистыми сланцами, образовались путем привноса биохимического кремнезема в нормальный глинистый сланец во время формирования отложений. Выпадение вулканического пепла может быть источником кремнезема, использованного большим количеством микроорганизмов.

Известковые сланцы и мергели

Содержание карбоната кальция в большинстве глинистых сланцев невелико. Обычные глинистые сланцы имеют около 2,63% CO_2, эквивалентное приблизительно 6% кальцита. По мере увеличения содержания карбонатов, порода становится менее сланцеватой, вскипает от кислоты и может по праву называться известковым сланцем (табл. 8-11,А). Собственно мергель представляет собой полурыхлую смесь глинистого материала и карбоната кальция. Затвердевший материал такого состава является мергельной породой, или марлитом, а точнее — землистым или нечистым известняком, а не сланцем. Мергель определяют как породу, содержащую 35—65% карбоната; остальной объем занимают глины (см. рис. 10-41).

Карбонаты известковых сланцев могут быть представлены мелкозернистым осажденным материалом или маленькими частицами органогенных карбонатов (микроокаменелости в виде раковин, размельченный скелетный материал и т. п.).

Известковые сланцы распространены очень широко и поэтому привлекают меньше внимания, чем более редкие типы. Исключение составляет довольно полное исследование Кэмпбелла и Оливера [24], посвященное девонским сланцам, связанным с рифами Ледюк в провинции Альберта, Канада. Они проследили полный состав от почти чистого известняка до известкового сланца. Фракция глинистых минералов была представлена преимущественно иллитом, составлявшим 13—39% породы. Кварц составил 3—26%. Карбонатная фракция была представлена доломитом и кальцитом; содержание доломита колебалось в пределах от 1 до 36%, а кальцита от 16 до 76%. Предполагалось, что бо́льшая часть компонентов имела обломочный характер, причем привнос карбонатов связан с органическими карбонатными постройками в пределах бассейна осадконакопления, а некарбонатная часть породы обусловлена привносом материала извне.

Таблица 8-11

Химический анализ глинистых сланцев (исключая углистые и кремнистые сланцы)

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	20,05	51,38	49,85	56,73	58,82	58,10
TiO_2	—	1,22	1,45	0,88	0,73	0,65
Al_2O_3	8,28	23,89	13,88	19,27	16,46	15,40
Fe_2O_3	0,27	2,05	3,75	5,57	1,10	4,02
FeO	2,41	5,01	14,10	1,89	7,20	2,45
MnO	4,11	0,02	0,24	—	0,09	—
MgO	2,61	2,71	3,32	1,93	4,92	2,44
CaO	27,87	0,24	0,20	0,01	0,76	3,11
Na_2O	—	0,59	0,10	0,49	4,03	1,30
K_2O	—	7,08	2,74	8,85	1,60	3,24
H_2O+	2,86	4,66	4,90	3,77*	3,73	5,00
H_2O-	1,44	0,21	0,14	0,38	0,11	
P_2O_5	0,03	0,01	0,09	—	0,17	0,17
CO_2	24,20	0,14	4,09	0,00	0,01	2,63
SO_3	—	Нет	—	—	0,02	0,64
S	—	Нет	1,51	—	0,05	—
C	—	0,16	0,69	—	—	0,80
Сумма	99,18	99,52	101,05	99,77	99,87**	99,95

* Потери при прокаливании.

** Включает 0,03 Cl, 0,04 F.

А — меловой сланец, гора Диабло, штат Калифорния, США. Аналитик У. Х. Мелвилл [28]. Сильно известковый глинистый сланец с высоким содержанием MnO.

Б — аспидный сланец из формации Тайлер (докембрий), около 1,5 км к западу от Монреаля, штат Висконсин. Аналитики Р. Нанц и Б. Брунн [115]. Порода с высоким содержанием алюминия, а также калия.

В — аспидный сланец Дан-Крик, рудник Хомер, Айрон-Ривер, штат Мичиган. Аналитик К. Уорно [79]. Аспидный сланец, богатый железом.

Г — среднее шести анализов аспидного сланца Картерсвилл (кембрий), Джорджия [148]. Аспидный сланец с очень высоким содержанием калия.

Д — ленточный аргиллит (гурон), поселок Олив, провинция Онтарио, Канада. Аналитик М. Балаж [121]. Аргиллит, обогащенный натрием.

Е — средний глинистый сланец для сравнения, по Кларку [28].

Гибридные сланцы

Необычные типы глинистых сланцев, описанные выше (красноцветные, черные, кремнистые и известковые), имеют специфические физические свойства, которые дают возможность полевым геологам узнавать их по виду или с помощью простой реакции с кислотой. Однако существуют некоторые глинистые сланцы довольно необычного состава, которые нельзя определить подобным образом и которые требуют для их опознания химических анализов. Эти сланцы богаты алюминием, железом, натрием или калием (см. табл. 8-11).

Глинистые сланцы с большим содержанием алюминия встречаются нечасто. Обычно в них наблюдается 15,4% Al_2O_3 (см. табл. 8-11,Е). В глинистых сланцах с большим содержанием алеврита Al_2O_3 будет меньше, тогда как в сланцах с повышенным содержанием глинистых минералов — больше. В отличие от остаточных глин, некоторые глинистые сланцы или аспидные сланцы редко содержат больше 20% глинозема (рис. 8-11). Более 22% глинозема содержат 5% всех сланцев: С другой стороны, в некоторых остаточных глинах очень много глинозема (см. табл. 8-8). Но поскольку большинство гли-

нистых сланцев представляет собой смесь остаточной глины и алеврита (главным образом кварца), содержание глинозема значительно снижается по сравнению с остаточным осадком. В мелкозернистых фракциях любого сланца остаточного материала и соответственно глинозема больше, чем в сланцах в целом. Каолинитовые глины и, следовательно, каолинитовые сланцы обычно имеют больше глинозема, чем трехэтажные разновидности глинистых минералов. Поэтому глинистые сланцы с высокой концентрацией алюминия или исключительно тонкозернистые, или каолинитовые. Как отмечалось, такие глинистые сланцы редки.

Глинистый сланец в среднем содержит около 6,47% окислов железа (4,02% Fe_2O_3 и 2,45% FeO) (см. табл. 8-7); средний аспидный сланец позднего докембрия — 8,9%; средние палеозойские аспидные сланцы — 5,9% [115]. В аспидных сланцах в отличие от глинистых закисное железо превалирует над окисным. Нормальные пелитовые осадки содержат 6—8% окиси железа. Из рис. 8-11 следует, что содержание окиси железа больше 12% отмечается редко, поэтому если содержание окислов железа превышает 15%, то порода называется железистым, глинистым или аспидным сланцем.



Рис. 8-11. Распределение глинозема и окислов железа в 60 палеозойских и докембрийских аспидных сланцах.

Показано среднее содержание окислов; в скобках приведено содержание этих окислов в среднем глинистом сланце по Кларку: *а* — содержание Al_2O_3, %; *б* — содержание FeO+ $+Fe_2O_3$, %

Подобные породы переходят в настоящие железняки—породы, содержащие около 15% железа (около 20% окислов железа). Высокое содержание железа в глинистых сланцах или аргиллитах указывает на присутствие в породе сернистого железа, карбоната железа, железистого силиката или окиси железа. Изучение данных анализов может раскрыть природу железосодержащих минералов (см. табл. 8-11,В). Эти глинистые сланцы очевидно представляют собой смешанные осадки, которые возникают в результате совместного накопления тонкого глинистого осадка и железосодержащих минералов. Петрология самих железняков освещается далее (см. с. 510).

Глинистый железняк — старый термин для обозначения плотных глинистых пород, богатых сидеритом (обычно сидерита больше, чем глинистого вещества). Он встречается в виде тонких пластов и желваков в угленосных отложениях США и Великобритании. Шамозитовые или хлоритовые аргиллиты — смеси шамозита и хлорита и глины — довольно редкие породы; они обычно связаны с сидеритовыми аргиллитами и пластовыми сидеритами некоторых железорудных районов, таких как Кливленд в Великобритании [162] и район округа Айрон в штате Мичиган в США [78].

Содержание калия в среднем глинистом сланце почти такое же, как и в средней изверженной породе. Однако из-за выветривания последних образуются обедненные калием остаточные глины. Очевидно калий, удаленный выветриванием, каким-то образом восстанавливается. Средняя глинистая порода, по Кларку [28], содержит 3,24% K_2O. Средние аспидные сланцы позднего докембрия или палеозоя—около 3,6% K_2O. Как видно из рис. 8-12, содержание K_2O от 2 до 5% является нормальным для большинства сланцев. Только один из 20 образцов сланца

превышает эту норму. Такие сланцы называются калиевыми (см. табл. 8-11,В и Г).

Примером такого сланца является сланец Декора (ордовик) из Миннесоты [140], который некогда рассматривался как возможный источник получения калия. Этот сланец содержит почти 6% K_2O, а без учета карбонатов около 8% K_2O. Содержание калия в тонкозернистой фракции (менее 1/32 мм) в сланцах Гленвуд того же возраста составляет почти 11%. Калиевые сланцы известны также в Джорджии [148]. Сланцы Картерсвилл (кембрий) содержат более 8% K_2O (см. табл. 8-11,Г). В прошлом их рассматривали как сырье для получения калия.

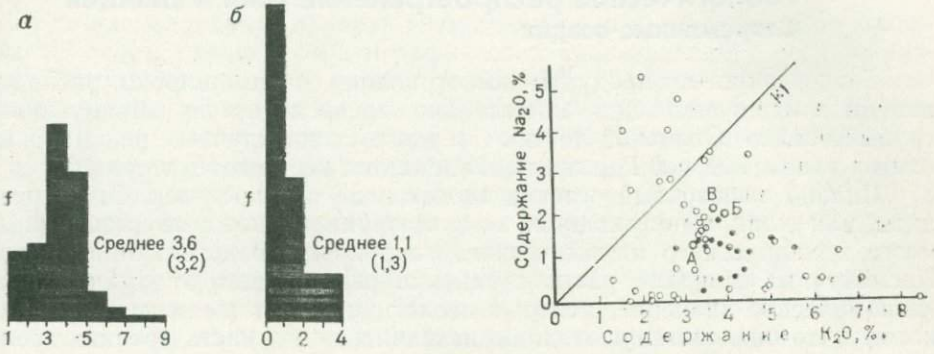


Рис. 8-12. Распределение окислов калия и натрия в 66 палеозойских и докембрийских аспидных сланцах.

Показано среднее содержание окислов, в скобках приведено содержание этих окислов в среднем глинистом сланце по Кларку: *а* — содержание K_2O%; *б* — содержание Na_2O, %.

Рис. 8-13. Содержание и соотношение Na_2O/K_2O в аргиллитах и сланцах. По [121].

Черные кружки — аспидные сланцы [115]; пустые кружки — докембрийские аспидные сланцы и аргиллиты [115]; А — средний сланец по Кларку [28]; Б — средняя норвежская ледниковая глина [Goldschmidt, 1954]; В — составной аспидный сланец или аргиллит Новой Зеландии [Reed, 1957]

По Грунеру и Тилю [66], калий в глинистых сланцах Миннесоты присутствует в виде ортоклаза, имеющего, согласно предположениям, аутигенное происхождение. Этими выводами не объясняется высокое процентное содержание калия. Возможно, это связано с проблемой фельдшпатизации кембрийских песчаников, рассмотренной Бергом, который объяснял наличие полевого шпата в этих породах реакцией между глинистыми минералами и морской водой. Вайс [179] объяснял высокое процентное содержание калия в нескольких сланцевых прослойках за счет «фельдшпатизации калиевого бентонита».

Натровыми сланцами называются такие сланцы, в которых содержание Na_2O не только превышает 1,3%, (среднее для глинистого сланца), но также значительно превышает содержание K_2O. Было давно замечено, что глинистые сланцы, аргиллиты и родственные породы обычно содержат малый процент Na_2O и большой процент K_2O [9]. Эти соотношения хорошо прослеживаются на рис. 8-13.

На этом рисунке показаны несколько примеров натровых аргиллитов и аспидных сланцев с необычно высоким содержанием Na_2O (см. табл. 8-11,Д). Натрий в гуронских аргиллитах, по всей вероятности, присутствует в виде альбитового полевого шпата. Для истолкования аномально высокого содержания натрия в породах были предложены различные объяснения. Если аргиллиты имеют ледниковое происхождение, как например гуронский, то ледниковый алеврит может быть

натровым, если область питания изобилует натровыми породами. Это вроде бы похоже на рассматриваемый случай [121], но малое содержание извести в осадках противоречит данной гипотезе, потому что предполагаемая область питания сложена известняками. Поэтому возможно, что натрий привнесен в процессе альбитизации. Возможно также, что обогащенные натрием сланцы образовались в натриевых озерах. Несколько выше среднего содержание Na_2O в пелитовых породах каролинского пояса аспидных сланцев объясняли включением значительного количества невыветрелого риолитово-дацитового пепла [159].

Геологическое распространение глин и сланцев

Современные осадки

Тонкозернистые продукты выветривания очень широко распространены в наши дни. Они значительно превосходят по объему более грубые осадки. Основной частью твердого стока крупных рек мира является глинистый ил. Где же накапливается весь этот материал?

Сильно выветрелый остаток может и не переноситься. Это — реголиты или кора выветривания, т. е. материалы, которые возникли на месте механического и химического разрушения подстилающих пород. Несмотря на широкое распространение реголитовых отложений и их экономическое значение, полевые геологи уделяют им мало внимания, потому что они составляют лишь незначительную часть древних геологических разрезов. «Ископаемые почвы», хотя они и встречаются редко и в небольших количествах, могут представлять большой интерес для геологов, являясь показателями несогласий и, возможно, ключом к познанию палеоклимата или даже к изучению состава атмосферы.

Поэтому мы рассматриваем переотложенные илы и осадки, которые они образуют. Вообще илы имеют тенденцию отлагаться в сравнительно спокойных водах — водах, вне пределов досягаемости волн и подверженных лишь самым слабым течением. Наиболее обширные отложения встречаются в океанах, в особенности в районах, прилегающих к континентам, — на континентальном подножии. Эти илы залегают на большой глубине, возможно свыше 1000 м или более, и покрывают абиссальные равнины. Они явно терригенные. Так их определили Мюррей и Ренард из экспедиции «Челленджер» [114], которые подразделили их на красноцветные илы (100 000 квадратных миль), голубые и серые илы (14 500 000 квадратных миль) и зеленые илы (1 000 000 квадратных миль). Установлено, что красные илы приурочены к устьям крупных тропических рек, таких как Амазонка; голубые и серые илы, занимающие наиболее обширные площади, представляют собой самые типичные терригенные илы; зеленые илы являются глауконитовыми. Как показали Гриффин [53] и Биской [12], характер глинистых минералов этих отложений отражает особенности глин, переносимых потоками на прилегающих участках суши. Полагают, что эти терригенные осадки переносились в глубокие части моря мутьевыми потоками. Геофизические исследования показали, что объем осадков, представленных главным образом глинистыми илами у восточного побережья Северной Америки, можно сравнить по мощности и распространенности с количеством осадков, заполнявших Аппалачскую палезойскую геосинклиналь [37].

Илы накапливаются также в мелководных морских водах, эстуариях, лагунах и приливно-отливных равнинах — всюду, где турбулентность минимальна. Они слагают значительную часть крупных дельт, таких как дельта реки Миссисипи.

Илы отлагаются в различных континентальных условиях, наиболее часто в поймах крупных рек и, в меньшей степени, в пресных и соленых озерах. Вероятно особый интерес представляют ленточные глины плейстоценовых прогляциональных озер.

Другие континентальные отложения включают глинистые тилли или валунные глины поздней ледниковой эпохи, провеянный алеврит и лёсс, который возник в поймах рек. Лёссы образуют нанос различной мощности, покрывающий элементы рельефа подветренной стороны больших речных долин, особенно в центре западной части США.

Древние отложения

Где располагались крупные скопления глин в геологическом прошлом? В целом глины в стратиграфических разрезах ведут себя по-разному. Например, они составляют только 5% 821-метровой толщи кемброордовикского разреза на северо-востоке штата Миссури, но 17% разреза (790 м) палеозойских пород в горах Биг-Хорн, штат Вайоминг. С другой стороны, они составляют 61% гораздо более мощных разрезов (2736 м) карбона в бассейне Анадарко в Оклахоме [15]. Шваб [143] сообщает о том, что 43% разреза мощностью 10 330 м в Джексоне, Вайоминг, приходится на глинистые сланцы. Кюнен [95] подсчитал, что 56% третичного разреза мощностью 7000 м в голландской Ост-Индии составляют глины. Из этих примеров видно, что глинистые сланцы играли важную роль в мощных геосинклинальных толщах, а не в маломощных отложениях стабильных кратонов. В геосинклиналях выше не только процентное содержание глин, но и фактическая мощность формации глинистых сланцев. Например, мощность глинистых сланцев Стэнли (карбон) в Арканзасе превышает 1824 м; мощность сланцев Мартинсберг (ордовик) центральных Аппалачей возможно, превышает 2736 м [36]. Аспидные сланцы Мичигамм (докембрий) в округе Айрон, штат Мичиган [79], имеют мощность порядка 1824 м. Все эти формации представлены флишевыми фациями, правильно охарактеризованными Джонсом [80] как «глинистые фации».

Глинистые сланцы также типичны для большинства молассовых фаций, хотя эти фации характеризуются наличием крупнозернистого песчаного и конгломератового материала. Сланцы Мок-Чанк (миссисипий) в Пенсильвании, например, имеют мощность более 912 м.

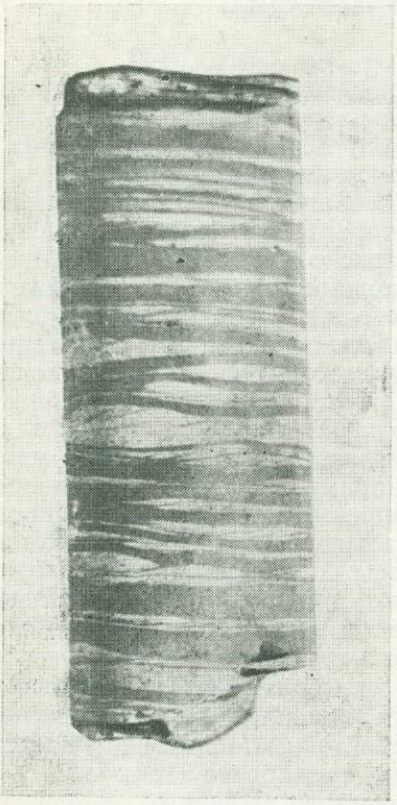
Крупные отложения сланцев геологического прошлого, по всей вероятности, накапливались в геосинклинальных поясах, во время накопления флиша и моласс. Большей частью это обычные сланцы с различной примесью алевритового материала, а в молассовых фациях — красноцветные сланцы.

Глинистые сланцы образовывались и в других обстановках. Черные сланцы отлагались в «угнетенных» бассейнах с застойным режимом; в некоторых случаях в самих геосинклиналях до начала отложения флиша. Глинистые сланцы являются важной составной частью осадков внутренних бассейнов (озерных или аллювиальных), например, в бассейнах типа Ньюаркского на востоке США. Тем не менее бесспорен тот факт, что самые крупные скопления глинистых илов были связаны с геосинклиналями.

Алевролиты и лёссы

Несмотря на то что алеврит очень распространен в природе, составляя, например, 60% материала, отложенного в дельте Миссисипи (см. табл. 8-1), оказывается, что алевролит менее распространенная по-

рода, чем песчаник или глина. Это объясняется тем, что большая часть алеврита входит в состав глинистых сланцев. Обычно сланцы содержат от $^1/_3$ до $^1/_2$ алеврита, а иногда даже больше. Однако в некоторых геологических разрезах алевролиты встречаются достаточно широко в виде тонких пропластков, перемежающихся с более распространенными глинистыми или аспидными сланцами (рис. 8-14). Алевролиты редко образуют пласты значительной мощности и почти никогда не образу-



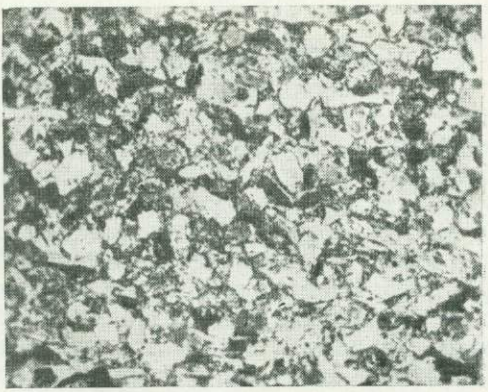


Рис. 8-15. Девонский алевролит, штат Пенсильвания, США. Николи скрещены, ×33.

Преимущественно угловатый кварц и немного обломочной слюды в хлоритово-серицитовом матриксе. Типичный камень — плитняк

Рис. 8-14. Глинистый сланец и алевролит (верхний пенсильваний), округ Камберленд, штат Кентукки, США.

Диаметр керна 5 см. Обратите внимание на слоистость, характерную для зон перемежающейся турбулентности. Прослои алеврита (светлые) образуют плоско-выпуклые линзы («истощенную» рябь), глинистые прослои (темные) более выдержанные. Обратите внимание на мелкую косую слоистость в алеврите

ют «формацию». Алеврит определяют как материал диаметром от 1/16 до 1/256 мм (также 0,05—0,005 мм и 0,1—0,01 мм). Алевролит представляет собой затвердевший алеврит. Породы, которые полевые геологи называют *алевролитами*, состоят на $^2/_3$ или более из частиц алевритовой размерности, обычно диаметром более 0,01 мм. Эти породы раскалываются на пластины, т. е. они образуют твердые, прочные слои (обычно тонкие), которые при выветривании в обнажениях образуют выступающие элементы. Они могут иметь мелкую косую слоистость, различные первичные текстуры течения, главным образом отпечатки желобков и штриховки, ребристо-бороздчатые текстуры и первичные

знаки линейности течения. Будучи водонасыщенными, алевриты становятся «текучими», поэтому алевролиты могут проявлять признаки внутрислоевой текучести, например конволютная слоистость. С другой стороны, ассоциирующие глины являются вязкими и не текут. Частицы алевролита, как и зерна песка, чаще угловатые, чем окатанные. Алевролиты сцементированы минеральным цементом, а иногда просто соединены в процессе перекристаллизации глинистыми компонентами осадка.

По составу алевриты и алевролиты занимают промежуточное положение между песчаниками и глинами. Они содержат больше кремнезема, но меньше окиси алюминия, калия и воды по сравнению с глиной, но не настолько богаты кремнеземом, как более зрелые пески (см. табл. 8-4 и 8-12). Алевролиты очень редко (если вообще это возможно) состоят из чистого кварцевого алеврита (по-видимому, ганистер является такой породой). Большинство алевролитов содержат в большом количестве слюду или слюдистые глинистые минералы и хлорит. Могут присутствовать полевые шпаты, но обломки пород практически отсутствуют.

Алевролитовые плитчатые слои девона (особенно так называемая серия Портидж) в штате Нью-Йорк принадлежат к числу наиболее известных примеров таких пород (рис. 8-15).

Лёссы

Особый тип алевритов составляют лёссы. Лёсс представляет собой неуплотненный пористый алеврит обычно темно-желтого цвета (местами серый, желтый, коричневый или красный), характеризуется отсутствием слоистости и замечательной способностью образовывать обрывы. В нем обычно проявляется крупная столбчатая текстура. Лёссы, как правило, богаты известью и вскипают в слабой кислоте.

Лёсс фактически является алевритом. Анализы лёссов из долины верхнего течения реки Миссисипи, проделанные Адденом, показали, что модальный класс составляют частицы диаметром 1/16—1/32 мм (0,06—0,03 мм); на него приходится 60% частиц всех размеров [170, 171]. Материал хорошо отсортирован, песка и глины очень мало. Сообщают, что китайский лёсс имеет средний размер зерна около 0,01 мм [8], голландский лёсс состоит главным образом из материала размером 0,01—0,05 мм [34], западноевропейский и канзасский лёсс характеризуется преимущественно размерами 1/16—1/32 мм [162].

У лёссов Маскатин, в Айове, главным компонентом служит кварц [3]. Другими компонентами являются ортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, иногда биотит и небольшая примесь карбоната и глины, окрашенных окисью железа. Лёссы из Сент-Чарльз, штат Миссури, содержат кварц и полевые шпаты (содержание кварца и полевых шпатов 72:28 или 57:43), а также глинистый минерал (бейделлит). Тяжелые минералы составляют 0,05—0,20% породы и представлены главным образом зелеными и коричневыми роговыми обманками, гранатами, турмалином, цирконом и эпидотом. Лёссы нижнего течения р. Миссисипи имеют аналогичный состав, тяжелые минералы включают амфибол, циркон, гранат, эпидот и непрозрачные компоненты [34]. Существенное сходство тяжелых минералов, содержащихся в лёссах долины Миссисипи и в голландских лёссах с набором тяжелых минералов ледниковых отложений, было отмечено Дугласом [34, 35]. Однако Свинефорд и Фрей [160] показали, что несмотря на большое сходство лёссы из раз-

личных мест сильно отличаются по минеральному составу. Они объясняют эти различия разным составом исходных пород.

В табл. 8-12 представлен химический состав нескольких лёссов. Как свидетельствуют данные, лёсс представляет собой окисленный, незрелый алеврит. Большинство лёссов богаты известью, хотя и существуют исключения. Подсчитанное содержание карбоната кальция в 17 образцах лёссов из Западной Европы и Канзаса колебалось от 0,77 до 40,69% [160].

Таблица 8-12

Химический состав алеврита, алевролита и лёсса

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	64,61	60,69	74,46	59,30	59,20	59,19
TiO_2	0,40	0,52	0,14	0,60	1,20	1,45
Al_2O_3	10,64	7,95	12,26	11,45	16,14	14,61
Fe_2O_3	2,61	2,61	3,25	2,32	4,36	1,51
FeO	0,51	0,67	0,12	1,55	3,24	11,28
MnO	0,05	0,12	0,02	—	0,09	0,10
MgO	3,69	4,56	1,12	2,29	3,14	2,94
CaO	5,41	8,96	1,69	9,78	2,52	0,09
Na_2O	1,35	1,17	1,43	1,80	3,82	0,12
K_2O	2,06	1,08	1,83	2,17	1,97	2,38
H_2O^+ }	2,05	1,14	2,70	0,96	1,16	4,69
H_2O^- }					1,15	0,07
P_2O_5	0,06	0,13	0,09	0,20	0,17	0,01
CO_2	6,31	9,63	0,49	7,41	—	1,25
SO_3	0,11	0,12	0,06	—	—	0,08
$C_{орг}$	0,13	0,19	0,12	—	1,94	0,25
Cl	0,07	0,08	0,05	—	—	—
Сумма	100,06	99,62	99,83	99,83	100,10	100,02

* Сульфидная сера.

А — лёссы, вблизи Галена, штат Иллинойс. США. Аналитик Р. Б. Ригз [28].

Б — лёсс, Виксберг, штат Миссисипи. Аналитик Р. Б. Ригз [28].

В — лёсс, Канзас-Сити, штат Миссури. Аналитик Р. Б. Ригз [28].

Г — лёсс, Канцу, Китай [8].

Д — летний алеврит, ленточные отложения позднеледниковой эпохи, Леппакози, Финляндия. Аналитик Л. Локка [40].

Е — алевролит, аспидные сланцы Дан-Крик (докембрий), керн из буровой скважины, рудник Хомер, Айрон-Ривер, штат Мичиган. Аналитик К. Уоршо [79].

Лёссы встречаются преимущественно в виде тонких покровных отложений (обычно до 30 м мощностью плейстоценового возраста в центральной Европе (особенно в Нидерландах, ФРГ и ГДР), в долине Миссисипи, на северо-западе Тихоокеанского побережья США, в некоторых районах Китая, в Аргентине и Новой Зеландии. В долине верхнего течения р. Миссисипи некоторые лёссовые отложения залегают вместе с плейстоценовыми ледниковыми слоями. Самые молодые тесно связаны по положению и мощности с крупными водными потоками. Лёсс постепенно и равномерно уменьшается в мощности в восточном направлении от этих потоков [39, 157, 152]. В геологических доплейстоценовых разрезах литифицированные лёссы достоверно не установлены.

Происхождение лёссов обсуждается на протяжении уже 50 лет. Преобладает мнение, что лёсс представляет собой эоловый алеврит, который связан происхождением главным образом с поймами рек.

Однако значительная часть мировых лёссов, по-видимому, связана с плейстоценовыми ледниками. Некоторые авторы объясняли происхождение лёссов процессами почвообразования и удалением глинистого материала из почвы [137]. Рекомендуем ознакомиться с трудами по «проблемам лёсса [163, 34, 35] и, в частности, с обзором дискуссий, сделанным Смолли [155].

Происхождение алеврита

Каково же происхождение кварца, имеющего размеры алеврита, который составляет основную часть современной пыли [99] и алевролитов и является существенной фракцией обычных глинистых сланцев? Этот вопрос кратко рассматривался в гл. 3. Роджерс Крюгер и Крог [132] предполагали, что алеврит произошел путем откалывания частиц от более крупных зерен кварца. Эту точку зрения поддерживали когда-то Смолли и Вита-Финци [156], по мнению которых процесс протекал наиболее эффективно в результате ветровой деятельности в пустыне. Однако эксперименты Кюнена по воссозданию эолового процесса не дают оснований поддерживать эту гипотезу. Вита-Финци [174] и Смолли [155] позже пришли к выводу о том, что большинство алевритов в древних геологических разрезах образовались благодаря ледниковой абразии. Ввиду того что дельты крупных рек сложены главным образом алевритами, очевидно, что ни ветер, ни действие ледников не являются необходимым условием для образования ила. Хотя некоторые алевриты речного происхождения вероятно переотложенные, большинство их возникло в процессе почвообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen, V. T.*, 1929, The Ione formation of California: Univ. Calif. Publ., Dept. Geol. Sci., v. 18, pp. 347—448.
2. *Allen, V. T.*, 1935, Mineral composition and origin of Missouri flint and diaspore clays: Missouri Geol. Surv. and Water Resources, 58th Biennial Rept., Appendix IV, 24 pp.
3. *Allen, V. T., and Nichols, R. L.*, 1943, Clay-pellet conglomerates of Hobard Butte, Lane County, Oregon: Jour. Sed. Petrology, v. 15, pp. 25—33.
4. *Alling, H. L.*, 1945, Use of microlithologies as illustrated by some New York sedimentary rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 56, pp. 737—756.
5. *van Andel, Tj., and Postma, H.*, 1954, Recent sediments of the Gulf of Paria: Verhandl. Konink. Neder. Akad. von Wetensch., Afd. Natuurkunde, E. R., v. 20, no. 5, 245 pp.
6. *Androussow, N.*, 1897, La Mer noire: 7th Int. Geol. Congr., Guide des Excursions, v. 29.
7. *Athy, L. F.*, 1930, Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 14, pp. 1—35.
8. *Barbour, G. B.*, 1927, The loess of China: Smithsonian Inst. Ann. Rept. 1926, pp. 279—296.
9. *Bastin, E. S.*, 1909, Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments: Jour. Geol., v. 17, pp. 445—472.
10. *Bates, F. T., and Strahl, E. O.*, 1957, Mineralogy, petrography and radioactivity of representative samples of Chattanoga Shale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1305—1314.
11. *Berg, R. R.*, 1952, Feldspathized sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 221—223.
12. *Biscaye, P.*, 1965, Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 76, pp. 803—832.
13. *Blatt, H.*, 1970, Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic method: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 255—262.
14. *Blatt, H., and Sutherland, B.*, 1969, Intrastratal solution and non-opaque heavy minerals in shales: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 591—600.

15. *Bokman, J.*, 1954, Relative abundance of common sediments in Anadarko Basin, Oklahoma: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 648—654.

16. *Boswell, P. G. H.*, 1961, Muddy sediments: Cambridge, Heffer, 140 pp.

17. *Bradley, W. H.*, 1929, The varves and climate of the Green River epoch: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 158-E, pp. 87—110.

18. *Bradley, W. H.*, 1931, Non-glacial marine varves: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 22, pp. 318—330.

19. *Bramlette, M. N.*, 1946, The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 212, 57 pp.

20. *Brock, R. W.*, 1943, Weathering of igneous rocks near Hong Kong: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 717—738.

21. *Burst, J. F.*, 1956, «Glauconite» pellets: their mineral nature and applications to stratigraphis interpretations: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 310—327.

22. *Burst, J. F.*, 1969, Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 73—93.

23. *Byers, H. G., Kellogg, C. E., Anderson, M. S., and Thorp, James*, 1938, Formation of soil, in Soils and men, U. S. Dept. Agric. Yearbook, pp. 948—978.

24. *Campbell, F. A., and Oliver, T. A.*, 1968, Mineralogic and chemical composition of Ireton and Duvernay formations, central Alberta: Bull. Canadian Petrol. Geol., v. 16, pp. 40—63.

25. *Carozzi, A. V.*, 1960, Microsocpic sedimentary petrography: New York, Wiley, 485 pp.

26. *Carroll, D.*, 1970, Clay minerals: a guide to their x-ray identification: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 126, 80 pp.

27. *Clark, T. H.*, 1954, Shale: a study in nomenclature: Trans. Roy. Soc. Canada, v. 48, ser. 3, sec. 4, pp. 1—7.

28. *Clarke, F. W.*, 1924, Data of geochemistry: Bull. U. S. Geol. Surv., no. 770, 841 pp.

29. *Cody, R. D.*, 1971, Adsorption and the reliability of trace elements as environment indicators of shales: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 461—471.

30. *Conybeare, C. E. B.*, 1967, Influence of compaction on stratigraphic analysis: Bull. Canad. Petrol. Geol., v. 15, pp. 331—345.

31. *Couch, E. L.*, 1971, Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 55, pp. 1829—1837.

32. *Dapples, E. C.*, 1942, The effect of macro-organisms upon near-shore marine sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 118—126.

33. *Diller, J. S.*, 1898, The educational series of rock specimens: Bull. U. S. Geol. Surv., no. 150, 400 pp.

34. *Doeglas, D. J.*, 1949, Loess, an eolian product: Jour. Sed. Petrology, v. 19, pp. 112—117.

35. *Doeglas, D. J.*, 1952, Loess, an eolian product: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 50—52.

36. *Drake, A. A., Jr., and Esptein, J. B.*, 1967, The Martinsburg Formation (Middle and Upper Ordovician) in the Delaware Valley, Pennsylvania-New Jersey: Bull. U. S. Geol. Surv., no. 1244-H, pp, H1—H16.

37. *Drake, C. L., Ewing, M., and Sutton, G. H.*, 1960, Continental margins and geosynclines: the east coast of North America north of Cape Hatteras, in Physics and chemistry of the earth, v. 3: New York, Pergamon, pp. 110—198.

38. *Dzulynski, S., and Radomski, A.*, 1957, Clastic dikes in Carpathian Flysch: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 26, pp. 225—264.

39. *Eckel, E. C.*, 1904, On the chemical composition of American shales and roofing slates: Jour. Geol., v. 12, pp. 25—29.

40. *Eskola, Pentti*, 1932, Conditions during the earliest geologic times: Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A., v. 36, pp. 5—74.

41. *Ferguson, L.*, 1963, Estimation of the compaction factor of a shale from distorted brachiopod shells: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 796—798.

42. *Ferguson, L.*, 1964, A comparison of two techniques for measuring shale compaction: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 694—695.

43. *Flawn, P. T.*, 1953, Petrographic classification of argillaceous sedimentary and low-grade metamorphic rocks in subsurface: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 560—565.

44. *Frarey, M. J., and Roscoe, S. M.*, 1970, The Huronian Supergroup north of Lake Huron, in Basins and geosynclines of the Canadian Shield: Geol. Surv. Canada Paper 70—40, pp. 143—158.

45. *von Gaertner, H. R.*, 1955, Petrographische Untersuchungen am nordwestdeutschen Posidonienschiefer: Geol. Rundschau, v. 43, pp. 447—463.

46. *Glinka, K. D.*, 1927, The great soil groups of the world, and their development (Marbut, C. F., trans.): Ann Arbor, Mich., Edwards, 235 pp.

47. *Goldich, S. S.*, 1938, A study in rock-weathering: Jour. Geol., v. 50, pp. 225—275.

48. *Goldstein, A., Jr., and Hendricks, T. A.*, 1953, Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 421—442.

49. *Gordon, M., and Tracey, J. I.*, 1952, Origin of the Arkansas bauxite deposits, in Problems of clay and laterite genesis: Amer. Inst. Min. Eng., pp. 12—34.

50. *Grabau, A. W., and O'Connell, M.*, 1917, Were the graptolitic shales as a rule, deep- or shallow-water deposits? Bull. Geol. Soc. Amer., v. 28, pp. 2—5, 959.

51. *Greensmith, J. T.*, 1958, Preliminary observations on chemical data from some British Upper Carboniferous shales: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 209—210.

52. *Gregory, J. W.*, 1930, The copper-shale (Kupferschiefer) of Mansfeld: Trans. Inst. Min. Metall., v. 40, pp. 1—55.

53. *Griffin, G. M.*, 1962, Regional clay-mineral facies — products of weathering intensity and current distribution in the northeastern Gulf of Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 737—768.

54. *Grim, R. E.*, 1942, Modern concepts of clay materials: Jour. Geol., v. 50, pp. 225—275.

55. *Grim, R. E.*, 1951, The depositional environment of red and green shales: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 226—232.

56. *Grim, R. E.*, 1953, Clay mineralogy, 1st ed.: New York, McGraw-Hill, 384 pp.

57. *Grim, R. E.*, 1962, Applied clay mineralogy: New York, McGraw-Hill, 422 pp.

58. *Grim, R. E.*, 1968, Clay mineralogy, 2nd ed., New York: McGraw-Hill, 596 pp.

59. *Grim, R. E., and Allen, V. T.*, 1938, Petrology of the Pennsylvanian underclays of Illinois: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 1485—1513.

60. *Grim, R. E., Bradley, W. F., and White, W. A.*, 1957, Petrology of the Paleozoic shales of Illinois: Illinois Geol. Surv. Rept. Inv. 203, 35 pp.

61. *Grim, R. E., Dietz, R. S., and Bradley, W. F.*, 1949. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean off the California coast and the Gulf of California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, pp. 1785—1808.

62. *Grim, R. E., and Johns, W. D.*, 1954, Claymineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico: Proc. 2nd Nat. Conf. Clay and Clay Minerals, Nat. Acad. Sci. — Nat. Res. Council Pub. no. 327, pp. 81—103.

63. *Grout, F. F.*, 1919, Clays and shales of Minnesota: Bull. U. S. Geol. Surv. 678, 259 pp.

64. *Grout, F. F.*, 1925, Relation of texture and composition of clays: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 36, pp. 393—416.

65. *Grout, F. F.*, 1932, Petrography and petrology: New York, McGraw-Hill, 522 pp.

66. *Gruner, J. W., and Thiel, G. A.*, 1937. The occurrence of fine grained authigenic feldspar in shales and silts: Amer. Mineral., v. 22, pp. 842—846.

67. *Harrison, J. B.*, 1934, The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions: Harpenden, Eng., Imperial Bur. Soil. Sci., 79, pp.

68. *Harrison, S. C.*, 1971, The sediments and sedimentary processes of the Holocene tidal flat complex, Delmarva Peninsula, Virginia: Ph. D. dissertation, The Johns Hopkins Univ., 202 pp.

69. *Hedberg, H. D.*, 1926, The effect of gravitational compaction in the structure of sedimentary rock: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 10, pp. 1035—1072.

70. *Hedberg H. D.*, 1936, Gravitational compaction of clays and shales: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 31, pp. 241—281.

71. *Holmes, A.*, 1937, The age of the earth: London, Nelson, 196 pp.

72. *Hoofs, H. W.*, 1931, Geology of the eastern part of the Santa Monica Mountains, Los Angeles County, Calif.: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 165, pp. 83—134.

73. *Hough, J. L.*, 1934, Redeposition of microscopic Devonian plant fossils: Jour. Geol., v. 42, pp. 646—648.

74. *Hunt, C. B.*, 1972, Geology of soils: their evolution classification, and uses: San Francisco, Freeman, 344 pp.

75. *Imbrie, J., and Poldervaart, A.*, 1959, Mineral compositions calculated from chemical analyses of sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 588—595.

76. *Ingram, R. L.*, 1953, Fissility of mudrocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 869—878.

77. *James, H. L.*, 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River District, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 251—266.

78. *James, H. L.*, 1954, Sedimentary facies of iron-formation: Econ. Geol., v. 49, pp. 236—293.

79. *James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier, K. L.*, 1968, Geology and ore deposits of the Iron River — Crystal Falls District, Iron County, Michigan: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 570, 184 pp.

80. *Jones, O. T.*, 1938, On the evolution of a geosyncline: Proc. Geol. Soc. London, v. 94, pp. lx—cx.

81. *Jones, O. T.*, 1944, The compaction of muddy sediments: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 100, pp. 137—160.

82. *Kay, G. F., and Pearce, J. N.*, 1920, The origin of gumbotil: Jour. Geol., v. 28, pp. 89—125.

83. *Keller, W. D.*, 1946, Evidence of texture on the origin of the Cheltenham fire clay of Missouri and associated shales: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 63—91.

84. *Keller, W. D.*, 1970, Environmental aspects of clay minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 788—813.

85. *Keller, W. D., and Ting, C. P.*, 1950, The petrology of a specimen of the Perry Farm Shale: Jour. Sed. Petrology, v. 20, pp. 123—132.

86. *Kelley, W. P.*, 1939, Base exchange in relation to sediments, in Recent marine sediments (Transk, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol. pp. 454—465.

87. *Kelley, W. P.*, 1942, Modern clay researches in relation to agriculture: Jour. Geol., v. 50, pp. 307—315.

88. *Kennedy, W. Q.*, 1951, Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation: Geol. Mag., v. 88, pp. 257—266.

89. *Krumbein, W. C.*, 1937, Sediments and exponential curves: Jour. Geol., v. 45, pp. 577—601.

90. *Krumbein, W. C.*, 1938, Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 84—90.

91. *Krumbein, W. C., and Garrels, R. M.*, 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 60, pp. 1—33.

92. *Krumbein, W. C., and Pettijohn, F. J.*, 1938, Manual of sedimentary petrography: New York, Plenum, 549 pp.

93. *Krumbein, W. C., and Sloss, L. L.*, 1951, Stratigraphy and sedimentation, 1st ed.: San Francisco, Freeman, 497 pp.

94. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., c. 56, pp. 130—165.

95. *Kuenen, Ph. H.*, 1941, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth: Amer. Jour. Sci., v. 239, pp. 161—190.

96. *Kuenen, Ph. H.*, 1969, Origin of quartz silt: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1631—1633.

97. *Lamborn, R. E., Austin, C. R., and Shaaf, D.*, 1938, Shales and surface clays of Ohio: Ohio Geol. Survey, ser. 4, Bull. 39, 281 pp.

98. *Lane, A. C.*, 1911, The Keweenaw series of Michigan: Michigan Geol. Surv., Publ. 6 (g. s. 4), 2, vols., 983 pp.

99. *Laprade, K. E.*, 1957, Dust storm sediments of Lubbock area, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 709—726.

100. *Leighton, M. M.*, 1930, Weathered zones of the drift-sheets of Illinois: Jour. Geol., v. 38, pp. 28—53.

101. *Leith, C. K., and Mead, W. J.*, 1975, Metamorphic geology: New York, Holl. Rinehart and Winston, 337, pp.

102. *Lemcke, K., von Engelhardt, W., and Füchtbauer, H.*, 1953, Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalten Molasse des suddeutschen Alpenvorlandes: Beitr. Geol. Jahrb., v. 11, 108, pp.

103. *MacCarthy, G. R.*, 1926, Colors produced by iron in minerals and the sediments: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 12, pp. 17—36.

104. *McKee, E. D., and Weir, G. W.*, 1953, Terminology of stratification and cross-stratification: Bull. Geol. Soc. America, v. 64, pp. 381—390.

105. *McNamara, M. J.*, 1966, The paragenesis of Swedish glacial clays: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 87, pp. 441—454.

106. *Miesch, A. T.*, 1962, Computing mineral composition of sedimentary rocks from chemical analyses: Jour. Soc. Petrology, v. 32, pp. 217—225.

107. *Miller, W. G.*, 1905, The cobalt-nickel arsenides and silver deposits of Temiskaming: Ontario Bur. Mines Ann. Rept., v. 14, pt. 2, 66 pp.

108. *Millot, G.*, 1949, Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses: Géol. Appliq. Prosp. Min., v. 2, pp. 1—352.

109. *Millot, G.*, 1964, Géologie de argiles: Paris, Masson, 499 pp.

110. *Millot, G.*, 1970, Geology of clays (trans.): New York, Springer, 429 pp.

111. *Milne, I. H., and Earley, J. W.*, 1958, Effect of source and environment on clay minerals: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 326—338.

112. *Moore, D. G.*, 1939, Faecal pellets in relation to marine deposits, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 516—524.

113. *Moore, D. G., and Scruton, P. C.*, 1957, Minor internal structures of some Recent unconsolidated sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 2723—2751.

114. *Murray, J., and Renard, A. F.*, 1891, Report on deep — sea deposits based on the speciments collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872 to 1876: Challenger Repts., pp. 378—391.

115. *Nanz, R. H.*, 1953, Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites: Jour. Geol., v. 61, pp. 51—64.

116. *Nicholls, G. D.*, 1962, A scheme for re-calculating the chemical analyses of argillaceous rocks for comparative purposes: Amer. Mineral., v. 47, pp. 34—46.

117. *Oefelein, R. T.*, 1934, A mineralogical study of loess near St. Charles, Missouri: Jour. Sed. Petrology, v. 4, pp. 36—44.

118. *Oertal, G., and Curtis, C. D.*, 1972, Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2597—2606.

119. *Payton, C. E., and Thomas, L. A.*, 1959, The petrology of some Pennsylvanian black «shales»: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 172—177.

120. *Peterson, M. N. A.*, 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: Jour. Geol., v. 70, pp. 1—31.

121. *Pettijohn, F. J., and Bastron, H.*, 1959, Chemical composition of argillites of the Cobalt Series (Precambrian) and the problems of soda-rich sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 593—599.

122. *Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, Raymond*, 1965, Geology of sand and sandstone: Bloomington, Ind., Indiana Univ., 205 pp.

123. *Picard, M. D.*, 1953, Marlstone — a misnomer as used in Uinta Basin, Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 1075—1077.

124. *Potter, P. E., and Glass, H. D.*, 1958, Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian sediments in southern Illinois: a vertical profile: Illinois Geol. Surv. Rept. Inv. 204, 60 pp.

125. *Potter, P. E., Shimp, N. F., and Witters, J.*, 1963, Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments; Geochim. Cosmochim. Acta, v. 27, pp. 669—694.

126. *Pryor, W. A., and Glass, H. D.*, 1961, Cretaceous-Tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi Embayment: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 38—51.

127. *Raiswell, R.*, 1971, The growth of Cambrian and Liassic concretions: Sedimentology, v. 17, pp. 147—171.

128. *Reiche, P.*, 1950, A survey of weathering processes and products: Univ. New Mexico Publ. Geol. 3, 95 pp.

129. *Rich, J. L.*, 1951, The probable fondo origin of Marcellus-Ohio-New Albany-Chattanooga bituminous shales: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 35, pp. 2017—2040.

130. *Ries, H.*, 1927, Clays, origin, properties, and uses, 3rd ed.: New York, Wiley, 613 pp.

131. *Robinson, G. W.*, 1951, Soils, their origin, constitution and classification, 3rd ed.: London, Murby, 573 pp.

132. *Rogers, J. J. W., Kreuger, W. C., and Krog. M.*, 1963, Sizes of naturally sbraded materials: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 623—632.

133. *Rubey, W. W.*, 1929, Origin of the siliceous Mowry Shale of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154-D, pp. 153—170.

134. *Rubey, W. W.*, 1931, Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 165-A, 54 pp.

135. *Ruedemann, R.*, 1934, Paleozoic plankton of North America: Geol. Soc. Amer. Mem. 2, 140 pp.

136. *Russell, I. C.*, 1889, Subaerial decay of rocks and origin of the red color of certain formation: U. S. Geol. Surv. Bull. 52, pp. 63.

137. *Russell, R. J.*, 1944, Lower Mississippi Valley loess: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 55, pp. 1—40.

138. *Russell, R. J., and Russell, R. D.*, 1939, Mississippi River delta sedimentation, in Recent marine sediments (Transk, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 153—177.

139. *Scheid, V. E.*, 1945, Preliminary report on Excelsior high-alumina clay deposit, Spokane County, Waschington: Unpublished report, U. S. Geol. Surv., 66 pp.

140. *Schmitt, H. A.*, 1924, Possible potash production from Minnesota shale: Econ. Geol. v. 19, pp. 72—83.

141. *Schuchert, C.*, 1915, The conditions of black shale deposition as illustrated by the Kupferschiefer and Lias of Germany: Trans. Amer. Phil. Soc. v. 54, pp. 259—269.

142. *Schuchert, C.*, 1931, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and line, in The age of the earth: Bull. Nat. Res. Coun. 80, pp. 10—64.

143. *Schwab, F. L.*, 1969, Geosynclines: what contribution to the crust?: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 150—158.

144. *Sederholm, J. J.*, 1931, On the sub-Bothnian unconformity and on Archaean rocks formed by secular weathering: Bull. Comm. Geol. Finlande, No. 95, 81 pp.

145. *Sharp, R. P.*, 1940, Eo-Archean and eo-Algonkian erosion surfaces: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 1235—1270.

146. *Shaw, D. B., and Weaver, C. E.*, 1965, The mineralogical composition of shales: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 213—222.

147. *Shaw, D. M.*, 1956, Geochemistry of pelitic rocks. III: Major elements and general geochemistry: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, pp. 919—934.

148. *Shearer, H. K.*, 1918, The slate deposits of Georgia: Bull. Georgia Geol. Surv., no. 34, 192 pp.

149. *Shelton, J. W.*, 1962, Shale compaction in a section of Cretaceous Dakota Sandstone, northwestern North Dakota: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 873—877.

150. *Shrock, R. E.*, 1948, A classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 118—129.

151. *Shukri, M. N.*, 1942, The use of pH-values in determining the environment of deposition of some Liassic clays and shales: Bull. Fac. Sci. Fouad I Univ., v. 24, pp. 61—65.

152. *Simonson, R. W., and Hutton, C. E.*, 1954, Distribution curves for loess: Amer. Jour. Sci., v. 252, pp. 99—105.

153. *Sloss, L. L.*, 1968, Sedimentary volumes on the North American craton: Geol. Soc. Amer., Program with abstracts, 1968 Ann. Mtg., Mexico City, p. 281.

154. *Smalley, I. J.*, 1966, The properties of glacial loess and the formation of loess deposits: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 669—676.

155. *Smalley, I. J.*, 1971, «In-situ» theories of loess formation and the significance of the calciumcarbonate content of loess: Earth Sci. Rev., v. 7, pp. 67—85.

156. *Smalley, I. J., and Vita-Finzi, C.*, 1968, The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert» loess: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 766—774.

157. *Smith, G. D.*, 1942, Illinois loess-variations in its properties and distribution: Bull. Illinois Agric. Exp. Sta. 490, pp. 139—184.

158. *Ström, K. M.*, 1936, Land-locked waters; hydrography and bottom deposits in badlyventilated Norwegian fjords with remarks upon sedimentation under anaerobic conditions: Skrifte Norske Videnskaps. Akad. Oslo, Mat. Natur. Kl., v. 1, no. 7, pp. 1—85.

159. *Sundelius, H. W.*, 1970, The Carolina Slate Belt, in Studies of Appalachian geology (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley — Interscience, pp. 351—367.

160. *Swineford, A., and Frye, J. C.*, 1955, Petrographic comparison of some loess samples from western Europe with Kansas loess: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 3—23.

161. *Tank, R.*, 1969, Clay mineral composition of the Tipton Shale member of the Green River Formation (Eocene) of Wyoming: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1593—1595.

162. *Taylor, J. H.*, 1949, Petrology of the Northampton sand ironstone formation: Mem. Geol. Surv. Great Britain, 111 pp.

163. *Thwaites, F. T.*, 1944, Review of R. J. Russell's article on loess: Jour. Sed. Petrology, v. 14, pp. 246—248.

164. *Tomadin, L.*, 1964, Orientament attuali sulla sistematica delle rocce argillose: Ann. Mus. Geol. Bologna, ser. 2, v. 32, pp. 531—543.

165. *Tomlinson, C. W.*, 1916, The origin of red beds: Jour. Geol., v. 24, pp. 153—179.

166. *Trask, P. D.*, 1931, Compaction of sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 15, pp. 271—276.

167. *Trask, P. D.*, 1937, Studies of source beds in Oklahoma and Kansas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 21, pp. 1377—1402.

168. *Twenhofel, W. H.*, 1937, Terminology of the fine-grained mechanical sediments: Exhibit F — report of Committee on Sedimentation 1936—1937: Nat. Res. Coun., Div. Geol. Goeg., pp. 81—104.

169. *Twenhofel, W. H.*, 1939, Environments of origin of black shales: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 23, pp. 1178—1198.

170. *Udden, J. A.*, 1898, Mechanical composition of wind deposits: Augustana Library Publ. 1.

171. *Uddenk J. A.*, 1914, The mechanical composition of clastic sediments: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 25, pp. 655—744.

172. *Ulrich, E. O.*, 1911, Revision of the Paleozoic system: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 22, p. 358.

173. *Van Houten, F. B.*, 1961, Climatic significance of red beds, in Descriptive paleoclimatology: New York, Wiley-Interscience, pp. 89—139.

174. *Vita-Finzi, C., and Smalley, I. J.*, 1970, Origin of quartz silt: Comments on a note by Ph. H. Kuenen: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 1367—1368.

175. *Vogt, T.*, 1927, Geology and petrology of the Sulitelma district: Norges Geol. Undersökelse, no. 121, pp. 449—560.
176. *Weaver, C. E.*, 1958, Geological interpretation of argillaceous sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 254—271.
177. *Weaver, C. E.*, 1967, Potassium, illite, and the ocean: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 31, pp. 2181—2196.
178. *Weaver, C. E., and Beck, K. C.*, 1971, Clay water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 134, 96 pp.
179. *Weiss, M. P.*, 1954, Feldspathized shales from Minnesota: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 270—274.
180. *White, W. S., and Wright, J. C.*, 1954, The White Pine copper deposit, Ontonagan County, Michigan: Econ. Geol., v. 49, pp. 675—716.
181. *Williams, G. E.*, 1968, Torridonian weathering, and its bearing on Torridonian paleoclimate and source: Scottish Jour. Geol., v. 4, pp. 164—184.
182. *Woolnough, W. G.*, 1928, Origin of white clays and bauxite, and chemical criteria of peneplanation: Econ. Geol., v. 23, pp. 887—894.
183. *Yaalon, D. H.*, 1962a, Mineral composition of the average shale: Clay Min. Bull., v. 5, pp. 31—36.
184. *Yaalon, D. H.*, 1962b, Weathering and soil development through geologic time: Bull. Res. Coun. Israel, sect. G., v. 11G, Proc. Israel Geol. Soc., 4th Congr. Israel Assoc. Adv. Sci., 1961.
185. *Yaalon, D. H., ed.*, 1971, Paleopedology — origin, nature and dating of paleosols: Internat. Soc. Soil Sci. and Israel Univ. Press, 350 pp.
186. *Zen, E-an*, 1959, Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 29—43.

ГЛАВА 9. ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

Введение и определения

Термин пирокластический относится к породам, образовавшимся в результате эксплозивного или аэрального извержения материала из кратера вулкана. Этот материал может отлагаться на суше или на дне моря.

Термин вулканокластический применяется по отношению к целой группе обломочных вулканических пород, имеющих различное происхождение или механизм образования и находящихся в любой физиографической среде (на суше, под водой или подо льдом), или смешанных в любом соотношении с какими-то невулканическими обломочными разновидностями пород [11, 12]. В данной работе этот термин используется для обозначения тех пород, в которых преобладают обломки вулканического происхождения. Если же преобладает невулканический материал, то обычная терминология, используемая для осадочных отложений, соответствующим образом изменяется. Гибридные породы можно назвать туфовым песком или песчаником, туфовой глиной или глинистым сланцем и т. д. Если эпикластический материал не является преобладающим в породе, то смеси могут быть названы песчаными туфами или глинистыми туфами и т. д.

Вулканокластический материал включает в себя как пирокластические обломки, так и отложения, образовавшиеся при обычном процессе выветривания из исходных вулканических пород. Например, флювиальные пески в Чиуауа (Мексика), сформировавшиеся в результате разрушения среднетретичных риолитовых лав, являются вулканокластическими, но не пирокластическими песками, хотя в их составе от половины до двух третей риолитовых обломков [51]. При литификации они могут стать разновидностью лититового аренита.

Сложности возникают в тех случаях, когда отложенный на суше пирокластический материал перерабатывается и переотлагается реками или прибоем. Такие отложения являются настоящими вулканокластическими образованиями, но являются ли они пирокластическими? Эта переотложенная тефра обычно считается скорее пирокластической, чем эпикластической, поскольку ее обломки имеют пирокластическое происхождение. Таким образом, пирокластические образования могут быть как «первичными» (непереработанными), так и «вторичными» (переработанными) [12]. Однако возникают возражения против применения термина «туф» по отношению к этим переработанным отложениям [21]. Мы предпочитаем именовать их «переотложенными туфами», если это можно фактически установить, в противном случае их следует называть «туфами», поскольку, как заметил Фишер, их компоненты имеют пирокластический характер и они несут признаки одновременного вулканизма.

Вулканокластические осадки образуют довольно крупные скопления. По мнению Саппера [40], за последние четыре столетия по всему миру вулканами было извергнуто 320 км^3 пирокластического материала и 50 км^3 лавы. Объем игнимбритов в Большом бассейне США составляет более 238500 км^3 [29]. В некоторых областях тысячеметро-

вые осадки слоистых туфов чередуются с нормальными осадками или перемешаны с ними в различных соотношениях. Субаквальные пирокластические потоки составляют почти половину мощности (3050 м) свиты Оханапекош (эоцен) в районе вулкана Рейнир, штат Вашингтон, США [16]. Мощность отдельных потоков изменяется от 3 до 70 м. Характер распространения и значение вулканокластического материала были подчеркнуты исследованиями Росса [36].

Определение вулканического материала может оказаться одной из наиболее трудных задач, стоящих перед петрографами-осадочниками. Вулканические обломки особенно подвержены диагенетическому изменению и быстро теряют свои отличительные признаки. Если порода и в дальнейшем будет подвергаться метаморфизму, то ее первоначальный характер может стать совершенно неясным. За информацей относительно критериев идентификации вулканических пород как свежих, так и измененных, следует обращаться к замечательным работам Пирсона [34] и Росса [35].

Структуры и текстуры вулканокластических отложений

Если осадки являются по существу эпикластическими, но образованы из более древних вулканических материнских пород, то для описания их структуры используют те же термины, что и для любых других кластических отложений. Однако если материал является истинно пирокластическим, т. е. извержен из кратера вулкана, то он характе-

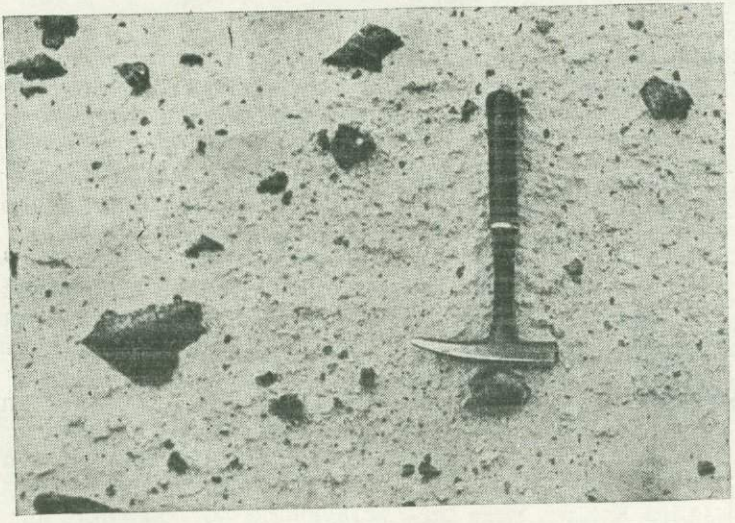


Рис. 9-1. Вулканическая брекчия, верхнеминоанские отложения пемзового потока, о. Санторин. Фото Шминке.

ризуется общим термином *тефра* [46], и для обозначения определенных его фракций применяется специальная терминология (табл. 9-1). Термин *глыба* используется для обозначения крупных обломков (более 32 мм), отколовшихся от массы ранее затвердевшей лавы; *бомба* — крупный обломок того же размера, образовавшийся в результа-

те затвердения лавы в процессе выброса. Глыбы имеют угловатую форму; а бомбы — округлую, полусферическую, сплющенную или неправильную форму и в некоторых случаях шероховатую, испещренную трещинами поверхность (бомбы с поверхностью типа «хлебной кор-

Таблица 9-1

Размерность зерен и ее терминология для пирокластических обломков

Размер, мм	Уэнтуэрт и Уильямс [1932 г.], [52]	Твенхофел [1950 г.], [47]	Фишер [1961 г.], [11]	
256 128 64 32	Глыбы * (вулканическая брекчия) Бомбы ** (агломерат)	Бомбы	Крупные	Глыбы и бомбы
			Мелкие	
16 8 4	Лапилли (лапиллиевый туф)	Лапилли	Лапилли	
2 0,5 0,250	Крупнозернистый пепел (крупнозернистый туф)	Крупнозернистый пепел	Крупнозернистый пепел	
0,125 0,0625	Тонкозернистый пепел (тонкозернистый туф)	Тонкозернистый пепел	Тонкозернистый пепел	

* Обломки более древних вулканических пород.
** Лава, отвердевшая в процессе выброса.

ки»). Скопление глыб составляет вулканическую брекчию (рис. 9-1); совокупность бомб — агломерат. Если обломки образовались в процессе извержения лавы, то они называются основными, если же это обломки более древних лав и пирокластов одного конуса, то они называются акцессорными (второстепенными); если обломки принадлежат другим породам, то это случайные обломки. Термин лапилли присвоен материалу размером 4-32 мм. Отложения такого материала называются лапиллиевым туфом. Крупнозернистый пепел имеет диаметр 1/4—4 мм; частицы мелкозернистого туфа — менее 1/4. Соответствующие отложения называются крупнозернистым и мелкозернистым туфом. Эти размерности и терминология несколько модифицированы другими исследователями [2, 10, 11, 12]. Но в целом многие термины незначительно отличаются от терминов, введенных Уэнтуэртом и Уильямсом.

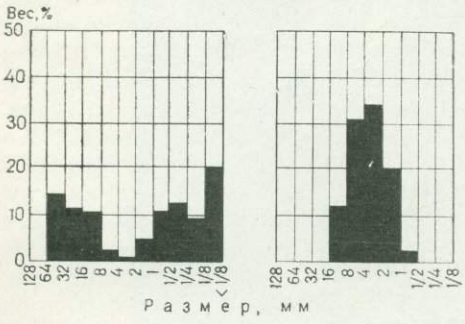


Рис. 9-2. Гранулометрический состав туфов, участок озера Крейтер, штат Орегон, США. По [30].

Справа — обычные отложения пеплопада; слева — отложения «палящей тучи»

Важным аспектом структуры отложений является их сортированность. В вулканокластических материалах представлены все возможные степени сортированности. Некоторые из них хорошо отсортированы

и характеризуются тонкой слоистостью; другие отличаются беспорядочным строением, неотсортированностью и содержат обломки размерами от мелкозернистого пепла до крупных глыб пород как родственного происхождения, так и инородных.

В распределении по размеру этих нескольких видов пирокластического материала проявляются резкие контрасты [30, 48] (рис. 9-2). Гранулометрические параметры материалов, переносимых воздушными и водными течениями, сходны с параметрами обычных эпикластических отложений (табл. 9-2).

Таблица 9-2

Сопоставление пирокластов и гидрокластов и способов их переноса. По Петтиджону [33]

Состав	Вода и осадки (гидрозоли)		Газы и вулканический материал (аэрозоли)	
	Концентрированные	Разбавленные	Концентрированные	Разбавленные
Тип	Грязевые и мутьевые потоки	Обычные водные течения	«Палящие тучи»	Обычные воздушные потоки
Продукт	Тиллоиды и граувакки	Ортоареннты и конгломераты	Игнимбриты или сваренные туфы	Слоистые туфы и пепел

Таблица 9-3

Классификация, структуры и текстуры пирокластических аренитов. По Корренсу и Лейнцу [5]

Тип	Способ переноса	Место отложения	Способ переноса	Место отложения	Структура	Текстура
A_1	Вулканические извержения	Суша	—	—	Порфировая	Неслоистая
A_2		Озера	—	—		Параллельно-слоистая
$Б_1$		Суша	Реками	Озера	Однороднозернистая	
$Б_2$			Прибоем	Литоральная область		Неслоистая

Распределение по размеру материала, переносимого в виде «раскаленных вулканических туч» («палящих туч» — nuées ardentes) или в виде пепловых потоков, сходно с распределением раздробленного материала, в соответствии с законом распределения Розина [27], и существенно не отличается от распределения, свойственного материалам коллювия грязевых потоков и при других способах транспортировки материала.

Как подчеркивали Корренс и Лейнц [5], многие первичные пирокластические отложения являются порфировыми (табл. 9-3). Сравнительно крупные кристаллы и обломки пород находятся в матриксе, состоящем из значительно более тонких обломков (рис. 9-3). Так, например, крупные обломки пород, бомбы и глыбы встречаются в толщах мелкозернистого пепла. Эти обломки, подобно валунам, переносимым льдами и наблюдаемым в ледниково-озерных и морских ледниковых отложениях, искажают слоистость вмещающих отложений. Такое расхождение в размерах зерен отражается и в составе: крупные обломки представляют собой главным образом частицы пород или об-

ломки кристаллов, тогда как мелкий материал представлен в основном вулканическим стеклом (табл. 9-4). Однако если стекло представлено пемзой, то его может быть больше в крупнозернистых фракциях и, как будет отмечено позже, пемза может слагать более грубую часть обращенного градационного слоя.

Таблица 9-4

Состав туфов, имеющих «порфировую» структуру. По Корренсу и Лейнцу [5]

Механический		Минеральный, %			
Размерность, мм	%	Минералы	Грубая фракция	Тонкая фракция	Всего
>0,5	21,8	Кварц	40	31	34
0,5—0,2	12,8	Санидин	35	15	21
0,2—0,06	51,2	Плагиоклаз	—	3	3
<0,06	14,2	Биотит и роговая обманка	3	3	3
		Вулканическое стекло	22	48	40

В связи с плохой сортированностью, угловатостью минеральных компонентов, относительно большим содержанием матрикса и нормальной сортированностью многих туфовых слоев эти отложения имеют сходство с граувакками и во многих случаях с трудом отличаются от этих незрелых осадков.

Наилучшую слоистость и сортированность имеет материал, переработанный волнами и течениями или реками (см. табл. 9-3). Материалы, перенесенные воздушными потоками, также хорошо сортированы и могут характеризоваться градационной слоистостью, как это происходит с некоторыми туфами, отложившимися под водой. В некоторых субаквальных отложениях пепловых потоков прослеживается обратная градационная слоистость, вызванная отделением крупных обломков пористой пемзы от мелких, но более плотных обломков пород и минералов [16]. Грубообломочным пирокластам свойственна плохая сортированность или отсутствие ее. Они также характеризуются слабой слоистостью или ее отсутствием, особенно если это продукты извержения вулкана типа палящей тучи. Они легко выветриваются и поэтому в обнажениях представлены окисленными выветрелыми породами.

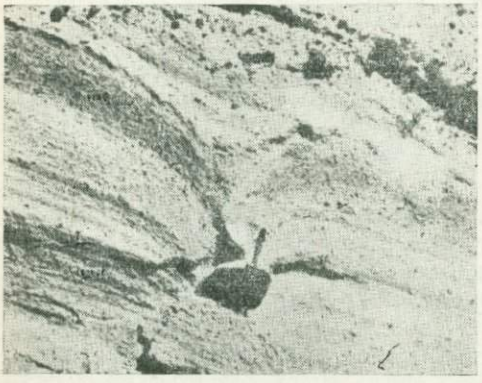


Рис. 9-3. Внедрение вулканической глыбы в отложения слоистой пемзы.

Обратите внимание на нарушение напластования («глыбовое проседание»). Фото Шминке

Как известно, по определенным свойствам структуры и состава пирокластические отложения как первичные, так и вторичные отличают от обычных эпикластических отложений. Существуют ли специфические текстуры, являющиеся признаком пирокластического происхождения? Как и следовало ожидать, во вторичных или переработанных пирокластических материалах проявляются как структурные, так и

текстурные особенности, указывающие на фактор переработки или его условия. Истинным пирокластическим осадкам свойствен ряд текстур, связанных с особенностями их переноса и накопления. Выпавший из атмосферы и отложившийся материал образует плащеобразный покров, и в этих осадках никогда не образуется косая слоистость, в них отмечается нормальная сортированность. Материал, отложившийся из раскаленного пирокластического потока, образует массивные толщи или характеризуется только грубой слоистостью; осадки имеют различную мощность в зависимости от рельефа. Они могут оказаться сваренными и в некоторых случаях образуют восстановленную лаву, которая медленно передвигается, как вязкое тело, перекатывает захваченные обломки, вытягивает и разрывает включенные обломки пемзы и создает трещины растяжения и другие текстуры, связанные с подобным движением [43]. Осадки, отложившиеся при более холодном паронасыщенном извержении, сопровождаемом базисной волной, по высокой степени стратификации и сортированности похожи на отложения пеплового дождя, но отличаются от них развитием антидюн и косой слоистости [6]. При подводных извержениях часто проявляются текстуры, свойственные турбидитам [16]. Вулканические грязевые потоки как подводные, так и субаэральные характеризуются практическим отсутствием внутренних текстур; если не учитывать состав материала, то их очень трудно было бы отличить от обычных грязевых потоков или материалов, перенесенных другим способом в движущейся среде. Характерным признаком туфов являются отдельные очень крупные глыбы, обнаруживаемые в некоторых слоистых туфах и «продавливающие» слоистость туфов.

Состав

Существуют вулканические обломки трех видов: обломки пород, кристаллы и их обломки интрателлурического происхождения и стекло. Вулканическое стекло наиболее важное из них, так как оно является характерным признаком пирокластического происхождения породы.

Обломки пород включают как аутигенные (ювенильные), так и инородные (случайные) глыбы. Аутигенные глыбы являются частью затвердевшей лавы, раздробленной в результате более поздних извержений; инородные глыбы являются обломками коренной породы, через которую прорывается магма. Глыбы вулканического происхождения чаще встречаются в вулканических брекчиях, которые накапливаются в ближайших от центра извержения участках. Частицы имеют в основном состав кислых афанитовых изверженных пород (при исследовании под микроскопом их часто принимают за кремни), хотя основные туфы содержат частицы андезитовых и базальтовых пород. И частицы пород, и матрикс туфов могут содержать множество микролитов.

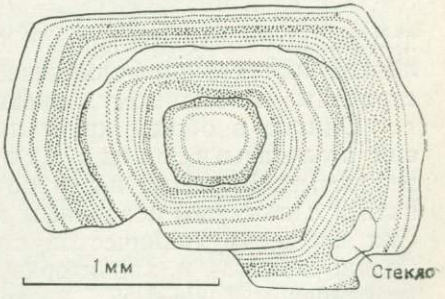


Рис. 9-4. Вулканический полевой шпат с характерной зональностью. Четвертичный пепел. Новая Зеландия. По Эварту [1963 г.].
Обратите внимание на коррозию

Наибольшее распространение имеют обломки кристаллов, причем чаще всего встречаются обломки тех кристаллов, которые образуют фенокристы в лаве, например вулканогенный кварц с характерными резорбированными контурами, реже представленный кристаллами бипирамидальной формы, и полевые шпаты, обычно характеризующиеся волнистой зональностью (рис. 9-4). Наиболее характерным из них является санидин — высокотемпературный полевой шпат. Реже присутствуют, но имеют большее значение, кристаллы или обломки кристаллов амфибола, пироксена и оливина, почти вовсе не встречающиеся в обычных осадках. Кристаллы могут быть целыми или раз-

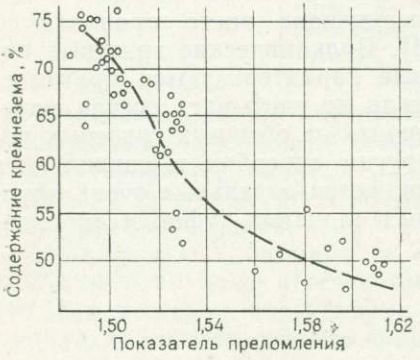


Рис. 9-5. Зависимость показателя преломления вулканического стекла от содержания кремнезема. По [18]



Рис. 9-6. Аккреционный лапиллиевый туф, формация Оханапекош (эоцен), Национальный парк Маунт-Рейнир, штат Вашингтон, США. Фото Р. Фиске

дробленными эвгедральными. Они часто бывают покрыты тонкой оболочкой или коркой вулканического стекла. Наиболее широко распространены, по-видимому, биотитовые пластинки.

Однако в общем кристаллы ассоциируются с большим количеством вулканического стекла, которое может быть очень тонкозернистым. В случае переработки и переотложения оно может смешиваться с обычным осадочным материалом в любых пропорциях. В шлифах свежее вулканическое стекло выглядит либо бесцветным, либо бледно-желтым и характеризуется низким показателем преломления (в основном 1,50—1,52), изотропностью и, главным образом, формой. Обломки стекла кислых лав, обычно представленные причудливыми, изогнутыми, спикулоподобными формами, названы осколками (shards) (см. рис. 9-9); осколки стекла основных лав часто имеют форму капли [23]. Приблизительное содержание кремнезема в стекле можно определить по показателю преломления [18, 24]. Следовательно, в молодых отложениях можно различить несколько пеплопадов по показателю преломления стекла, слагающего их. Однако этот способ не безошибочен (рис. 9-5) [45]. Со временем стекло видоизменяется и девитрифицируется.

Некоторые кремнистые туфы, образовавшиеся в результате пепловых дождей, содержат аккреционные лапилли — пеллетоподобные мелкие тела (2—10 мм) яйцеобразной или почти сферической формы и концентрического строения (рис. 9-6). Считается, что они образуются в основном каплями дождя, падающими из облаков пепла, или в результате прокатывания лапиллей по свежей пепловой поверхности [52, 31]. Аккреционные лапилли не следует смешивать с пеперитами — шаровидными телами (но образованными без участия воды) 0,5—10 см в диаметре, состоящими из обсидианового вулканического стекла. Это стекло содержит пузырчатые полости, а в некоторых слу-

Таблица 9-5

Химический анализ вулканокластических осадков

Компоненты	Пирокластические отложения			Вулканические арениты	
	А	Б	В	Г	Д
SiO_2	70,40	53,63	48,67	73,50	61,69
TiO_2	0,21	0,96	1,99	0,34	1,03
Al_2O_3	13,65	19,59	14,15	13,3	13,89
Fe_2O_3	1,18	5,70	9,07	1,55	3,82
FeO	1,81	—	0,83	0,56	2,20
MnO	0,04	—	—	0,04	0,11
MgO	0,07	3,35	6,36	0,56	2,20
Na_2O	1,58	3,53	6,16	1,13	3,10
K_2O	3,76	3,64	1,61	2,34	2,20
H_2O^+	3,90	1,62	0,96	4,01	1,88
H_2O^-	4,03	7,91	9,39	1,80	1,81
		—	—		—
P_2O_5	0,06	—	0,36	0,02	0,25
CO_2	—	—	—	0,12	—
Всего	100,69	99,93	99,5	99,3	94,0*

* Потери при прокаливании 5,99.

А — риолитовый туф, витрофир, формация Джон-Дэй (средний олигоцен — нижний миоцен), аналитик Х. Асари, [13] (табл. 10).

Б — андезитовый туф, о. Сулавеси, аналитик А. Вихманн [49].

В — базальтовый туф, р. Зала, Венгрия, аналитик К. Энижт [49].

Г — речной песок (риолитовый аренит), запад Чиуауа, Мексика, аналитики Р. К. Ляйнгер и М. И. Келлер [51].

Д — речной песок (смешанные арениты), р. Колумбия, штат Орегон, США, аналитик А. Штельмах [53] (табл. 2).

чаях микролиты пироксена в интерстициальном матриксе, представленном мелкозернистым кальцитом, которому глинистые минералы придают темную окраску.

Как и следовало ожидать, химический состав туфов сходен с составом изверженных пород той же группы (табл. 9-5). Состав средних и основных туфов сильно отличается от состава обычных осадков. Состав более кислых пирокластов, встречающихся чаще других, сходен с составом некоторых незрелых осадков. И в тех случаях, когда диагенез или метаморфизм скрывают или сглаживают структурные особенности и изменяют минеральный состав, довольно трудно определить их вулканическое происхождение. В подобных случаях можно воспользоваться химическими «аномалиями», обнаруженными в результатах валового химического анализа. Например, высокое соотношение Na_2O/K_2O (более 1,0) в аспидных сланцах свидетельствует о вулкани-

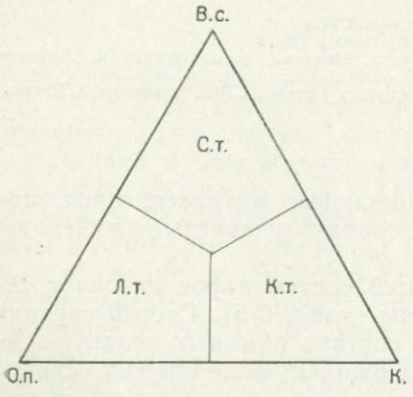
ческих примесях или вулканическом происхождении, поскольку в обычных сланцах содержание K_2O значительно выше содержания Na_2O. Бастин [1] дал обзор использования химических критериев для классификации осадков. Существенными признаками обычных отложений являются преобладание окиси магния над кальцием и калия над натрием, избыток окиси алюминия (по сравнению с количеством, необходимым для соотношения 1:1, в котором она находится с известью и щелочами в обычных породообразующих силикатах) и высокое содержание кремнезема. К этому следует добавить преобладание окиси железа над закисью. К сожалению, в подмеченной закономерности имеется много исключений. Состав таких осадков, как грауваккн (образовавшиеся исключительно в результате механического разрушения и несортированных), во многом сходен с составом пород, из которых они образовались, и в отдельных случаях их трудно отличить от некоторых вулканических осадков на основе валового химического состава.

Петрография вулканокластических осадков

Классификация

Грубозернистые вулканокластические осадки, вулканические брекчии и агломераты представлены преимущественно обломками пород (глыбами) или бомбами (шлаками). Осадки средней размерности (туфы) состоят из вулканического стекла, зерен минералов кристаллов (или обломков кристаллов) и частиц пород. Следовательно, их можно классифицировать в соответствии с содержанием этих нескольких компонентов (рис. 9-7). Более детальное подразделение различных возможных смесей можно производить по схеме, показанной на рис. 9-8. Туфы также подразделяются на аутигенные, акцессорные и аллотигенные, в зависимости от источника материала, из которого они состоят.

Туфы и другие пирокластические осадки можно классифицировать по их магматическому родству, выделяя, например, риолитовый



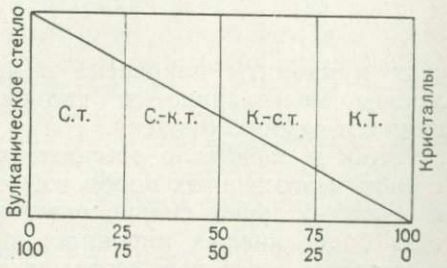


Рис. 9-7. Номенклатура и классификация туфов.

В. с. — вулканическое стекло, О. п. — обломки пород, К. — кристаллы, С. т. — стекловатый туф, Л. т. — лититовый туф, К. т. — кристаллический туф

Рис. 9-8. Номенклатура и классификация стекловатых и кристаллических туфов.

С. т. — стекловатый туф, С.-к. т. — стекловато-кристаллический туф, К.-с. т. — кристаллическо-стекловатый туф, К. т. — кристаллический туф

пепел, андезитовый туф или базальтовый агломерат. Название им следует давать как по их происхождению, так и по основным компонентам: андезитовый кристаллический туф, риолитовый стекловатый туф и т. д. Мы уже приводили их структурную классификацию. Как отмечено, термины туф, брекчия, лапиллиевый туф и другие подразумевают определенную размерность (см. табл. 9-1).

Петрография

Стекловатые туфы. Стекловатые туфы характеризуются изобилием или преобладанием стекловатых материалов, раздробленной пемзы, образующих осколки: серповидные куски вулканического стекла, рогульковидные обломки, а также обломки пемзы со множеством пузырчатых пустот (рис. 9-9). Некоторые обломки пемзы имеют вытянутую цилиндрическую форму. В сваренных туфах также присутствуют эти разнообразные по форме частицы, но, испытывая давление, они «сплющиваются» и разрушаются на контакте с кристаллами или кристаллическими обломками, которые могут содержаться в туфах. Эти структурные особенности стекловатых частиц или «деформационная текстура» названы витрокластическими [34].

В шлифе риолитового туфа — типичного стекловатого туфа — присутствуют многие описанные выше формы осколков вулканического стекла. Они, конечно, являются изотропными, если не подвергнуты процессу девитрификации, в последнем случае осколки характеризуются тонкоагрегатной поляризацией. Интерстиционное вещество может быть представлено более мелкими осколками вулканического стекла, которые в неполяризованном свете представляют собой чрезвычайно тонкое микрогранулярное вещество, имеющее коричневатый оттенок. В некоторых случаях матрикс представлен халцедоновым материалом, местами с радиальной волокнистостью, низким показателем преломления и очень низким двойным лучепреломлением. Наблюдаемый коричневый цвет — это оптический эффект, обусловленный преломлением и внутренним отражением, при этом синие лучи поглощаются, а красно-оранжевые проходят.

В обычных стекловатых туфах содержится небольшое количество кристаллов или их обломков, преимущественно кварца и полевого шпата, но возможно присутствие авгита, роговой обманки или биотита. Их характеристики приведены в следующем разделе.

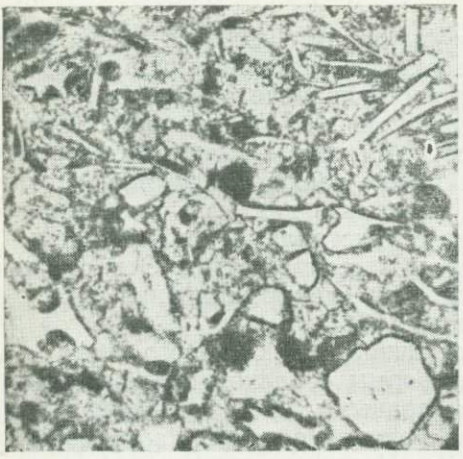
Кристаллические туфы. Почти во всех туфах обнаружены кристаллы минералов (как совершенные по форме, так и более или менее обломанные), тип которых зависит в основном от характера магмы. Если кристаллы или их обломки становятся преобладающим или очень заметным компонентом отложений, то применяется термин «кристаллический туф» (рис. 9-10).

В процессе эксплозивного извержения вулкана в лаве образуются кристаллы, представленные преимущественно фенокристаллами неполной зрелости. Некоторые из них, вероятно, могли быть привнесены из нарушенных или раздробленных коренных пород, через которые проходило жерло вулкана. Истинные интрателлурические кристаллы могут содержать включения иногда эвгедральные, а для полевого шпата даже зональные, в остальных случаях (например, для кварца) — округленные или изъеденные в результате коррозии или резорбции маг-

мой. В некоторых случаях кристаллы располагаются таким образом, что их продольные оси оказываются под прямым углом к слоистости туфа, что указывает на их падение в туф сверху.

Материал матрикса представлен главным образом измельченным вулканическим стеклом, часто почти микроскопического размера, или девитрифицированными его продуктами.

Лититовые туфы характеризуются преимущественным содержанием частиц вулканических пород, но включают также обломки, образо-



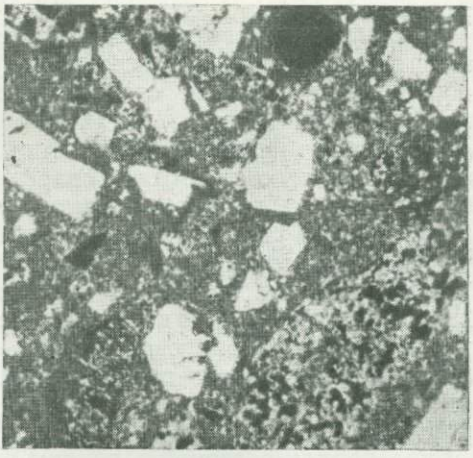


Рис. 9-9. Стекловатый туф, туфогенный песчаник формация Уосач (эоцен), Джэксон-Хоул, штат Вайоминг, США. Без анализатора, ×80.

Кварцевые и полевошпатовые зерна песка (прозрачные) и многочисленные обломки вулканического стекла (осколки) в карбонатном матриксе. Обратите внимание на плоскость напластования, отделяющую тонкозернистый туф с малым количеством минеральных зерен от более грубозернистого пласта с многочисленными минеральными зернами. Зерна минералов концентрируются у основания пласта

Рис. 9-10. Кристаллический туф, озеро Лаахер, Эйфель, ФРГ. Без анализатора ×22.

Состоит из целых и раздавленных эвгедральных кристаллов, главным образом из несдвойникованных зерен полевого шпата (санидина), а также натрового пироксена, с некоторым количеством обломков пород в тонкозернистой микролитовой массе

вавшиеся при разрушении стенок кратера вулкана (рис. 9-11). Обломки затвердевшей магмы формируют особый тип частиц и часто характеризуются присутствием микролитов и другими признаками, свойственными афанитовым породам; матрикс представлен в основном стекловатым пеплом, который в древних отложениях обычно девитрифицирован.

Туфогенные осадочные породы. Если туфы выпадают в воду или быстро размываются и переотлагаются, то они могут содержать различное количество осадочного материала и в некоторых случаях постепенно переходят в обычные кластические или известковые отложения [37]. Если пирокластическое вещество относительно свежее, то по сохранившейся витрокластической структуре можно определить его туфогенное происхождение. Если же вулканические обломки подверглись выветриванию, т. е. черты первоначального строения затушеваны, то выявить природу вулканических обломков трудно. Могут быть только определены эвгедральные зерна или их обломки, или вулканоген-

ный кварц с характерными резорбированными формами. Но в некоторых случаях происхождение их неясно, и его можно только предположить, но не доказать.

Изменение туфов

Обнаружение свежеотложенных туфов является скорее исключением, а не правилом, так как они особенно подвержены изменениям из-за своей пористости и нестабильности компонентов.

Процессы выветривания и отвердевания протекают в них очень быстро. Выветривание ускоряется за счет легкого доступа воздуха и влаги и сравнительно большой площади поверхности, что обусловлено тонкозернистостью. Полевошпатовые туфы легко каолинизируются и превращаются в мягкую землистую массу. Одним из наиболее ранних изменений в стекловатых туфах является высвобождение кремнезема и отложение гидратированного кремнезема (опала и халцедона), что может превратить эти фельзитовые туфы в плотную кремневую породу, очень напоминающую кремень. Остатки витрокластической структуры, а также формы, состав ассоциирующих кристаллов и валовой химический состав, позволяют отличать окремнелые туфы от кремней, порцелланита и других подобных пород. В некоторых случаях происходит обогащение карбонатами, и вся порода становится сильно известковистой. Реже туфы превращаются в микрокристаллическое серицитовое вещество, смешанное с зернами кварца. Базальтовые («палагонитовые») туфы преобразуются во вторичный кремнезем, цеолиты, хлориты, карбонаты и лимониты. В результате этого разрушается витрокластическая структура и вуалируется происхождение породы.

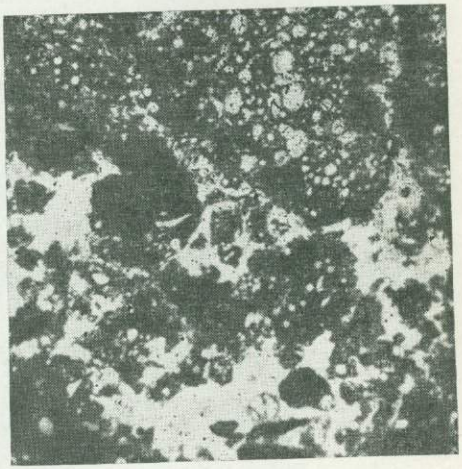


Рис. 9-11. Лититовый туф, Везувий, Италия. Без анализатора, ×22.

Состоит из пузырчатых лапиллей (пузырьки содержат цеолиты), включенных в матрикс, вероятно, представленный сильно измененным вулканическим стеклом с некоторым количеством карбоната

За исключением тех случаев, когда они оказываются «запечатанными», вулканические стекла редко встречаются в породах древнее третичного возраста. Вулканические стекла претерпевают девитрификацию — процесс, который ведет к образованию глинистых минералов, цеолитов и кремнезема. В результате этого в скрещенных николях порода выглядит как мозаика слабополяризующих частиц. При тщательном исследовании в неполяризованном свете можно обнаружить «тени» осколков, струйчатости, фестонов или пузырьков первичного вулканического стекла (рис. 9-12). Монтмориллонит и галлуазит образуют коллоформную вермикулитоподобную массу, которая может осаждаться в пустотах вулканомиктового песка [28]. В результате раскристаллизования вулканическое стекло может перейти в микрокристаллический агрегат, напоминающий кремень. Продуктом полного преобразования пепла является бентонит.

Бентонит представляет собой породу, состоящую из кристаллического глиноподобного минерала, образовавшегося в результате де-

витрификации и сопутствующих химических превращений стекловатого изверженного материала, обычно туфа или вулканического пепла. Он может содержать зерна, которые в вулканическом стекле первоначально были представлены фенокристаллами. Глиноподобные минералы имеют облик слюды, высокое двойное лучепреломление и структуру, унаследованную от первичного пепла. Обычно они представлены монтмориллонитом, реже — бейделлитом [38]. Бентониту свойственно увеличиваться в объеме и превращаться в гелеподобную массу или распадаться до агрегата гранулярного или «пушистого» строения. Бентониты, в отличие от обычных глинистых сланцев и глин, характе-



Рис. 9-12. Туфовый горизонт Хаттан, глинистые сланцы Стенли (карбон) близ Мина, штат Арканзас, США. Без анализатора, ×80.

Сильно измененный туфогенный песчаник, с прослоями глинистых сланцев и граувакк. Угловатые зерна кварца (прозрачный), сильно серицитизированный полевой шпат (затененный) и девитрифицированное стекло (крупный осколок) в хлоритизированном и серицитизированном матриксе

ризуются в тонких срезах матовой полупрозрачностью. Наилучшим доказательством их вулканического происхождения являются реликты оскольчатой структуры, а также присутствие минералов и эвгедральных кристаллов, характерных для вулканических пород.

Основные туфы наиболее восприимчивы к изменениям в процессе диагенеза. Хлорит — главный продукт этих изменений, — наряду с эпитодом, образуется по обломкам вулканических пород. В пустотах между обломочными зернами хлорит обычно образует светло-зеленый волокнистый цемент. Нередко отмечается также цементация и замещение кальцитом обломочных зерен.

Особый интерес представляют цеолиты. Изучение известных месторождений осадочных цеолитов показало, что большинство (если не все) этих минералов образовалось в процессе диагенеза вулканического вещества, часто риолитового стекла [7]. Цеолиты осаждаются в поровом пространстве и обволакивают зерна каркаса вулканокластических песков [22, 25, 20]. Из цеолитов наиболее часто встречаются анальцим и клиноптилолит, которые представлены столь малыми агрегатами, что их оптическое изучение затруднено; поэтому более успешно их исследуют в рентгеновских лучах. Процесс превращения пирокластов в цеолиты изучался Брамлеттом и Позняком [3], а также Дефайсом [7].

В результате метаморфизма происходит полная перекристаллизация, а на более высокой ступени образуются новые минералы, такие как биотит, зеленая роговая обманка и актинолит. Первичные фенокристаллы полевого шпата замещаются агрегатами нового полевого шпата и кварца, а также биотита. Особенности минеральных ассоциаций в определенной степени зависят как от первоначального состава туфов, так и от степени метаморфизма. В общем случае наиболее характерным минералом метаморфизованных фельзитовых туфов является серицит, который ассоциирует с кварцем, биотитом, хлоритом, эпидотом и клиноцоизитом; мафические туфы представлены главным образом актинолитом и хлоритом, а также некоторым количеством биотита, клиноцоизита и эпидота.

В случае когда степень метаморфизма относительно невысока, признаки туфов могут сохраниться. Решающий признак — сохранившиеся витрокластические структуры; второй по значению признак — характер включенных кристаллов или обломков кристаллов. Эти признаки являются убедительными, если они сопровождаются ясно выраженной слоистостью; в противном случае не исключено, что первичная порода была лавой. Более грубообломочные пирокласты сохраняют макроскопические признаки — глыбы и куски пузырчатых и (или) порфировых лав. Валовой химический состав может также служить подтверждением вулканической природы первичного осадка.

Происхождение и свойства вулканокластических отложений

Вначале рассмотрим истинные пирокластические отложения, имеющие первичное происхождение и являющиеся продуктами извержения; затем вторичные, или переработанные пирокластические осадки, и в конце — вулканокластические осадки, образовавшиеся в результате разрушения древних вулканических пород.

Первичные пирокластические осадки

Пирокластический материал — это основной продукт вулканических процессов в пределах островных дуг и вдоль активных континентальных окраин. В древних разрезах подобные материалы связаны главным образом с подвижными поясами. Большинство из них по составу являются фельзитовыми — до риолитовых. Лавы, обогащенные кремнеземом, имеют большую вязкость и более высокое содержание газа по сравнению с лавами с низким содержанием кремнезема и, следовательно, представлены в большей степени эксплозивным, чем эффузивным вулканизмом (последний характерен для платобазальтов). Хотя грубообломочная тефра может локально скапливаться в связи с формированием туфовых конусов, более мелкозернистый материал может переноситься в верхних слоях атмосферы на большие расстояния, в результате чего на большой площади образуются слои пепла, которые могут служить маркирующими горизонтами для многих стратиграфических разрезов. Эти переносимые в атмосфере частицы выпадают либо на сушу, либо в воду. Такое выпадение осадков называется *пеплопадом*. При других извержениях раскаленная турбулентная смесь обломков и газа может вырываться из кратера и быстро перемещать-

ся вниз по склону почти так же, как и подводный турбидитный поток. Подобные высокоскоростные разрушительные потоки обусловливают отложение этих материалов на некотором расстоянии от их источника. Из таких материалов состоят отложения пеплового потока. Этот материал может быть образован как субаэральным, так и подводным извержением. В результате последнего возникает подводный пепловой поток. Извержение базисной волны представляет собой газообразные облака, которые перемещаются в сторону от основания эксплозивной колонны. По своим проявлениям они напоминают палящие тучи, но образующиеся осадки имеют большое сходство с отложениями пеплопада.

Грязевые потоки представляют собой побочные явления при извержениях. Ливневые дожди, выпадающие на свежеотложенный пепел образуют грязевой поток, который движется вниз по склону без какой-либо заметной сортировки захваченного материала. В результате образуются неотсортированные отложения хаотического строения.

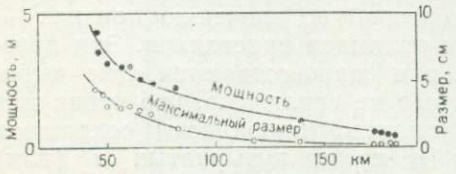


Рис. 9-13. Уменьшение размерности зерен и мощности отложений пеплопада по мере удаления от источника. По Катсуи [1963 г.], с изменениями

Пеплопады. В пеплопадах изверженный материал переносится по ветру от центра извержения. Он обычно сортируется в соответствии с градиентом падения скорости, поэтому с удалением от места выброса уменьшается мощность скоплений и размер зерен (рис. 9-13). По мнению Шайдеггера и Поттера [41], размерность зерен и мощность отложений закономерно уменьшаются по направлению потока. Характер выпадающих осадков зависит от направления ветра, его скорости и турбулентности, а также от высоты облака извержения. Пространственный рисунок рассеяния, вероятно, является наиболее надежным способом определения направлений палеоветра [9].

Типичные пеплопады характеризуются хорошей и очень хорошей сортированностью и четко выраженным напластованием (рис. 9-14). В отличие от пепловых потоков, распространение которых ограничено центрами вулканической активности, пеплопады могут занимать обширные территории до $7{,}8 \cdot 10^5 \div 10{,}4 \cdot 10^5$ км^2 [36]. В наиболее удаленных от центра извержения участках пеплопады могут быть представлены только прослоем бентонитовых глин мощностью всего лишь несколько сантиметров. Такие бентонитовые прослои являются маркирующими горизонтами, представляющими большой интерес для стратиграфов [26, 45, 8].

Пепловые потоки. Отложения пепловых потоков, также известных под названием «игнимбриты», являются продуктом извержения типа палящей тучи, ставшего известным в результате катастрофического извержения вулкана Мон-Пеле в 1902 г. на о. Мартиника в Вест-Индии. Этот тип извержения вулкана представлен стремительным, горячим, плотным потоком, спускающимся вниз по склону и заполняющим крупные понижения в рельефе. Из-за скорости, достигающей 160 км/ч, и высокой температуры (550—950°С) поток имеет большую разрушительную силу. Такие, потоки могут распространяться на расстояние 32—97 км от источника извержения. Их мощность меняется в значительных пределах, причем верхняя граница относительно ровная, а нижняя зависит от рельефа местности. Мощность отдельных про-

слоев, представляющих один поток, достигает 100 м, но чаще всего она варьирует от 15 до 30 м. Внутренняя слоистость скрыта, но иногда наблюдается общая зональность, возникающая в результате неравномерного охлаждения верхней и нижней частей толщи потока. Быстрое накопление раскаленных туфов препятствует выделению тепла и приводит к тому, что обломки пемзы и осколки вулканического стекла частично или полностью расплавляются или разрушаются. В результате образуется сваренный туф (рис. 9-15). В общем случае нижняя часть толщи является более сваренной по сравнению с верхней частью,

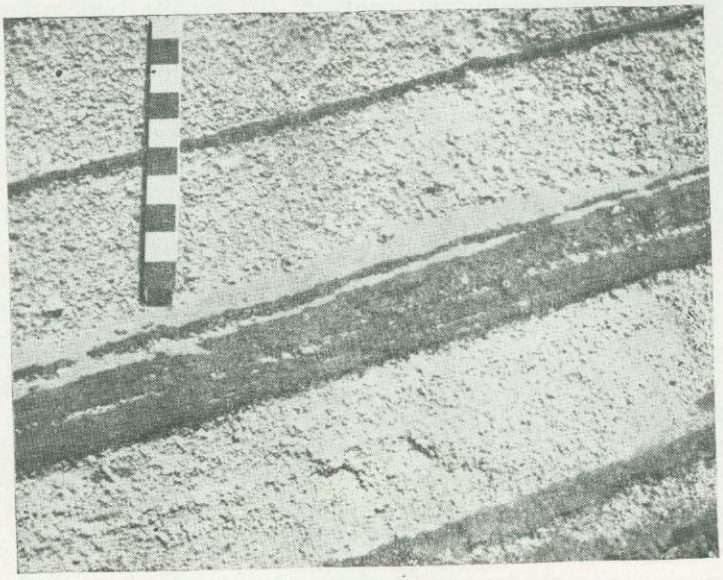


Рис. 9-14. Отложения пеплового дождя с хорошей слоистостью, озеро Лаахер, Эйфель, ФРГ. Фото Шминке

которая имеет более высокую пористость. Чем больше степень сваренности, тем плотнее конечный продукт. Многие так называемые риолиты при ближайшем рассмотрении оказываются сваренными туфами. Полевые данные, касающиеся пепловых потоков, свидетельствуют о сплющивании и уплотнении обломков пемзы, многие из них характеризуются трещинами растяжения, будинажем, черепитчатой структурой и следами вращения; все эти признаки можно использовать для определения направления их перемещения. С этой же целью можно использовать движение, происходящее в некоторых случаях в процессе сваривания или после него (реоигнимбриты Кука [4]), в результате которого появляются элементы деформации и текстуры ламинарного течения [43]. Кроме того, на направление движения указывает некоторое уменьшение мощности и размерности (рис. 9-16) [14]. Сортированность их значительно хуже, чем у отложений пеплопадов [30, 48].

Иногда пепловые потоки могут следовать один за другим без перерыва, тогда как в других случаях между двумя потоками проходит значительный промежуток времени. В последнем случае может наблюдаться переслаивание с почвенными горизонтами, а также с отложениями пеплопадов, аллювия, грязевыми потоками и лавами.

В работах Гилберта [19], Фишера [13] и Шминке и Соунсона [43] приведены детальные описания отложений пепловых потоков. Проблема в целом освещалась и обобщалась Смитом [44], Россом и Смитом [39] и Куком [4].

Фиске [16] и Фиске и Мацуда [17] описали подводные отложения пепловых потоков. Обломочный материал этих потоков быстро остывал при осаждении на дно, где он образовывал плотный турбидитный поток. Такие отложения гораздо лучше сортированы, чем осадки субаэральных пепловых потоков. Как и подводные турбидитные потоки, они могут распространяться на большие расстояния. Обычно в первую очередь осаждаются кристаллические и лититовые обломки; тонкий пепел переносится на большее расстояние; частицы пемзы всплывают



Рис. 9-15. Сваренный туф, горы Сан-Мигель, штат Колорадо, США. Без анализатора, ×22.

Крупные эвгедральные кристаллы плагиоклаза, а также клинопироксена и биотита в массе вулканического стекла, представленного многочисленными сжатыми осколками

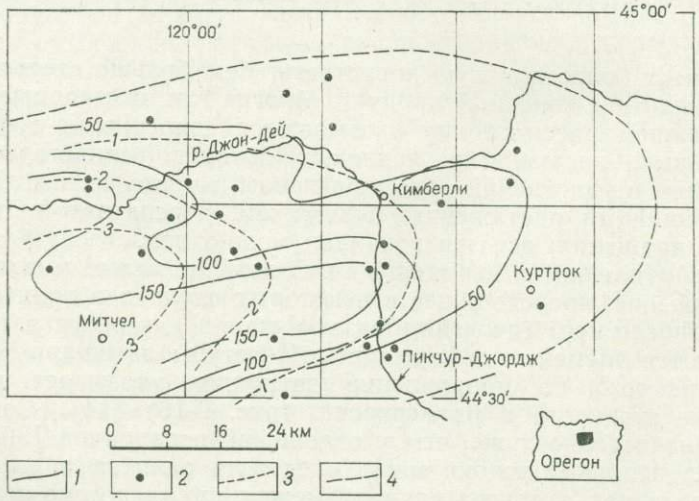


Рис. 9-1. Размер обломков и мощность игнимбритов Пикчур-Джордж (олигоцен — миоцен) в бассейне Джон-Дей, штат Орегон, США. По [12, 13, 14], с изменениями.

1 — изопахиты, футы; *2* — контрольные точки; *3* — размер обломков, дюймы; *4* — предполагаемая граница толщи Кулинг

на поверхность и рассеиваются волнами или течениями, а в случае их оседания на дно образуют верхний (и наиболее крупнозернистый) слой отложений.

Отложения базисной волны [50] характерны для мааровых вулканов. Образуются они газообразными изверженными облаками, перемещающимися горизонтально с большой скоростью. Однако они существенно отличаются от отложений раскаленной палящей тучи маломощными, но выдержанными слоями и тем, что могут иметь пологую косую слоистость, а в некоторых случаях в них фиксируются ритмические циклы. Вулканические глыбы, попадающие в эти отложения, создают «проседание слоев» в подстилающих породах. Отложения базисной волны во многом напоминают отложения пеплового дождя, но косая слоистость и волнообразные формы (антидюны) отличают их от образований пеплового дождя. Характерные формы пластов были описаны в работах Фишера и Уотерса [15], Кроу и Фишера [6].

Грязевые потоки. Ливневые дожди, сопровождающие извержения или выпадающие вскоре после них на свежеотложенный пепел и шлак, образуют мощные грязевые потоки, или лахары [32]. Весь этот материал движется вниз по склону и происходит беспорядочное его накопление, которое характеризуется отсутствием сортированности и слоистости, хотя иногда и отмечается грубая зональность [42]. В туфогенный матрикс могут внедряться глыбы диаметром до метра. О том, что такие отложения привнесены грязевыми, а не пепловыми потоками, свидетельствуют отсутствие признаков сваренности, отсутствие разрушенной пемзы и разнообразие обломков породы. Вулканические грязевые потоки могут также вливаться в море или быть связанными с подводными оползнями. Такие потоки могут постепенно переходить в турбидитные потоки, и в этом случае они обладают всеми свойствами, характерными для турбидитов.

Вторичные (переработанные) пирокластические осадки

В результате вулканических извержений происходит перекрытие или разрушение растительного покрова. Свежеотложенная тефра, залегающая на крутых склонах, особенно подвержена быстрой эрозии. Исчезновение растительного покрова обычно ведет к образованию оползней. Эти процессы, сопровождаемые ливневыми дождями, поставляют огромное количество обломочного материала и способствуют образованию обломочных потоков, которые заполняют верховья рек и быстро перемещаются вниз по течению. Этот материал слагает грязевые потоки или со временем перерабатывается в речной аллювий и, наконец, может быть вынесен в море, где он разносится морскими донными течениями. Часть этих отложений может быть смыта с шельфа и перенесена дальше в море в виде турбидитного потока.

Многим из этих переработанных отложений свойственны хорошая сортированность, слоистость и другие особенности строения, присущие тому или иному механизму отложения. Переработанная тефра может смешиваться с обычными кластическими обломками. Подводные отложения могут быть смешаны даже с известковым раковинным материалом. Установление первичного вулканического характера этих отложений зависит от выявления витрокластических структур, присутствия обломков кристаллов таких минералов, как роговая обманка и оливин, и от химических аномалий валового химического состава.

Эпикластические вулканические осадки

Древние вулканические толщи подвергаются разрушению и эрозии, и их обломки содержат большое количество вулканического детрита. Например, Веб и Поттер [51] отмечали, что потоки, протекающие по риолитовому плато, содержат пески, состоящие главным образом из обломков риолитовых пород с меньшим содержанием вулканогенного кварца и полевых шпатов. Почти две трети зерен песка из реки Колумбия, Даллес, штат Вашингтон, имеет вулканическое происхождение [53]. Как можно отличить лититовые песчаники вулканического происхождения от пирокластических песков? Поскольку эти пески образовались из более древних вулканических пород, то они почти не содержат вулканического стекла; нестабильное вулканическое стекло за длительный промежуток времени девитрифицировалось и превратилось в обломки глинистой размерности. Для таких отложений, в отличие от измененных туфов, не характерна обычная витрокластическая структура. Они почти всегда перемешаны с материалами, образованными из невулканических источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bastin, E. S.*, 1909, Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments: Jour. Geol., v. 17, pp. 445—472.
2. *Blyth, F. H.*, 1940, The nomenclature of clastic deposits: Bull. Volcanologique, v. 6, ser. 2, pp. 145—156.
3. *Bramlette, M. N., and Posnjak, E.*, 1933, Zeolite alteration of pyroclastics: Amer. Mineral., v. 18, pp. 167—171.
4. *Cook, E. F.*, 1966, Paleovolcanology: Earth Sci. Rev., v. 1, pp. 155—174.
5. *Correns, C. W., and Leinz, Viktor*, 1933, Tuffige Sedimente des Tobasees (Nordsumatra) als Beispiele für die sediment-petrographische Bedeutung von Struktur und Textur: Centralbl. Min. Geol., Ab. 4, pp. 382—390.
6. *Crowe, B. M., and Fisher, R. V.*, 1973, Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 663—682.
7. *Deffeyes, K. S.*, 1959, Zeolites in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 602—609.
8. *Dennison, J. M., and Textoris, D. A.*, 1970, Devonian Tioga Tuff in northeastern United States: Bull. Volcanologique, v. 34, pp. 289—294.
9. *Eaton, G. P.*, 1964, Windborne volcanic ash, a possible index to polar wandering: Jour. Geol., v. 72, pp. 1—35.
10. *Fisher, R. V.*, 1958, Definition of volcanic breccia: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1071—1073.
11. *Fisher, R. V.*, 1961, Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1409—1414.
12. *Fisher, R. V.*, 1966a, Rocks composed of volcanic fragments and their classification: Earth Sci. Rev., v. 1, pp. 287—298.
13. *Fisher R. V.*, 1966b, Geology of a Miocene ignimbrite layer, John Day Formation, eastern Oregon: Univ. California Publ. Geol. Sci., v. 67, pp. 1—58.
14. *Fisher R. V.*, 1966c, Mechanism of deposition from pyroclastic flows: Amer Jour. Sci., v. 264, pp. 350—363.
15. *Fisher, R. V., and Waters, A. C.*, 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes: Amer. Jour. Sci., v. 268, pp. 157—180.
16. *Fiske, R. S.*, 1963, Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 74, pp. 391—406.
17. *Fiske, R. S., and Matsuda, T.*, 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan: Amer. Jour. Sci., v. 262, pp. 76—106.
18. *George, W. O.*, 1924, Relation of the physical properties of the natural glasses to their chemical composition: Jour. Geol., v. 32, pp. 353—372.
19. *Gilbert, C. M.*, 1938, Welded tuff in eastern California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 1829—1862.
20. *Gilbert, C. M., and McAndrews, M. G.*, 1948, Authigenic heulandite in sandstone, Santa Cruz County, California: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 91—99.
21. *Hay, R. L.*, 1952, The terminology of finegrained detrital volcanic rocks: Jour. Sed-Petrology, v. 22, 119—120.

22. *Hay, R. L.*, 1966, Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 85, 130 pp.
23. *Heiken, Grant*, 1972, Morphology and petrolraphy of volcanic ashes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1961—1988.
24. *Huber, N. K., and Reinhart, C. D.*, 1966, Some relationships between refractive index of fused glass beads and the affinity of volcanic rock suites: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, pp. 101—110.
25. *Kaley, M. E., and Hanson, R. F.*, 1955, Laumontite and leonhardite in Miocene sandstone from a well in San Joaquin Valley, California: Amer. Mineral., v. 40, pp. 923—925.
26. *Kay, G. M.*, 1935, Distribution of Ordovician altered volcanic materials and related clays: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 225—244.
27. *Krumbein, W. C., and Tisdel, F. W.*, 1940, Size distribution of source rocks of sediments: Amer. Jour. Sci., v. 238, pp. 296—305.
28. *Lerbekmo, J. F.*, 1957, Authigenic montmorillonoid cement in andesitic sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 298—305.
29. *Mackin, J. H.*, 1960, Structural significance of Tertiary volcanic rocks in southwestern Utah: Amer. Jour. Sci. v. 258, pp. 81—131.
30. *Moore, B. N.*, 1934, Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake region, Oregon: Jour. Geol., v. 42, pp. 358—375.
31. *Moore, J. G., and Peck, D. L.*, 1962, Accretionary lapilli in volcanic rocks of western continental United States: Jour. Geol., v. 70, pp. 182—194.
32. *Millineaux, D. R., and Crandell, D. R.*, 1962, Recent lahars from Mt. St. Helens: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 855—870.
33. *Pettijohn, F. J.*, 1950, Turbidity currents and graywackes — a discussion: Jour. Geol., v. 58, pp. 169—171.
34. *Pirsson, L. V.*, 1915, The microscopical characters of volcanic tuffs — a study for students: Amer. Jour. Sic., ser. 4, v. 40, pp. 191—211.
35. *Ross, C. S.*, 1928, Altered volcanic materials and their recognition: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 12, pp. 143—164.
36. *Ross, C. S.*, 1955, Provenance of pyroclastic materials: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 427—434.
37. *Ross, C. S., Miser, H. D., and Stephenson, L. W.*, 1929, Water-laid volcanic rocks of early Upper Cretaceous age in southwestern Arkansas, southeastern oklahoma, and northeastern Texas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154-F, pp. 175—202.
38. *Ross, C. S., and Shannon, E. V.*, 1926, The minerals of bentonite and related clays and their physical properties: Amer. Ceramic Soc. Jour., v. 9, pp. 77—96.
39. *Ross, C. S., and Smith, R. L.*, 1961, Ash-flow tuffs — their origin, geologic relations, and identifications: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 366, 81 pp.
40. *Sapper, K.*, 1928, Die Tätigsten Vulcangebiete der Gegenwart: Zeitschr. Vulk., v. 11, pp. 181—187.
41. *Scheidegger, A. E., and Potter, P. E.*, 1968, Textural studies of graded bedding: Sedimentology, v. 11, pp. 163—170.
42. *Schmincke, H.-U.*, 1967, Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, south central Washington: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 438—448.
43. *Schmincke, H.-U., and Swanson, D. A.*, 1967, Laminar viscous flowage structures in ashflow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands: Jour. Geol., v. 75, pp. 647—664.
44. *Smith R. L.*, 1960, Ash flows: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 795—842.
45. *Swineford, Ada, Frye, J. C., and Leonard, A. B.*, 1955, Petrography of the Late Tertiary volcanic ash falls in the central Great Plains: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 243—261.
46. *Thorarinsson, S.*, 1954, The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947, The eruption of Hekla, 1947—1948: Mus. Nat. Hist. Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 68 pp.
47. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Principles of sedimentation (2nd ed.): New York, Wiley, 673 pp.
48. *Walker, G. P. L.*, 1971, Grain-size characteristics of pyroclastic deposits: Jour. Geol., v. 79, pp. 696—714.
49. *Washington, H. S.*, 1917, Chemical analyses of igneous rocks: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 99, 1201 pp.
50. *Waters, A. C., and Fisher, R. V.*, 1970, Maar volcanoes: Proc. 2nd Columbia River Basalt Symp., Cheney: Eastern Washington State Coll. Press, pp. 157—170.
51. *Webb, W. M., and Potter, P. E.*, 1969, Petrology and geochemistry of modern detritus from a rhyolitic terrain, Western Chihuahua, Mexico: Bol. Soc. Geol-Mexicana, v. 32, pp. 45—61.
52. *Wentworth, C. K., and Williams, H.*, 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Rept. Comm. Sedimentation, Bull. Nat. Res. Coun, no. 80, pp. 10—53.
53. *Whetten, J. T.*, 1966, Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke: Science, v. 152, pp. 1057—1058.

ГЛАВА 10. ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ

Введение

Определения

Среди промышленников, занимающихся изготовлением извести, термин известняк (дословно с английского — известковый камень) является общим обозначением пород этого класса, состоящих по крайней мере на 80% из карбонатов кальция и магния; при отжиге (кальцинировании) их образуется продукт, с которым при прибавлении воды происходит реакция гашения. Хотя термин является буквальным обозначением, геологи в настоящее время используют его для несколько большей группы пород. Термин карбонатит также употребляется для этих пород [175], но в последнее время от него отказались, так как он применяется и к некоторым породам неосадочного генезиса [154].

В целом термин известняк применяется только к тем породам, в которых карбонатная фракция преобладает над некарбонатными компонентами. Если, например, обломочный кварц песчаной фракции составляет более 50%, предпочтительнее будет термин известковый песчаник. Точно так же породы, в которых глинистого материала больше, чем карбонатной фракции, правильнее называть не известняками, а известковыми глинами.

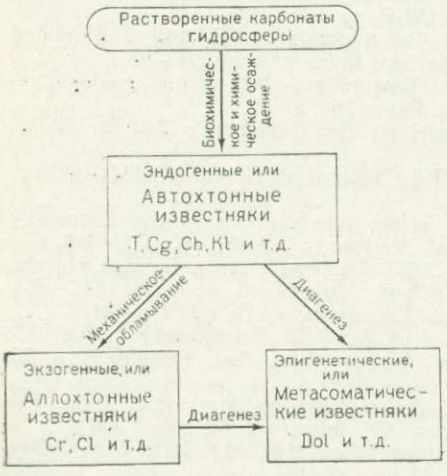


Рис. 10-1. Генетическая классификация известняков.

T — известковый туф; Cg — ракушечник, Ch — писчий мел; Kl — клинтит; Cr — калькаренит; Cl — кальцилютит; Dol — доломит

Обычно термин известняк употребляют для тех пород, в которых карбонатная фракция состоит преимущественно из кальцита или арагонита, а термин доломит оставляют для пород, преимущественно состоящих из минерала доломита, хотя последний является известьсодержащей породой. Кроме того, имеются породы, содержащие как кальцит, так и доломит. Классификация этих пород промежуточного состава будет подробно рассмотрена в разделе о доломитах.

К сожалению, во многих случаях термин известняк является слишком общим обозначением разных групп пород. Известняки имеют различный генезис (рис. 10-1). Одни из них — обломочные или детритовые, перенос и отложение их происходит механическим путем; другие представляют собой химический или биохимический осадок и образуются на месте. Первый тип обладает гидродинамическими структурами и текстурами и не отличается от других пород, переносимых и отлагаемых с помощью волн и течений. Второй тип имеет весьма разнообразное

строение. Обломочные известняки имеют слоистость, обусловленную действием течений; известняки, образовавшиеся на месте, характеризуются слоистостью нарастания. Как обломочные, так и хемогенные известняки могут претерпеть глубокие изменения под действием различных постседиментационных преобразований и частично потерять первоначальные признаки. Эти эпигенетические или диагенетические породы характеризуются специфическими особенностями строения.

Тот факт, что породы столь разнообразного происхождения объединяются общим термином известняк, скорее скрывает, чем освещает их происхождение. По этой причине Грабау [125] отказался от термина известняк и выделил обломочные карбонаты в калькарениты и т. д., а осажденные карбонаты в кальцигранулит и ему подобные. Но термин известняк уже прочно вошел в употребление и в будущем, без сомнения, будет употребляться как промышленный, а возможно и полевой термин. Укоренившееся использование термина трудно изменить, хотя отказ от него позволил бы детальнее наблюдать и лучше понимать известковосодержащие породы.

Распространение известняков

Известняк — очень распространенная осадочная порода. Оценки, основанные на полевых подсчетах, показали, что известняки (и доломиты) составляют от одной пятой до одной четвертой части стратиграфического разреза (см. с. 34). Известняки (и доломиты) могут иметь любой возраст, даже самый древний докембрийский (архейский), хотя в более древних отложениях они распространены значительно меньше, чем среди более молодых пород. Наиболее известные древнейшие известняки — известняки Стипрок в Канаде [173] и известняки свиты Булавэян в Южной Африке [291]. Им более 2,6 млрд. лет. Мощные широко распространенные толщи известняков и доломитов обычны для позднего докембрия (протерозоя) и очень широко распространены в разрезе нижнего палеозоя, особенно в Северной Америке. В общем более древние карбонатные отложения чаще представлены доломитом; в известняках Северной Америки отношение Ca/Mg, по-видимому, постепенно возрастает с уменьшением возраста пород [66].

На устойчивых древних платформенных территориях известняки (и доломиты) представлены маломощными, но широко распространенными пластами. В ордовике они покрывали почти всю древнюю Северо-Американскую платформу. В окраинных миогеосинклинальных участках мощность их значительно больше и в некоторых случаях достигает 5 000 м [295]. В эвгеосинклинальных трогах они часто отсутствуют, но в некоторых случаях представлены маломощными турбидитами или аллодапическими известняками.

Экономическое значение известняков

Известняки представляют интерес, в частности, благодаря их промышленному значению [188]. Некоторые из них, такие как популярный бедфордский камень в штате Индиана, широко используются в Соединенных Штатах в качестве строительного материала. Раздробленный известняк используется для приготовления бетона, как дорожное покрытие, а в порошкообразном виде — в сельском хозяйстве для обработки растений. Из него при обжиге получается известь, он является главной составной частью при изготовлении портланд-цемента, использует-

ся как флюс при выплавке железных руд, а также в качестве наполнителя при изготовлении бумаги. Еще одним стимулом для изучения известняков является их экономическое значение и роль как подземных хранилищ нефти и воды [113]. От трети до половины добываемой в мире нефти извлекается из коллекторов, представленных известняками и доломитами. В некоторых скважинах дебиты нефти из карбонатных коллекторов являются уникальными и превышают 100 000 баррелей в сутки. Районы распространения известняков характеризуются карстообразованием, результатом растворения. Потоки подземных вод через сложную сеть каналов выходят на поверхность в виде крупных источников. Подобные водяные системы особенно чувствительны к загрязнению.

Основные библиографические источники

Поскольку карбонатные отложения составляют значительную часть разреза осадочных пород, петрологи должны быть знакомы с их свойствами, распространением, а понимание их роли и происхождения играет существенную роль в изучении истории Земли.

Обобщение современных знаний в небольшой главе является трудной задачей. Изучающим этот предмет следует обратиться ко многим работам. Среди них монография Кайе, переведенная Карощи на английский язык [46, 44], публикации Хаддинга [136, 137, 138] и более поздние Батхерста [18], а также Чиллингара, Биссела и Файрбриджа [52] являются фундаментальными исследованиями по известякам. К более поздним относятся публикации симпозиумов по региональным аспектам карбонатного осадконакопления [193], о классификации карбонатов [146], о доломитизации и диагенезе известняков [261], по осадочным фациям карбонатных пород [104], по карбонатному осадконакоплению в Центральной Европе [234], а также материалы конференции по карбонатным цементам [39]. Другая ценная информация по этому вопросу содержится в специальных выпусках журнала «Седиментология», посвященных литификации карбонатных осадков [110], а также в ряде статей по геохимии карбонатных осадков и осадочных карбонатных пород Графа [126, 127, 128, 129, 130]. К монографиям, рассматривающим другие специальные аспекты проблемы, относятся работы Джонсона по органогенным известнякам [171, 172], работы Горовица и Поттера [159] по петрологии органогенно-обломочных карбонатов. Опубликованы многочисленные сведения о современных карбонатных осадках. Библиография Поттера [255] по карбонатам — прекрасное руководство, содержащее обширную литературу как по молодым, так и по древним карбонатам.

Современные карбонатные осадки

Известковые осадки широко распространены в современном мире. Недавно хорошее обобщение обширной литературы по этому предмету было дано Роджерсом [277] и Батхерстом [18]; имеется более ранняя и крупная монография по современным карбонатам Пиа [250]. Задача, которую мы ставим здесь, заключается в том, чтобы перечислить и классифицировать разнообразные фациальные условия, в которых накапливались карбонатные осадки, и установить природу этих отложений. Если действителен метод актуализма, то мы сможем ожидать, что современные фации и осадки будут отражены в геологическом разрезе.

Распространение и распределение

Имеется пять основных групп современных карбонатных осадков (не все из них имеют одинаковое значение): мелководные морские осадки, глубоководные морские карбонаты, карбонаты эвапоритовых бассейнов, карбонаты пресноводных озер и источников и эоловые карбонаты. Поскольку большинство отложений геологического прошлого принадлежит к I группе, ей уделено особое внимание. Однако глубоководные морские карбонаты наиболее широко распространены в современном мире, и сейчас признается, что значительное количество древних карбонатов имеет глубоководное происхождение. Карбонаты эвапоритового происхождения, а также те, которые отложились в пресноводных озерах и источниках, и карбонатные дюны, несмотря на незначительное распространение, также заслуживают изучения.

Мелководные карбонаты. Хотя мелководные морские карбонаты были очень широко распространены в геологическом прошлом, сегодня их обнаруживают лишь в немногочисленных местах. Лучше всего известны и широко распространены карбонаты Флоридско-Багамского региона. Большая Багамская Банка представляет собой едва затопленное плато у побережья Флориды около 700 км длиной и до 300 км шириной. Бóльшая часть ее покрыта толщей воды, не превышающей 10 м. Незатопленные участки представляют собой архипелаг островов, крупнейшим из которых является о. Андрос. Осадки этого района были описаны Иллингом [163], Ньюэллом и Ригби [240, 239, 265, 266, 166]. Вкратце отметим, что отложения главным образом представлены известковыми песками, как органогенно-обломочными, так и оолитовыми, и в меньшей степени тонкозернистыми карбонатными илами и рифовыми образованиями. Пески покрывают большую площадь отмелей и находятся в движении, образуя обширные поля субаквальных дюн [11]. Илы приурочены к мелководным и приливно-отливным участкам, расположенным к западу или с подветренной стороны о. Андрос; рифовые постройки образуют узкие ограниченные тела, располагающиеся главным образом с надветренной (восточной) стороны Багамской платформы. Часть карбонатных осадков выносится с платформы и переотлагается в соседних глубоководных бассейнах, таких как бассейн Тонга в Атлантическом океане и Колумбийский бассейн [31]. Карбонатные пески также накапливаются в незатопленных частях банки в виде субаэральных дюн.

Карбонатные отложения Флоридской платформы сходны с вышеописанными [117, 118] и состоят из рифовых карбонатных построек, зарифовых песков и лагунных илов. Пески частично органогенно-обломочные, частично оолитовые. Особый интерес представляют прибрежные илы залива Флорида, которые, по-видимому, связаны с «луговыми» скоплениями морской травы (*Thalassia*). Эти луга создают препятствие и гасят турбулентность, способствуя таким образом отложению илов.

Другими районами интенсивного накопления мелководных карбонатных осадков являются банка Кампече, прилегающая к Юкатану, и шельф Гондураса. Банка Кампече была описана Логаном с соавторами [205], а осадки этого района были исследованы Хоскинсом [160], Фолком и Роблесом [99], а также Хардингом [149]. Карбонатные осадки шельфа Гондураса менее известны, однако в настоящее время они являются объектом изучения [227, 119].

Отложения карбонатных песков и илов, а также рифовых построек обнаружены на побережье Персидского залива [161]. Прибрежные

лагуны и приливно-отливная полоса этого района содержат чрезвычайно соленые воды; засолоненные фации присутствуют и в смежных районах; обычно они представлены плоскими соляными участками, временами подвергаемыми затоплению (себхой) [297, 179]. В результате эвапоритовые отложения тесно связаны с карбонатами.

Другие области накопления мелководных карбонатных осадков, гораздо менее известные, находятся у берегов Западной Австралии [204] и Квинсленда. Участок залива Шарк на западном побережье местами сильно засолонен и известен, в частности, своими строматолитовыми фациями [203, 204]. Шельф Квинсленда сравним по площади с Багамской платформой. Здесь находится широко известный, протягивающийся более чем на тысячу миль Большой Барьерный риф [228]. Окаймляющие барьерные рифы и атоллы, расположенные во всех частях Тихого океана и в других тропических водах, описаны в литературе. Хотя эти отложения занимают малую площадь, они дают большую информацию по рифовым постройкам, их структуре и развитию [185]. К наиболее известным можно отнести отложения острова Фунафути [64], Гуама [288] и Бикини [85].

Можно отметить, что прибрежные морские карбонаты накапливаются в нескольких специфических карбонатных обстановках: рифовой, приливно-отливной, скоплений «луговой» травы *Thalassia,* открытых отмелей или шельфовой и субаэральной дюн. Основная часть илов накапливается в приливно-отливной и «луговой» фациальных обстановках, песчаники встречаются в зоне открытого шельфа и в дюнах.

Глубоководные морские карбонаты. Современные глубоководные карбонаты принадлежат к двум классам: к турбидитам, или осадкам открытых морей, и к пелагическим глубоководным морским осадкам. Первые, несмотря на меньшее распространение, более обычны для геологических толщ; пелагические карбонаты, наиболее широко распространенные в современных океанах, бедно представлены или вообще не представлены в древних толщах.

Турбидиты, или карбонаты бассейнов, лишь недавно установлены как в современных морях, так и в древних геологических разрезах. Отложения образуются в бассейнах глубиной в несколько тысяч метров. Они представлены толщами с градационной слоистостью, чередующимися с местными осадками, либо пелагических карбонатов, либо тонкозернистыми терригенными. На их мелководное происхождение указывают включения органического детрита, например обломки известковых красных водорослей (*Halimeda*). Осадки этого типа пространственно и генетически связаны с рифами и образуются за счет их разрушения, а затем переносятся в глубоководные зоны турбидитными потоками. Такие осадки были описаны в бассейне Тонга, на Багамских островах, в Колумбийском бассейне, в южной части Багамского архипелага [31] и в глубоководной части Мексиканского залива у берегов Кампече [68]. По-видимому, эти отложения характерны для древних геологических разрезов (см. с. 474).

Наиболее широко распространенные глубоководные морские карбонаты представлены морскими птероподовыми или глобигериновыми илами; последние встречаются гораздо чаще. Глобигериновый ил покрывает площадь 125×10^6 км^2; птероподовый — 2×10^6 км^2 [186]. Средние глубины накопления этих отложений соответственно 3 600 и 2 000 м. Глобигериновый ил состоит главным образом из раковин планктонных фораминифер, среди которых основной является *Globigerina.* Содержание карбоната в иле колеблется от 30 до 90%, составляя в среднем

65%. Эти отложения наиболее часто встречаются в низких широтах, и их распространение, по-видимому, коррелируется с соленостью поверхностных вод; наиболее широко они распространены в районах с максимальной соленостью поверхностных вод [334], однако отсутствуют в местах значительного погружения океанического ложа. Очевидно, более холодные глубинные воды способствуют растворению известковых раковин фораминифер. Глубина, ниже которой процесс растворения преобладает над процессом аккумуляции, составляет около 4 000 м. Содержание карбонатов ниже этой глубины быстро падает; карбонаты практически полностью отсутствуют глубже 6 000 м. Хотя некоторые карбонатные осадки, как, например, писчий мел, имеют сходство с современными илами, полагают, что лишь очень малая часть морских известняковых отложений геологического разреза образовалась на абиссальных глубинах. В какой-то мере это может быть связано с тем, что планктон, содержащий известь, появился только в меловом периоде. До этого пелагические карбонаты образовываться не могли.

Пресноводные карбонаты. В некоторых современных пресноводных озерах образуются рыхлые известковые землистые отложения, называемые мергелем [69]. Озера с мергелевыми отложениями типичны для районов Северной Америки, покрытых известковыми ледниковыми наносами [330]. Пласты мергеля также подстилают многие пресноводные болота, указывая на ранее существовавшие озерные условия. Часто такие мергели бывают глинистыми и, следовательно, пригодны для изготовления портланд-цемента.

В настоящее время известковые отложения также образуются при испарении вод некоторых источников и рек. Известковый туф — губчатое, пористое вещество, образующее маломощные поверхностные осадки вокруг источников и родников и особенно в реках; редко характеризуется широким распространением и встречается главным образом в современных или четвертичных отложениях. Травертин — плотное слоистое вещество, особенно типичное в кавернах известняка; образует относительно небольшие залежи и, подобно известковому туфу, имеет в основном четвертичный или современный возраст.

Эвапоритовые карбонаты. Из незначительных скоплений карбоната кальция, связанных с аридным климатом, наиболее широко распространены каличе. Эти обогащенные известью отложения обнаружены в почвах районов с полуаридным климатом. Капиллярные силы вытягивают известьсодержащие воды к поверхности, где в результате испарения образуется обогащенное известью каличе. Поскольку они образуются только в районах с ограниченным выпадением осадков, эти отложения являются важным показателем климатических условий.

Эоловые карбонаты — небольшие скопления карбонатного песка — обломки прибрежных рифов — накапливаются на пляжах и в дюнах, связанных с этими пляжами. Известковые эоловые отложения встречаются на Бермудских [287, 215] и многих островах Багамской платформы. Подобные дюнные отложения являются самоцементирующимися и, как некоторые пляжевые пески, быстро литифицируются; последние называются пляжным известковистым песчаником.

Обстановки карбонатного осадконакопления

В этом кратком обзоре современных карбонатных осадков показано, что накопление карбонатов происходит в различных фациальных обстановках (рис. 10-2). Наибольший интерес для геолога представля-

ют мелководные морские карбонаты и сопутствующие отложения, которые они формируют, а именно эоловые или чаще турбидиты открытого моря. Сами мелководные фации являются сложными и включают приливно-отливные или близкие к ним выровненные участки, более обширные площади шельфа и банок, окраинные рифы и зарифовые лагуны. Каждая обстановка оставляет свой собственный отпечаток на структуре и текстуре отлагающихся карбонатов. В засушливых районах повышенная соленость мелководных и частично ограниченных лагун и приливно-отливных участков может привести к образованию эвапоритовых осадков, тесно связанных с карбонатами.



Рис. 10-2. Схематический профиль, показывающий основные фациальные обстановки морского карбонатного осадконакопления. По Плейфорду [1972, Ann. Soc. Geol. Belgique, v. 95].

1 — глубоководные фации с прослоями турбидитов; *2* — фации предрифовой зоны; *3* — рифовые фации; *4* — фации тылового рифа; *5* — фундамент

Среди глубоководных наиболее важны турбидитные обстановки открытых морских бассейнов, примыкающих к карбонатным массивам. Абиссальные обстановки, представленные пелагическими отложениями и широко распространенные в современных океанах, отсутствуют или весьма слабо представлены в геологическом разрезе.

Фации озер и источников играют второстепенную роль в геологическом разрезе, а почвенные фации, в которых образуется каличе, широко представлены в древних отложениях. Отложения этого типа появляются в самой верхней части аллювиальных циклов, например, в древнем Красном Песчанике Уэльса [5]. Подобные известковые накопления известны в аллювиальных отложениях кэтскиллской формации девона [6], в миссисипской формации Мок-Чанк в Пенсильвании и в триасовых отложениях близ Йорка, штат Пенсильвания [57].

Петрология современных карбонатных осадков

Морские отложения шельфов и банок состоят из рифогенных пород, песков (различных типов) и илов. Пески гораздо более широко распространены как по площади, так и по объему. Местами они представлены оолитовыми песками. На Багамах, особенно вблизи южного окончания побережья Тонга в Атлантическом океане, а также в других местах, пески накапливаются в виде огромных баров — разнообразных субаквальных дюн, которые могут вымываться при отливах [11]. В других местах пески имеют смешанный состав, часто органогенно-обломочный. Многие составные песчаные зерна являются микрокристаллическими агрегатами, которые могут быть представлены микритизированными или деградированными оолитами или скелетными зернами, а также

могут представлять собой фекальные пеллеты или карбонатные илы. Соотношения различных компонентов разнообразны и определяют выделение фации в классе песков [266, 239]. В некоторых местах, где пески не подвержены значительным перемещениям, обломки зерен цементируются, соединяясь вместе с микритовым карбонатом и образуя скопления так называемого «виноградного камня» [163]. В некоторых районах эти фации широко распространены.

Таблица 10-1

Процентное распределение веществ, входящих в состав современных известковых осадков. По [332]

Компоненты	А	Б	В
Органические вещества			
Водоросли известковые	22,8	25,1	18,1
Моллюски	15,8	17,5	12,2
Фораминиферы	11,7	9,0	17,3
Кораллы	9,0	9,3	8,2
Спикулы, всего	3,6	4,3	2,1
Отпечатки ходов червей	1,8	1,4	3,0
Панцирные	1,2	1,4	0,7
Мшанки	0,3	0,4	Сл.
Прочие компоненты			
Ил	13,2	13,9	11,7
Глина (с иголками арагонита)	10,2	7,8	14,8
Минералы (главным образом кварц)	2,8	3,9	0,5
$CaCO_3$ (неопределимые формы)	5,5	5,3	6,0
Оолиты	0,8	0,4	1,6
Пеллеты (фекальные комочки)	1,3	Сл.	3,8
Обломочный материал	0,2	—	0,8
Всего	100,2	99,7	100,7

А — среднее по 50 образцам Флориды и 24 образцам Багамских о-вов. Б — среднее по 50 образцам Флориды. В — среднее по 24 образцам Багамских о-вов.

В табл. 10-1 показано относительное содержание органических остатков и других материалов в песчаниках. Эти данные, а также ряд других, например [117], показывают, что всего несколько типов организмов поставляют значительную долю обломочного вещества. Примечательна роль современных водорослей, выделяющих известь [332]. Необходимо отметить также относительно подчиненное значение кораллов, так называемых коралловых рифов (табл. 10-2). Относительное значение разных компонентов как источников извести не обязательно отображается указанным в таблице процентным соотношением, поскольку некоторые из них являются более устойчивыми и лучше сохраняются, образуя зерна песка, другие быстро подвергаются разрушению и существуют только в виде частиц размерности илов или глин [50]. Тем не менее водоросли, по-видимому, имеют наиболее важное значение при образовании как песков, так и илов.

Пески, особенно в районах, где они подвержены значительным перемещениям, хорошо отсортированные, стратифицированные и косослоистые [105]. Там, где пески надвигаются на пляж, из них может сформироваться пляжевая известковая порода [116, 84, 325], а там, где они перемещаются в сторону суши, образуются дюны с крупно-

масштабной косой слоистостью. Песчаникам этих дюн свойственны самоцементация и быстрая литификация [287, 215].

Известковые илы на Багамах, как правило, менее распространены, чем карбонатные пески. Они наиболее обильны на мелководных участках и приливно-отливной полосе к западу от о. Андрос и составляют более 50% отложений Флоридского залива [117]. В приливно-отливной зоне илы образуют тонкие слойки, которые, по-видимому, связаны с развитием водорослевого покрытия. Там, где это покрытие обнажается и только изредка затопляется, ил покрывается трещинами усыхания.

Таблица 10-2

Количественный биологический состав современных рифовых осадков. По [340]

Компоненты	А	Б	В	Г
Водоросли известковые	48,5	25,1	18,0	42,5
Моллюски	17,8	17,5	12,2	15,2
Кораллы мадрепоритовые	16,6	9,1	8,2	34,6
Фораминиферы	6,3	9,0	17,3	4,1
Всего	89,2	60,9	55,7	96,4
Отношения компонентов				
Водоросли — кораллы	2,92	2,70	2,20	1,23
Водоросли — моллюски	2,72	1,43	1,47	2,79
Водоросли — фораминиферы	7,70	2,80	1,04	10,03
Моллюски — фораминиферы	2,82	1,94	0,71	3,71
Моллюски — кораллы	1,07	1,88	1,49	0,44
Кораллы — фораминиферы	2,64	1,01	0,47	8,44

А — рифы Пёрл и Хермис, Б — Юго-Восточная Флорида, В — Багамские острова, Г — о. Мурреа, Австралия.

Субаквальные илы часто пеллетовые и формируют особый вид песка. Происхождение этих арагонитовых илов является предметом многих исследований. Хотя имеется неясность в вопросе, каким образом морская вода насыщается карбонатом кальция, не остается никаких сомнений, что мелководные морские воды, частично изолированные, могут быть насыщены карбонатом кальция, и из таких вод карбонат может осаждаться в виде арагонита. В условиях существования турбулентных потоков могут образовываться оолиты; в спокойной воде арагонит осаждается в виде крошечных игольчатых кристаллов. Обнаружение иголок арагонита в мелководных лагунах Багам является свидетельством прямого выпадения карбоната кальция [58]. Однако последние исследования показали, что иглы арагонита могут образоваться из ткани водорослей и выделяться при распаде органического вещества [210]. Они имеют те же размеры, морфологию и изотопный состав [213], что и иглы арагонита в илах (изотопный состав осажденного карбоната иной). Недавнее изучение продуктивности водорослей в районе Флориды показало, что илы действительно имеют органическое происхождение [317]. На побережье Омана, однако, есть убедительные признаки неорганического осаждения [179]. Возможно также, что некоторые илы представляют собой продукт тончайшего раздробления скелетного материала [50].

Рифогенные породы являются результатом биоценоза нескольких видов организмов. Как видно из табл. 10-2, кораллы занимают относительно подчиненное положение даже в так называемых «коралловых рифах». Организмы, формирующие риф Фунафути, распределяются следующим образом (в порядке убывания): покрывающие коралловые водоросли (*Lthothamnium*), другие водоросли (*Halimeda*), раковины фораминифер, кораллы [92]. Весьма существенным для рифов является развитие таких форм, которые создают устойчивый к действию волн каркас. Другие формы включают детрит, который внедряется в этот каркас и обрастает его. Рифы представляют собой острова активной жизнедеятельности. Сначала они растут благодаря известковому материалу, отлагаемому живущими организмами (главным образом бентосом). Почти сразу после возникновения рифы возвышаются над окружающим дном. Когда они в своем росте достигают зоны действия турбулентности, порождаемой волнами, детритовый материал сносится и осаждается на обращенной к морю стороне рифа, расширяя рифовую платформу. Растущее ядро может вспоследствии расшириться и заполнить боковой детритовый шлейф. Некоторые рифовые обломки переносятся на большие расстояния; в глубоководных участках перенос осуществляется турбидитными потоками. Таким образом, рифы дают начало отложениям гораздо более протяженным, чем сама рифовая постройка. Некоторые обломки выбрасываются на риф: образуется остров, который при определенных условиях укрепляется растительностью.

Все описанные выше типы осадков, а также фациальные обстановки, в которых они образовались, представлены в древних карбонатных разрезах. Калькарениты или карбонатные пески являются весьма распространенными, так же, как и кальцилютиты (сцементированные известковые илы), которые распространены даже шире, чем карбонатные пески в современных осадках. Рифовые породы, представленные в древних толщах и в современных отложениях, занимают незначительную часть от общего объема карбонатных пород. Однако многие карбонатные постройки геологического прошлого не являются коралловыми рифами, а по-видимому, представляют собой скопления карбонатного ила.

Минеральный и химический состав

Карбонатные минералы

Поскольку известняки — карбонатные породы, основными минералами в них являются карбонат кальция, арагонит и доломит. Некоторые известняки в небольшом количестве содержат также анкерит и сидерит. В наибольших количествах содержатся кальцит и доломит, в меньших — арагонит, анкерит и сидерит. За исключением арагонита, все минералы имеют гексагональную сингонию, являются одноосными, отрицательными и имеют совершенную по ромбоэдру (1011) спайность. Доломит, сидерит и анкерит имеют искривленные поверхности спайности, обычно четко наблюдаемые только в очень больших кристаллах. Все эти минералы имеют высокое двупреломление и переменный рельеф.

Кальцит и доломит наиболее трудно различимы. Габитус обычных кристаллов кальцита скаленоэдрический; редко ромбоэдрический, характерный для доломита. За исключением некоторых жил и выполне-

ний жеод, а также очень редких «песчаных кристаллов», кальцит редко встречается в виде эвгедральных кристаллов, а образует ангедральную мозаику. В оолитах, а также в некоторых осажденных разновидностях цемента кальцит может иметь радиальную или волокнистую структуру.

Кальцит известняков может состоять как из первичных, так и из диагенетических (вторичных) минералов. В скелете породообразующих организмов имеется как кальцит, так и арагонит. Скелет одних организмов образован арагонитом, других — исключительно кальцитом, третьих — частично арагонитом, частично кальцитом. Кальцит известняков, за небольшим исключением, представлен чистым $CaCO_3$, относительно свободным от примесей железа и магния. С другой стороны, твердые остатки скелета некоторых беспозвоночных содержат значительную часть $MgCO_3$ в твердом растворе — так называемый «высокомагнезиальный кальцит». В некоторых случаях содержание $MgCO_3$ достигает 18% [48]. Эти разновидности кальцита метастабильны; кальцит из мезозойских или более древних пород фактически не содержит магния [49]. Лишь в редких случаях метастабильный магниевый кальцит остается стойким в течение продолжительного геологического времени.

Кальцит в известняках может присутствовать в различных генерациях — в первичной форме, в виде обломков раковин, продукта перекристаллизации арагонита, осажденного цемента. Эти генерации можно отличить друг от друга по структуре. Они также могут слабо различаться по составу, в частности, две генерации цемента могут слабо различаться по содержанию железа. Эти различия в составе могут быть установлены при анализе микропроб или реакций окрашивания [200].

Доломит в некоторых известняках часто ассоциирует с кальцитом. Обычно трудно провести различие между этими двумя минералами. Основные различия обобщены в табл. 10-3. Часто наличие ромбоэдрического габитуса может убедить петрографа в присутствии доломита, но этот критерий не безошибочный. С целью более достоверных определений следует прибегать к реакциям окрашивания [105]. Обычно доломит не является первичным минералом. В большинстве случаев он представляет собой продукт замещения кальцита или арагонита. Раковины не были первоначально сложены доломитом, который развивается по ним как продукт постседиментационного замещения. Рассеянные ромбики доломита, которые в поперечном направлении пересекают первичную текстуру породы, могут указывать на наличие магния, высвободившегося при распаде метастабильного, обогащенного магнием кальцита. Если порода в целом представляет собой мозаику кристаллов доломита, это говорит о поступлении в нее магния. Некоторые доломиты обогащены железом; это дает возможность использовать реакции окрашивания, а также придает обнажениям доломитов характерный для выветрелых пород бурый цвет. Во многих случаях примеси железа в доломите видны по зональному распределению окраски в ромбах.

Арагонит — полиморфная модификация карбоната кальция. Но у него ромбическая сингония и поэтому другие оптические и физические свойства. Он является главным компонентом раковин пелеципод и гастропод, а также некоторых кораллов; он имеет ту же форму, что и в химически осажденных карбонатах. Современные карбонатные илы состоят главным образом из мельчайших иголок арагонита; современные известковые ооиды также арагонитовые, причем арагонит в них отлагался в концентрических слоях в виде тангенциально ориентированных

кристаллов. Поскольку арагонит неустойчив, его находят только в молодых отложениях. Арагонит современных раковин в течение нескольких лет может преобразоваться в кальцит [209]. Наглядным эффектом этого преобразования является потеря внутренней структуры и образование ангедральной кристаллической мозаики. Арагонитовые ооиды подвергаются подобной перекристаллизации и могут превратиться в мозаичный микритовый кальцит, потеряв при этом значительную часть или даже всю первоначальную внутреннюю структуру. Арагонит, в отличие от кальцита, не может содержать карбонат магния в виде твердого раствора, и поэтому арагонитовые раковины в большинстве своем не содержат магния (см. табл. 10-5). Они редко содержат более 1% $MgCO_3$ [48]. С другой стороны, они могут содержать заметное количество стронция.

Таблица 10-3

Основные различия между кальцитом и доломитом

	Кальцит	Доломит
Габитус кристаллов (в породе)	Ангедральный, редко ромбический	Ромбический, может быть зональным
Показатели преломления	1,658	1,680
	1,486	1,501
по плоскости спайности	1,566	1,588
Двупреломление	0,172	0,179
Плотность	2,71	2,87
Растворимость в кислоте	Легко растворяется в холодной разбавленной кислоте	Очень медленно растворяется в холодной разбавленной кислоте
Окрашивание, по [105]	Легко окрашивается хроматом серебра	Не окрашивается хроматом серебра
Выветривание	—	Приобретает желтую или розовую окраску из-за присутствия небольшого количества $FeCO_3$

Сидерит — редкая и обычно незначительная составная часть некоторых известняков. Как отмечалось, железистые соединения обычно присутствуют в минерале доломите, но в некоторых случаях, как, например, в известняках, ассоциирующих с сидеритовым железняком, они встречаются в виде рассеянных сидеритовых ромбиков. При слабом окислении сидерит распадается. Это легко можно обнаружить по темной окраске окислов железа вдоль спайности и границ зерен.

Кремнезем и силикаты

Некоторые известняки состоят почти целиком из одного или нескольких карбонатных минералов; другие — имеют в том или ином количестве примеси других минералов.

Кремнезем в небольших количествах и различных формах — обычная составная часть многих известняков. Часто он присутствует в виде халцедона. Он может быть рассеян в породе; более часто он выделяется в крупные — кремнистые или флинтовые желваки многих известняков и доломитов. Если кремнезем халцедона мелкозернистый и рассеян, его трудно обнаружить в шлифе. Он может также встречаться

в виде мельких сферолитов (рис. 10-3) или выполнять пустоты между ромбиками доломита в некоторых доломитизированных породах. В последнем случае при растворении доломита остаются ноздреватые поры оставшегося «кремнистого отпечатка доломита» [168, 219]. Подобный материал наиболее заметен в нерастворимом в кислоте остатке породы. Кремнезем также встречается в виде мелких эвгедральных кристаллов кварца, которые пересекают первичную текстуру и поэтому являются аутигенными. Многие известняки и доломиты, особенно калькаренитьі, содержат обломочные зерна кварца. Часто эти зерна обрастают вторичным кварцем, образуя крупные регенерированные кристаллы (рис. 10-4).

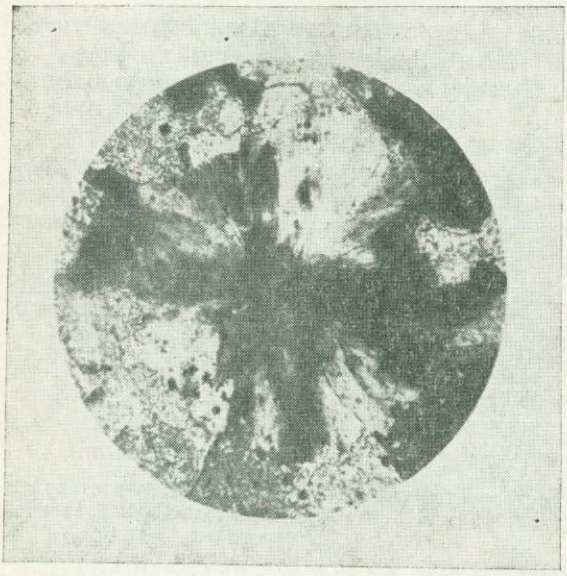


Рис. 10-3. Сферолит халцедона в долине Ниагара (силур), Торнтон. Иллинойс. Скрещенные николи, ×160.

Обратите внимание на неправильный контур сферолита, отсутствие концентрического строения, а также радиальное расположение волокон халцедона. Последние образуют нечетко выраженный псевдоосный крест

Полевые шпаты, подобно кварцу, во многих известняках и доломитах встречаются в очень малых количествах в виде аутигенных эвгедральных кристаллов, хотя в редких случаях могут занимать до 40% всей породы (рис. 10-5).

Глинистые минералы — одна из наиболее частых примесей карбонатных пород [274]. Из-за мелкости и рассеянного состояния глинистые частицы незаметны в шлифе, но легко обнаруживаются в нерастворимом в кислоте остатке, приготовленном из большого количества известняка. Природу глинистых минералов лучше всего изучать методом дифракции рентгеновских лучей. Минералы группы иллита наиболее распространены в известняках и доломитах штата Иллинойс; иногда находят каолинит, но ни разу не упоминалось о монтмориллоните [135]. Преобладание минералов группы иллита в карбонатных породах было подтверждено Уивером [346], хотя обычно также присутствуют другие минералы.

Второстепенные минералы

К второстепенным минералам известняков относятся глауконит, коллофан и пирит. Глауконит встречается в виде довольно крупных округлых гранул и иногда бывает очень обилен (рис. 10-6). Коллофан в основном встречается в виде фосфатных скелетных обломков: раковин лингулоидных брахиопод, костей рыб и подобных остатков. Несмотря на подчиненное положение, иногда он также является важным компонентом; такие известняки следует называть фосфатными. Пирит почти повсеместно присутствует в виде мелких рассеянных зерен, которые при

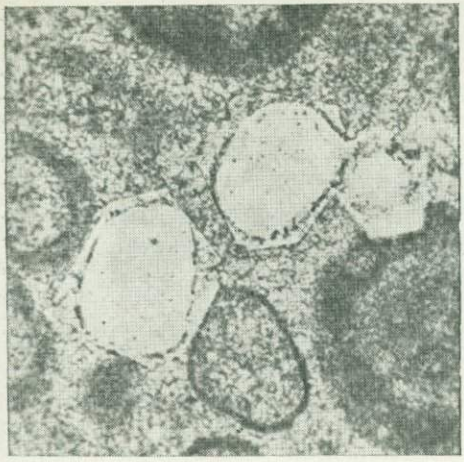
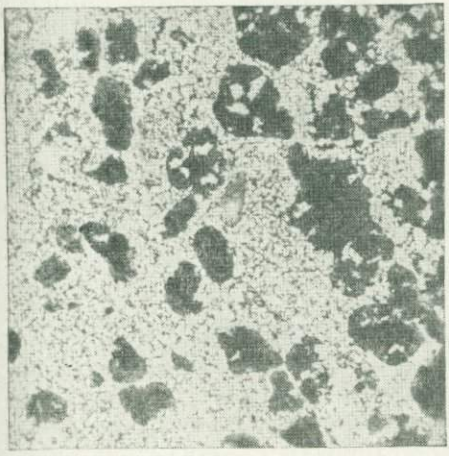




Рис. 10-4. Известняк Арбакл (кембрий), округ Картер, Оклахома. Без анализатора, ×80.
Первоначально был известковым оолитом. Кварцевые зерна увеличиваются в объеме в результате обрастания первичных зерен. Обратите внимание на карбонатные включения на контакте каемки разрастания и первичного обломочного зерна

Рис. 10-5. Фельдшпатизированный оолит. Известняк Сайе (докембрий), Ледниковый Национальный Парк, Монтана. По [151]



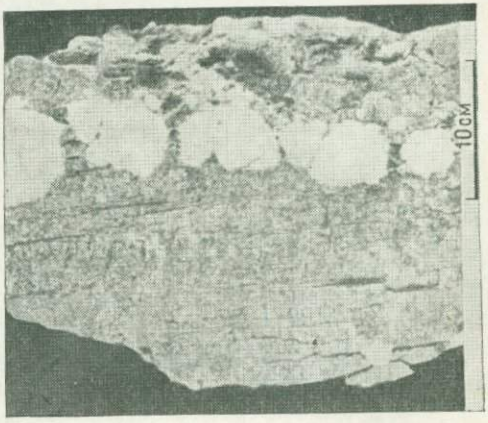


Рис. 10-6. Доломит Боннетерр (кембрий), Миссури. Без анализатора, ×15.
Тонкозернистая ангедральная мозаика доломита, в которой разбросаны многочисленные глауконитовые зерна и немного обломочного кварца. Глауконитовые зерна местами разрушены и замещены доломитом. По-видимому, образец представляет собой глауконитовый песчаный калькаренит, подвергшийся сильной доломитизации

Рис. 10-7. Желваки гипса, расположенные параллельно напластованию толщи песчанистого доломита, формация Беллерофон (верхняя пермь), Италия. По [34]

окислении превращаются в лимонит. Иногда известняк исключительно богат пиритом и появляется основание описывать его как пиритовый. Пирит может встречаться по контурам ископаемых обломков.

Нередко присутствуют гипс и ангидрит, особенно в доломитах. Гипс встречается в виде изолированных эвгедральных кристаллов, нескольких миллиметров в длину. В одних местах о присутствии гипса можно судить только по отпечаткам кристалла, в других он замещается кальцитом. Гипс также встречается в виде изолированных субсферических или яйцевидных желваков от 1 до 3 мм в диаметре (рис. 10-7). Они могут быть рассеяны или сгруппированы. Обычно они выстраиваются в слои параллельно напластованию. Эти желваки слагаются «вихревыми» скоплениями мелких зерен. В некоторых доломитах сульфаты представлены не гипсом, а ангидритом.

Химический состав

Химический состав известняков, как и следует ожидать, довольно четко отражает их минеральный состав. Поскольку известняки в основном сложены кальцитом, содержание CaO и CO_2 в них особенно высо-

Таблица 10-4

Химический состав некоторых типичных известняков

Состав	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO_2	5,19	0,70	7,41	2,55	1,15	13,80	2,38	0,09
TiO_2	0,06	—	0,14	0,02	—	—	—	—
Al_2O_3	0,81	0,68	1,55	0,23	0,45	7,00	1,5[5*]	
Fe_2O_3	0,54	0,08	0,70	0,02	—	4,55	0,56	0,11
FeO		—	1,20	0,18	0,26	—	—	
MnO	0,05	—	0,15	0,04	—	0,29	—	—
MgO	7,90	0,59	2,70	7,07	0,56	1,32	0,59	0,35
CaO	42,61	54,54	45,44	45,65	53,80	38,35	52,48	55,37
Na_2O	0,05	0,16	0,15	0,01	0,07	2,61	—	—
K_2O	0,33	Нет	0,25	0,03		0,86	—	0,04
H_2O^+	0,56*	—	0,38	0,05	0,69	—	—	0,32
H_2O^-	0,21	—	0,30	0,18	0,23	—	—	
P_2O_5	0,04	—	0,16	0,04	—	0,25	Нет	—
CO_2	41,58	42,90	39,27	43,60	42,69	31,31	41,85[6*]	43,11
SO_3	0,05	0,06	0,02	0,03	Нет	—	—	0,44
Cl	0,02	—	—	—	—	—	—	—
S	0,09	0,25	0,25**	0,30**	—	Нет	Нет	—
BaO	—	—	Нет	0,01[4*]	—	—	—	—
SrO	—	—	Нет	0,01	—	—	—	—
Li_2O	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
Органика	—	Сл.	0,09[3*]	0,04[3*]	—	—	—	0,17
Сумма	100,09	99,96	100,16	100,04	99,90	100,34	98,84	100,10

* Включает органическое вещество.
** Рассчитано на пирит.
3* Органический углерод.
4* Содержание не превышает приводимой цифры.
5* Включает TiO_2.
6* Рассчитано по MgO и CaO (потери при прокаливании от 40 до 1000°C, даются как 40,95).
А. Составной анализ 345 известняков. Аналитик Х. Стокс [54].
Б. Известняк «Индиана», Салем (миссисипий). Аналитик А. Эпперсон [Loughlin, 1929].
В. Кристаллический криноидный известняк, Брассфилд (силур), Огайо. Аналитик Д. Шааф [319].
Г. Доломитовый известняк, формация Монро (девон), Огайо. Аналитик Д. Шааф [319].
Д. Литографский известняк, Золенхофен, Бавария. Аналитик Г. Штайгер [54].
Е. Глинистый известняк (натуральный цемент), нижний известняк Фрипорт (пенсильваний), округ Колумбия, Огайо, аналитик П. Демарест [320].
Ж. Писчий мел, Форт Хейс (мел), округ Эллис, Канзас [280].
З. Травертин, горячие источники Маммот, Йеллоустон, Вайоминг. Аналитик Ф. Гуч [54].

кое (табл. 10-4) и составляет в некоторых случаях более 95% от всей породы. Другой составной частью, которая обычно играет значительную роль, является MgO. Содержание его в количестве более 1 или 2% может указывать на присутствие минерала доломита. Роджерс [276] ограничил применение термина магнезиальный известняк только теми породами, которые содержат несколько процентов MgO, но не содержат минерала доломита. За исключением кальцита, осажденного организмами, в твердом растворе не может содержаться более 2% $MgCO_3$ (менее 1% Mg). Твердый раствор неустойчив, поэтому ископаемый кальцит всегда содержит менее 1 или 2% $MgCO_3$ [47].

Содержание магния зависит как от содержания его в скелетных обломках, так и от постседиментационного привноса. Обычно содержание магния увеличивается при процессе доломитизации, хотя некоторые древние породы содержат меньше магния, чем его могут содержать органические обломки, что связано с потерей магния, выделяемого при разложении обогащенного магнием кальцита [49]. Хотя в среднем известняк содержит 7,9% MgO, эквивалентных 16,5% $MgCO_3$, большинство известняков содержат магния намного меньше или намного больше (рис. 10-8). Большинство известняков содержат менее 4% или более 40% $MgCO_3$; породы промежуточного состава редки. Средний известняк Кларка [54], следовательно, является средним карбонатной породы — не известняка, а включает как доломиты, так и известняки. Эти данные по химическому составу отражают простой факт, что обычные карбонатные породы являются или преимущественно кальцитовыми, или преимущественно доломитовыми—смешанный кальцит-доломитовый состав весьма редок (рис. 10-9). С другой стороны, содержание магния в современных осадках не характеризуется подобным бимодальным распределением (рис. 10-10).

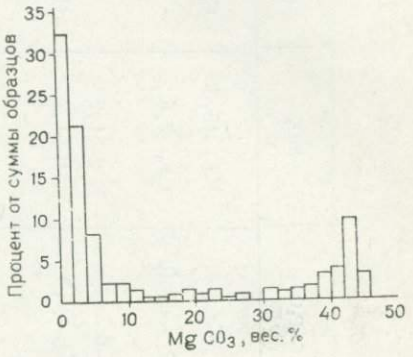


Рис. 10-8. Распределение магния по данным 317 образцов палеозойских известняков, Иллинойс. По [184]

Кремнезем, если он присутствует в больших количествах, указывает на наличие значительного объема некарбонатного детрита, например глины или песка, кремнистых спикул или кремней (см. табл. 10-4, Б и Г). Если содержание окиси алюминия также высокое, кремнезем, вероятно, является составной частью примеси глинистого материала. При наличии такого глинистого материала содержание поташа (K_2O) и связанной воды (H_2O^+) также выше обычного (см. табл. 10-4,Б). В исключительных случаях в известняках в больших количествах могут содержаться микрокомпоненты, такие как фосфор, окислы железа или сульфиды серы. Присутствие в значительных количествах сульфата серы указывает на наличие ангидрита или гипса. Последние наиболее характерны для доломитов.

Поскольку многие известняки состоят из скелетных остатков или их обломков, состав подобных пород является выражением валового состава скелетных элементов. Состав раковин или других твердых частей меняется в зависимости от типа организма и условий его обитания.

Неорганические компоненты морских беспозвоночных

Таблица 10-5

Класс*	Число определений	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$Ca_3P_2O_8$	SiO_2	$(Al, Fe)_4O_3$	$CaSO_4$
Фораминиферы	7	77,0—90,1	1,8—11,2	Сл.	Сл.—15,3	Сл.—4,00	—
Известковые губки	4	71,1—85,0	4,6—14,1	? —10,0	Сл.—7,8	1—5,7	—
Кораллы:							
мадрепориты	30	97,6—99,7	0,1—0,8	0—сл.	0—1,2	0—0,6	—
восьмищупальцевые	22	73,0—98,9	0,3—15,7 Ср. 11,1	Сл.—8,3	0—1,7	Сл.—1,0	0,5—5,4
Иглокожие:							
криноидеи	24	83,1—91,5	7,9—13,7 Ср. 10,8	Сл.—1,1	Сл.—2,0	0,1—1,4	—
морские ежи	14	77,9—91,7	6,0—13,8	Сл.—1,8	Сл.—9,9	0,1—5,2	Сл.—2,0
Мшанки	13	63,3—96,9	0,2—11,1	Сл.—2,9	0,2—16,7	0,1—2,2	—
Брахиоподы:							
известковые	5	88,6—98,6	0,5—8,6	Сл.—0,6	0,1—0,5	Сл.—0,5	—
фосфатные	4	? —8,3	1,7—6,7	74,7—91,7	0,5—0,9	0,3—1,2	? —8,4
Моллюски:							
пелециподы	11	98,6—99,8	0—1,0	Сл.—0,4	0, —0,4	Сл.—0,5	—
гастроподы	20	96,6—99,9	0—1,8	Сл.—0,8	0—2,2	Сл.—1,9	—
цефалоподы	3	93,8—99,5	0,2—6,0	Сл.	0—0,2	Сл.—0,1	—
Панцирные	13	28,6—82,6	3,6—16,0	6,6—49,6	0—1,1	Сл.—8,8	—
Водоросли известковые	16	73,6—88,1	10,9—25,2 Ср. 17,4	Сл.—0,4	Сл.—3,5	Сл.—1,6	—

* Кларк и Вилер также дают результаты анализа гидроидов, аннелид, морских звезд, офиур, скафопод, беконервных, каждые из которых являются микрокомпонентами в осадочных породах.

Химический состав неорганических составляющих был изучен Кларком и Вилером [55, 48].

Как следует из табл. 10-5, даже если в филогенетической группе химический состав меняется в некотором диапазоне, все равно между группами имеются различия. Известковые водоросли, например, гораздо более богаты $MgCO_3$, чем моллюски; панцири ракообразных обогащены фосфатами, и т. д. Чейв [47, 48, 49] провел изучение магния, содержащегося в карбонатах морских беспозвоночных. Он обнаружил, что содержание магния уменьшается с повышением уровня организа-

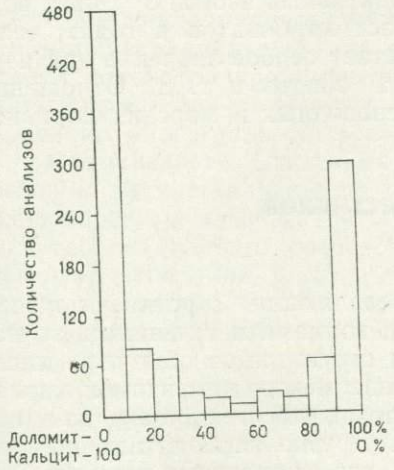


Рис. 10-9. Подсчитанное процентное содержание кальцита и доломита по 1148 анализам карбонатных пород Северной Америки. По [312, 126]

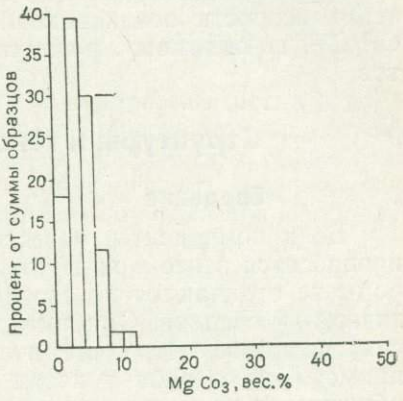


Рис. 10-10. Распределение магния в современных известковых осадках. По [49]

ции. Содержание MgO также зависит от температуры среды и обычно выше у раковин, обитающих в более теплых водах. Наиболее важным фактором является минеральный состав раковины. Арагонитовые раковины бедны магнием, кальцитовые — обычно обогащены этим компонентом.

При анализе данных Чейва ясно, что распределение $MgCO_3$ в древних известняках определяется не простым скоплением скелетного материала. Обогащенные магнием породы либо могут обогащаться неорганически осажденным доломитом, либо представлять собой скелетные скопления, обогащенные этим элементом. Наиболее обычный тип известняка с содержанием $MgCO_3$ менее 4% должен являться либо неорганическим осадком кальцита (или арагонита), либо представлять собой скопление органического детрита организмов, скелет которых обеднен магнием; он может быть также представлен скоплениями других организмов, скелетное вещество которых потеряло свой магний. Последнее предположение, по-видимому, доказывается в тех случаях, когда органические обломки представлены организмами, современные типы которых обогащены магнием, такими как криноидный известняк (см. табл. 10-4,Б, например, с криноидами; табл. 10-5). Эти соотношения являются важной частью доломитовой проблемы.

Изотопный состав

В последние годы значительно возрос интерес к изотопному составу известняков [129]. Отношение O^{18}/O^{16} в морских кальциевых карбонатах иное, чем в пресноводных, и следовательно, с его помощью можно различать цементы морского и атмосферного происхождения. В морских водах это отношение зависит от температуры и, следовательно, в разумных пределах может использоваться как «геологический термометр» [86, 87]. По-видимому, оно также изменяется при наличии живых организмов, так как карбонат, осажденный организмами, отличается от осажденного неорганическим путем [213].

Изотопы карбонатов, особенно радиоактивный изотоп C^{14}, дают возможность определить абсолютный возраст карбонатов в годах, если он не превышает 20 000 лет. Это приобретает особое значение при изучении скорости осадконакопления, роста ооидов и т. д. Отношение C^{13}/C^{12}, по-видимому, различно для пресноводных и морских карбонатов.

Структуры и текстуры известняков

Введение

Если компоненты известняков, определяющие строение породы, привносятся в нее в виде твердых частиц волнами и течениями, то породы не отличаются по своей текстуре и структуре от обычных «кластических» осадков. Они имеют соотношение между цементом и каркасом, подобное гидродинамической или потоковой текстурам, как, например, знаки ряби и косая слоистость. Другие карбонатные породы образуются на месте, часто в обстановке, где отсутствуют течения. Эти отложения неотсортированы, в них не наблюдается следов действия течений, отсутствует слоистость или в лучшем случае отмечается слабовыраженная стратификация. Однако в исключительных случаях они могут иметь хорошо выраженную водорослевую слоистость или слои «роста». Краткий и хорошо иллюстрированный обзор структур карбонатных пород дан Боселлини [32], более подробно этот предмет раскрыт Батхёрстом [18] и другими.

Известняки, как отложенные течениями, так и образовавшиеся на месте, образованы крупными зернами сложного строения, или «аллохемами», «микритом» — очень тонкозернистым карбонатом, который является матрицей для более крупных элементов, «шпатом» или крупнокристаллическим кальцитом, который во многих известняках является связующим цементом аллохем. Прежде чем обсуждать основные группы известняков, следует более тщательно рассмотреть их компоненты.

Аллохемы (элементы «каркаса»)

Для нормального песчаника каркасным элементом служит обломочный материал, вынесенный из области питания. Однако в карбонатных песках зерна образуются в результате химических или биохимических процессов, протекающих *внутри* бассейна осадконакопления. Они являются по происхождению *внутрибассейновыми*. Именно к этим зернам Фолк [95] применил термин *аллохемы*. Они не являются обычными химическими осадками, как считают химики, а представляют собой совокупность зерен более сложного строения. Выделяется четыре основных типа аллохем: оолиты, скелетные образования

и их обломки, интракласты и пеллеты. Установить различие между интракластами и пеллетами непросто. Кроме того некоторые ископаемые остатки и даже оолиты могут быть настолько изменены (микритизированы), что и между двумя другими группами трудно провести различие. В этих неясных случаях применяется термин пелоиды [218].

Оолиты. Оолиты и проблема их образования достаточно детально рассмотрены в гл. 3, см. также [18]. Мы коснемся здесь только карбонатных ооидов, сложенных либо арагонитом, либо кальцитом. Понятно, что арагонитовые ооиды встречаются главным образом в современных осадках; в древних породах они превращаются в кальцит. Следует различать концентрические ооиды и более редко встречающиеся сферолиты, имеющие радиальную структуру. Некоторые ооиды характеризуются как радиальным, так и концентрическим строением. Сферолиты имеют только радиальный габитус. Ооиды могут переноситься, сферолиты образуются на месте и при плотной упаковке стремятся к образованию многогранных форм.

Окаменелости. Скелетный материал или ископаемые остатки чрезвычайно распространены и могут встречаться в рассеянном виде среди разнообразных известняков, а также в других осадочных породах. Они могут быть эолового происхождения или образовывать переносимые течением скопления, в которых они являются основным каркасообразующим элементом. Различные организмы имеют свою известковую скелетную текстуру, которая важна для установления различий между ними. Это различие легко устанавливается, если скелетный материал не разбит, и трудно, если он состоит из мелких осколков и кусков. Несколько последних публикаций посвящены задаче идентификации этого материала в шлифах [159, 220, 18]. Попытка обобщения «петрологии» ископаемых остатков сделана ниже.

Отложения известковых водорослей представлены арагонитом или кальцитом. Обычно отложения рода *Halimeda* — арагонитовые, а рода *Lithothamnium* — кальцитовые. Кальцит обычно обогащен магнием (см. табл. 10-5). Водоросли составляют большую и главнейшую часть известковых карбонатов, слагающих современные рифы, а следовательно, и обломочного материала, связанного происхождением с этими рифами (см. табл. 10-2). Торп [332] считает, что в современных рифах водоросли составляют от 20 до 50%, а идентичный водорослевый материал в детрите современных известьсодержащих осадков района Флориды — Багам составляет 20—25%. Водоросли — важная составляющая в древних отложениях известняков [355]. Считают, однако, что некоторые водоросли не образуют карбонатных отложений, а являются материалом, на котором скапливаются мельчайшие карбонатные частицы. Таким образом, эти водоросли являются (для осадков) связующим материалом, а не осаждающим веществом. Считают, что многие из так называемых водорослевых строматолитовых текстур, обнаруженных в толщах пород от докембрийских до современных, были образованы синезелеными водорослями, выполняющими связующую функцию (эти водорослевые текстуры описаны в гл. 4).

Водоросли, вырабатывающие известь, создают корковые или конкреционные наросты или образуют прямые или разветвляющиеся формы. Кальцификация их меняется от слабой до значительной. Прямые и членистые формы разрушаются до фрагментов, которые при переотложении могут сформировать каркас известковых песков. Микротекстура отлагающихся известковых водорослей несколько меняется от группы к группе. В одних случаях можно наблюдать слоистую прямоугольную

микротекстуру, имеющую внешнее сходство со строением некоторых строматопороидов и кораллов. Однако ячеистая текстура имеет меньшую размерность, обычно меньше 0,1 мм. В других случаях наблюдается внутренняя тонкотрубчатая текстура. Трубки обычно меньше 0,1 мм в диаметре, могут быть переплетены, но обычно перпендикулярны стенкам обломка.

Хотя в осадках обнаружены как известковые, так и агглютинированные фораминиферы, в шлифах значительно чаще наблюдают известковые формы. Обычно они целые и многокамерные и поэтому легко определяются под микроскопом, хотя в некоторых случаях камеры разделены. Максимальный диаметр их, как правило, не превышает 1 мм. У одних родов раковины состоят из кальцита, у других из арагонита. В более древних породах арагонит замещен кальцитом. Фораминиферы являются важным породообразующим материалом и их ископаемые остатки могут слагать почти всю породу, как, например, в фузулиновых или нуммулитовых известняках.

Внутренняя часть фораминиферовой раковины может быть заполнена кристаллическим кальцитом, который в некоторых случаях образует радиальные волокна, перпендикулярные стенкам раковины, так что волокна образуют при скрещенных николях черный крест. Глауконит также отлагается внутри фораминиферовой раковины; при удалении раковины остается глауконитовый отпечаток или «слепок». По мнению ряда исследований, именно так образовались глауконитовые зерна многих осадков.

Составной частью некоторых осадков являются спикулы кремниевых губок. Наиболее обычны они в палеозойских и мезозойских кремнях, где они наблюдаются в виде светлых, тонких, изогнутых выделений халцедона. Они образуют многообразные лучевые формы, как с орнаментом, так и без орнамента и имеют длину от 1 мм до 1 см и более, в поперечном сечении обычно менее 1 мм. Некоторые губки имеют известковые спикулы, которые отлагались в виде единичных кристаллов высокомагнезиального кальцита.

Многие кораллы состоят из мелких волокон, расположенных перпендикулярно стенкам и септальным поверхностям, а в некоторых случаях — из гранул арагонита. Большинство палеозойских кораллов было кальцитовыми, кальцит встречается также в некоторых современных формах, особенно в тех, которые обитают на больших глубинах. Современные рифообразующие формы преимущественно арагонитовые. Обычно арагонитовые формы в дальнейшем замещаются кальцитом с последующей потерей первоначальных деталей структуры.

Специфика твердых частей у иглокожих заключается в том, что каждая табличка или элемент скелета состоит из монокристалла кальцита. В наибольших из них можно четко наблюдать спайность кальцита невооруженным глазом. Соответственно известняк, состоящий из подобных остатков, имеет четко выраженное кристаллическое строение. Криноидные известняки обычно называют «кристаллическими известняками», или «энкринитами», а в строительстве «мрамором». В большинстве случаев чешуйки и таблички сцементированы чистым кальцитом, нарастающим в кристаллографическом и оптическом продолжении на криноидные обломки. Первичные обломки различаются по пелитизированным участкам округлой или эллипсоидальной (при наклонном сечении) формы, очерчивающим внутренние каналы. Первичные обломки рассечены трещинами спайности, которые прослеживаются и во вторичном цементе. Обломки и прилегающий цемент при

скрещенных николях воспринимаются как единое целое (см. рис. 10-30). Обычно иглокожие быстро разрушаются, так что их можно наблюдать только в виде рассеянного детрита, форма которого весьма различна и зависит от первоначального роста или от плоскости сечения таблички. Кристаллографическое единство этих элементов является лучшим диагностическим признаком.

Мшанки типичны для многих известняков. Их камерная ячеистая структура (зооидные трубки) легко определяется под микроскопом, так как их ячейки значительно грубее, чем у известковых водорослей. Они могут быть как арагонитовыми, так и кальцитовыми и состоят из тангенциально ориентированных волокон. Отдельные ячейки могут быть заполнены чистым кальцитом или микритовым илом, либо тем и другим вместе.

Брахиоподы, за исключением фосфатных форм, главным образом кальцитовые. Их раковины состоят из пучков призм. При этом призмы каждого пучка параллельны и имеют четырехугольное поперечное сечение. Призмы не имеют прямого погасания. Пучки расположены наклонно к стенкам раковины, а соседние пучки расположены один над другим и местами сцепляются. Брахиоподы встречаются в виде неартикулированных створок, максимальные размеры которых от 1 до 10 см, или в виде обломков, или их внутренности иногда выполнены осадочным или кристаллическим кальцитом, для которых геопетальное* строение не является необычным.

Раковины моллюсков главным образом арагонитовые и поэтому в более древних породах встречаются в виде кальцитовой мозаики. Однако отдельные исключения заслуживают внимания. Некоторые раковины пелеципод имеют внутренний слой арагонита, который с внешней стороны защищен кальцитом. У некоторых родов, особенно *Ostrea, Pecten* и *Inoceramus*, вся раковина состоит из кальцита, расположенного в два слоя. Внешний и основной слои имеют призматическую структуру, призмы которой, в отличие от призм брахиопод, перпендикулярны к поверхности раковины. Внутренний жемчужный слой имеет тонкопластинчатое строение.

Многие гастроподы также имеют арагонитовую раковину, но немногие ныне живущие разновидности имеют двуслойную структуру, состоящую из внутреннего арагонитового слоя, закрытого внешним слоем кальцита. Раковины цефалопод арагонитовые, хотя аптих некоторых аммонитов выполнен кальцитом. Ростр белемнитов кальцитовый с кальцитовыми волокнами, радиально расположенными вокруг оси.

Из членистоногих, по-видимому, только обломки трилобитов и остракод можно различить в шлифе. Первые представлены мелкими и крупными искривленными и крючкообразными обломками с тонкими кальцитовыми призмами, перпендикулярными к поверхности обломков. Остракоды мельче, не превышают 1 мм и имеют яйцевидную двустворчатую форму, обычно с кристаллическим заполнением. Часто встречаются беззамковые створки и обломки.

Интракласты. Термин интракласт был предложен Фолком [95] для обозначения обломков в почти одновременно образовавшихся, обычно слабо сцементированных карбонатных осадках, которые бы-

---

* Геопетальный — термин, обозначающий структурно-текстурные особенности породы, отмечающие первоначальное положение подошвы или кровли пласта. Термин введен Зандером. — *Прим. ред.*

ли разрушены и переотложены с образованием новой структуры (см. рис. 10-27). Как было отмечено в гл. 6, интракласты глинистых сланцев часто встречаются в некоторых песчаниках. Однако здесь мы рассматриваем только карбонатные интракласты, большинство из которых, по-видимому, образовалось в результате эрозии слоя полуконсолидированного карбонатного осадка. Поэтому многие из них ровные, самые крупные — плитообразные, удлиненные параллельно напластованию. Они могут иметь внутреннюю слоистость, параллельную их плоским граням. Иногда они отшлифованы и имеют округлую форму.

Размерность их меняется от мелкопесчаной до крупноплитчатых обломков внутриформационного (иногда с плотной упаковкой) известкового конгломерата (см. рис. 6-26). Большинство обломков состоит из микрокристаллического карбоната («литографского» известняка). Если размеры обломков малы и они хорошо окатаны, то их трудно отличить от пеллет.

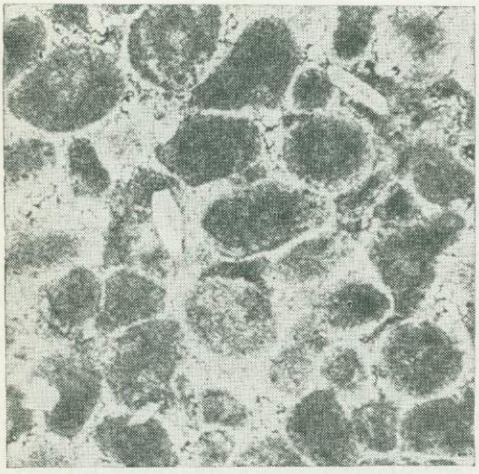


Рис. 10-11. Пеллетовый известняк, Известняки Трентон (ордовик), Трентон Фолз, Нью-Йорк. Без анализатора, ×58

Термин «виноградный» камень [163] был применен к скоплению карбонатных зерен, обычно представленных пеллетами или другими зернами, слабо или сильно сцементированными микритовым арагонитом. Эти отложения были обнаружены на Багамских отмелях. Причем смесь зерен — это не интракласты в прямом смысле слова, так как они не являются оторгнутыми кусками первоначально сцементированного слоя, а представляют собой агрегаты или скопления зерен. Билз [23] считал такие зерна типичными для некоторых палеозойских известняков Канады и интерпретировал их как результат аккреции, а не истирания. Без сомнения, они внутриформационные, но не интракласты.

Пеллеты. Пеллеты представляют собой мелкие сферические или эллипсовидные яйцеобразные тела или скопления микрокристаллического кальцита, лишенные какой бы то ни было внутренней структуры (рис. 10-11). В любой породе они имеют одинаковые размеры и форму. Размерность их колеблется от 0,03 до 0,15 мм, наиболее часто составляя от 0,05 до 0,10 мм. Они весьма сходны с фекальными пеллетами современных осадков [233, 67]. От оолитов они отличаются отсутствием радиальной или концентрической структуры, от ископаемых остатков — отсутствием внутренней структуры и от интракластов — одинаковыми размерами и формой частиц. Их можно перепутать с очень мелкими интракластами.

Некоторые диагенетические процессы приводят к образованию небольших микритовых участков, в крупнокристаллическом цементе — сгустковая структура, по Кайе [46]; см. также [30]. Эти остаточные комочки микритового известняка на перый взгляд сходны с пеллетами. Они отличаются от них отсутствием единообразия в размерности и форме частиц и характеризуются нечеткими границами.

Пеллеты трудно рассмотреть не только в образце, но и даже через бинокулярный микроскоп. В полевых условиях многие известняки определяют как пеллетовые, хотя на самом деле они являются интракластовыми. Настоящий пеллетовый известняк состоит в основном из пеллет, представляющих собой однородную массу, которая в полевых условиях может быть определена как кальцилютит или микритовый известняк.

Микрит

Многие известняки тонкозернистые (афанитовые). Грабау [125] уже давно применил к этим породам с размерами зерен 50 мкм и меньше термин кальцилютит. Взаимное расположение зерен в этих отложениях определяется действием течений; отложения, которые образовались в результате осаждения, были названы кальципульверитами. При столь малых размерах зерен очень трудно установить различие между ними.

Этой неопределенности можно избежать, используя термин микрит, который был применен Фолком [95] для сокращения термина «микрокристаллический кальцит». Фолк определил его, как «карбонатные частицы глинистой размерности» от 1 до 4 мкм. Частицы от 5 до 10 мкм (или даже до 50 мкм) были названы микроспаром. Но как отмечал Батхёрст [18], граница между глинистой и алевритовой фракциями, составляющая 4 мкм по шкале Уэнтуэрта — Аддена, предназначенная для терригенных осадков, практически неприменима для карбонатов. Реальный размер зерен в большинстве тонкозернистых (литографских) известняков сечет эту границу, и таким образом практически нельзя установить различие между микритом и микроспаром. Существует тенденция называть все микрокристаллические карбонаты микритом, даже если арагонита в них больше, чем кальцита. В случае если мы имеем дело с доломитом, он может быть назван доломикритом. Термин используется здесь как первоначальное определение для микрокристаллического карбоната кальция и не указывает на различие в размере и минеральном составе, которое содержится в термине, предложенном Фолком. В образце микрит выглядит как тусклый тонкозернистый материал от белого или серого до почти черного цвета. Под микроскопом зерна имеют более или менее изометричную и неправильно-округлую форму.

Проблема происхождения микрита далека от разрешения. Он мог образоваться при инверсии арагонита в кальцит, либо из первичного арагонитового ила, либо при химическом осаждении. Возможно, он представляет собой продукт, образовавшийся из крошечных арагонитовых иголок при разрушении водорослевой ткани, в которую они осаждались. Некоторые современные карбонатные илы имеют биохимическое происхождение и обогащены кокколитами [93]. Другие могут представлять собой продукт тончайшего истирания раковин и, таким образом, иметь механическое происхождение, третьи являются диагенетическим продуктом и образовались в процессе уменьшения размеров зерен — микритизации. Широко распространены частично или полностью микритизированные ооиды, ископаемые остатки и другие подобные им материалы. Эта проблема также рассматривается ниже, в разделе о кальцилютитах.

Яснокристаллический (шпатовый) кальцит

Многие известняки содержат крупнокристаллический кальцит. Этот кальцит, часто называемый «шпатом», представляет собой чистый крупнокристаллический материал, имеющий хорошо ограниченные зерна и трещины спайности.

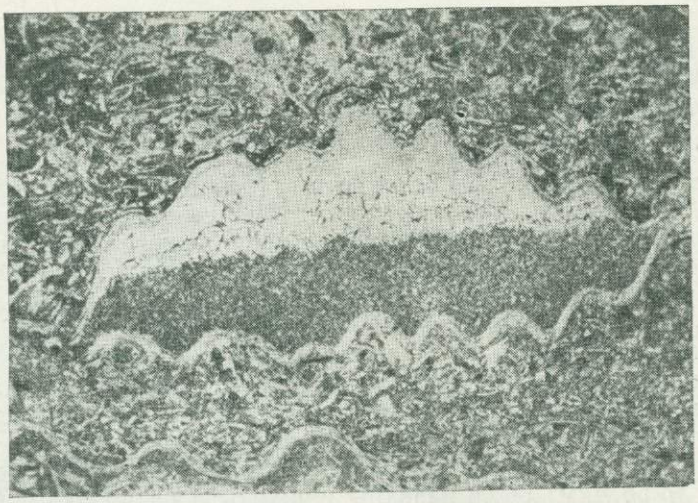


Рис. 10-12. Геопетальная структура. Пласты с Zygospira, известняк Лебанон, Орегон, округ Уоррен, Огайо. Без анализатора, ×22

Происхождение его весьма разнообразно. Наиболее часто он представляет собой цемент, заполняющий поры. При отсутствии микритового матрикса он заполняет поры каркаса, состоящего из ооидов, ископаемых остатков, пеллет и т. д. Размеры «шпатовых» кристаллов зависят от размеров сетки каркаса и находящихся между ней пор; в большинстве известняков средние размеры колеблются от 0,02 до 0,10 мм. Более крупные кристаллы — 1,0 мм и более — также присутствуют, но расположены в укрупненных пустотах, не являющихся по своему происхождению межзерновыми. Эти укрупненные пустоты частично могут быть заполнены осадками, а частично—яснокристаллическим кальцитом; в любом случае осадки располагаются внизу, а «шпатовые» кристаллы занимают верхнюю часть полости, образуя геопетальную текстуру (рис. 10-12). «Шпат» также образуется в результате кристаллизации тонкозернистого микритового карбоната.

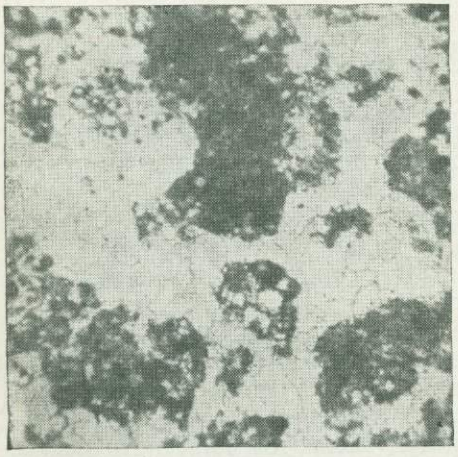


Рис. 10-13. Комковатый известняк. Формация Эль-Абра, Мексика. Без анализатора ×32. По [30].

Небольшие темные участки — остатки первичной криптокристаллической структуры; светлые перекристаллизованы

Смешанная структура, объединяющая как микритовый, так и ясно-

кристаллический кальцит, является сгустковой структурой, которая была описана Кайё [46]. Эта структура характеризуется наличием отдельных сгустков или их скоплений, состоящих из микритового карбоната, окруженного матриксом яснокристаллического кальцита (рис. 10-13). Микритовые сгустки мелкие (0,05 мм) и чаще имеют размытые, а не резкие границы. Считают, что они являются продуктом неполного превращения однородного карбонатного ила в крупный яснокристаллический кальцит, т. е. реликтами первичного материала [46, 95]. Однако сгустки имеют некоторое сходство с пеллетами; сгустковая структура может образоваться при диагенетической перекристаллизации или других процессах, которые затушевывают границы пеллет [18]. Боне [30] считал, что перекристаллизация карбонатного ила начинается с образования редких кристаллов крупного кальцита, затем образуется сетка таких кристаллов путем частичного их срастания и, наконец, наступает сгустковая стадия, характеризующаяся наличием небольших островков первичного микрита. Различные интерпретации образования сгустковой структуры рассмотрены Батхёрстом [15].

Некарбонатные компоненты

К некарбонатным компонентам известняков и доломитов относятся халцедон, который встречается в виде сферолитов или заполняет межкристаллические пустоты в доломите; глауконит, встречающийся в виде гранул или представляющий собой продукт частичного замещения ископаемых остатков; фосфатные раковины и пеллеты; сферолиты и зерна пирита; эвгедральные кристаллы кварца, полевых шпатов; кристаллы ангидрита или гипса. Во многих случаях присутствуют сульфаты, как псевдоморфозы по кальциту. Замещающие породу пятна или желваковые скопления ангидрита и гипса также обычны в некоторых типах известняков.

Пористость карбонатных пород

Пористость большинства осадочных карбонатных пород невелика, однако пористые разности имеют большое промышленное значение. Около половины выявленных мировых запасов нефти и газа содержится в пористых известняках и доломитах. При отложении карбонатный осадок может иметь большую пористость, но в дальнейшем в результате постседиментационных процессов она сокращается или исчезает совсем. Пористость, однако, может образоваться в результате действия других постседиментационных процессов. Наша задача рассмотреть природу пористости карбонатных пород. Процессы, при которых происходит уменьшение пор или, наоборот, возникновение их в результате диагенетических преобразований, рассмотрены нами в разделе, посвященном диагенезу карбонатных пород.

Наиболее обширные сведения о пористости карбонатных пород изложены в работах Шокетта и Прея [53], а также Боселлини [32]. Основные типы пористости делятся на два класса: пористость, связанная со структурой и текстурой породы (I), и независимая (II) от нее (рис. 10-14). Поры, относящиеся к первой группе, образуются во время накопления осадка или позже и контролируются структурой породы. Первичная пористость бывает нескольких типов. Карбонатные пески, подобно другим пескам с зернистым каркасом, имеют большую (от 30 до 40%) первичную пористость. Пористость ракушняков, имеющих

структуру «картофельных очистков», может достигать 80%, это пористость между частицами горной породы. Часть известняков имеет другую первичную пористость, образовавшуюся во время накопления осадков. Например, относительно большие пустоты имеются в рифах. При такой каркасной пористости пустоты сначала обычно частично заполняются рифовым детритом, а затем инкрустациями кристаллического карбоната. Скелетные пустоты, как, например, внутри криноид, кораллов, мшанок или иных неповрежденных скелетных структур относятся к порам внутри частиц породы (intraparticle pores),



Рис. 10-14. Геологическая классификация пор в карбонатных породах [53].

Пористость: I — связанная со строением породы; II — не связанная со строением породы; III — как связанная, так и не связанная со строением породы. BP — между частицами горной породы; WP — внутри частиц породы; BC — межкристаллическая; MO — отпечатков; FE — фенестральная; SH — удаления; GF — связанная с ростом каркаса; FR — трещинная; CH — каналов; VUG — пустотная; CV — пещерная (термин пещерная пористость применяется по отношению к каналам и пустотам, размеры которых сравнимы с размерами человека); BR — брекчиевые; BO — сверления; BU — ископаемых ходов червей; SK — усыхания

которые также местами могут быть заполнены осадками или выполнены кристаллами. Даже в единичных створках моллюсков или брахиопод когда они обращены выпуклостью вверх, образуются пустоты, названные Шокеттом и Преем прикрытыми (shelter) порами. Другие пустоты образуются при растворении раковин, при разрушении других первичных компонентов породы, создавая пористость удаления (moldic) или, в других случаях, пористость усыхания (фенестральную). Крупнозернистые доломиты могут обладать межкристаллической пористостью, возникающей в основном при растворенни незамещенного кальцита [236].

Ко второму обширному классу пористости относятся поры, не связанные первичной структурой породы. Это трещинная пористость, пористость неправильных каналов, пустотная и пещерная пористость. Последние три вида пористости образуются при растворении и отличаются друг от друга только масштабом.

Некоторые виды пористости, вызванные, например, брекчированием, деятельностью сверлящих и роющих организмов, усыханием, могут быть как связаны, так и не связаны со структурой породы.

У реальных пор может быть сложная история (рис. 10-15). Например, скелетный элемент может быть удален при растворении, при этом остается отпечаток, увеличение объема которого при дальнейшем растворении может привести к возникновению неправильных пустот. В дальнейшем отпечаток или разросшие за счет него пустоты могут быть частично или полностью заполнены. История заполнения пор, так же, как и их происхождение, сложна и является предметом рассмотрения в разделе, посвященном диагенезу известняков.

Термин фенестральный [326] был применен к карбонатным породам, имеющим первичные или чуть более поздние пустоты, бо́льшие по размерам, чем межзерновые поры. Они могут быть открыты, частично или полностью заполнены вторично внедренным осадком или крупнокристаллическим кальцитовым цементом или тем и другим вместе. Отличительной чертой фенестр является то, что пустоты не имеют видимой связи с каркасом породы, образованным первичными зернами. Характерные черты этих известняков определяются также наличием кальцитовых крапинок («пятнистый» известняк) и строматактисом некоторых рифовых ядер.



Рис. 10-15. Стадии преобразования одного из основных типов пористости — пористости отпечатков. По [53].

Исходный материал — стебель криноидеи (слева вверху). Этот материал, а также примыкающий к нему материал матрикса впоследствии может подвергнуться растворению в различной степени. В зависимости от масштабов растворения (верхний ряд) образующаяся пора может быть отнесена по типу либо к порам отпечатков (А), либо к порам отпечатков, увеличенных растворением (Б), либо к пустотам (В). За каждой стадией растворения может следовать заполнение цементом. Одним штрихом показано частичное заполнение; двумя — полное.
1 — матрикс; *2* — пора; *3* — цемент

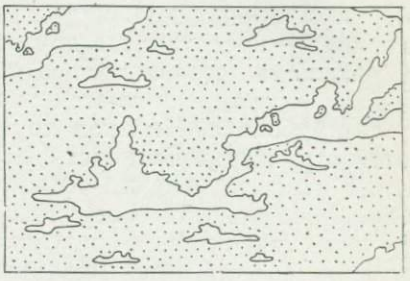


Рис. 10-16. Характерные формы строматактиса. По [197].

Мелкие образования достигают 1 см, крупные — от 10 до 20 см

«Пятнистый» известняк характеризуется наличием неправильных пятен и масс «шпатового» кальцита, который, по мнению Хэма [144], заполнял неправильные пустоты, оставшиеся при разложении гелеобразного водорослевого материала, в частности, синезеленых водорослей семейства Spongiostroma. Шинн [300], однако, полагал, что большинство пустот, имеющих почти сферическую форму, образовалось в результате захвата пузырьков газа, а менее правильные плоскостные

пустоты возникли в результате усыхания. По его мнению, образование их проходило в приливно-отливной зоне.

Другой текстурой, происхождение которой остается неясным, но связывается с водорослями, является строматактис, наблюдаемый в автохтонных известняках и названный так американскими [208] и бельгийскими [194] авторами, или получивший название «туф», «волокнистый кальцит» в английской литературе [28]. Эта текстура является субгоризонтальным элементом, характерным для некоторых рифовых построек. Она состоит из слоев или неправильных масс крупнокристаллического кальцита, либо из тонкозернистых известняков (рис. 10-16). Слои имеют толщину от 1 до 5 мм, длину до 10 см и более и ориентированы более или менее параллельно напластованию известняков. Они имеют ровное нижнее основание и очень неправильную верхнюю поверхность. Нижняя часть состоит из тонкозернистого карбонатного осадка; верхняя — представлена друзовым и крупнокристаллическим кальцитом. Образование строматактиса объясняют процессом субаэрального испарения («туф») или диагенетической перекристаллизацией тонкозернистого карбоната. Никакая другая концепция не объясняет возникновение этой структуры. Батхёрст [16] считал, что эта структура является результатом химического осаждения из раствора на стенках постседиментационной полости в первичном рифовом осадке. Сначала формируется полость, вероятно, в результате распада органической ткани, затем внутри ее отлагается механический осадок. После этого в верхней части полости происходило химическое осаждение друзовидного или волокнистого кальцита [355, 197, 249]. Лиис [197], в частности, считал, что первичные пустоты не что иное как пустоты обрушения, возникшие при распаде органического материала в первичном иле. Хеккель [153], однако, полагал, что эти пустоты возникают в результате неоднородной тиксотропии тонкого карбонатного ила. В любом случае высвободившийся ил оседает на дно полости и формирует уровень дна. Считают, что текстуры, наблюдавшиеся Лоуэнстемом [208], имеют «органическое происхождение» и являются «каркасообразующими». До 80% площади ядер некоторых Ниагарских (силурийских) рифов в районе Великих Озер имеют подобную текстуру. В последнее время образование таких текстур приписывается растворению фистул мшанок [329].

Слоистость и другие текстуры известняков

Гидродинамические текстуры. Известняки, состоящие исключительно из зерен песчаной или алевритовой размерности того или иного типа, описанного выше, состоят из транспортированного потоками и сортированного материала. Неудивительно поэтому, что они обладают большим разнообразием текстурных особенностей, характерных для подобных отложений. Известковые пески этого типа обычно косослоистые, причем мощность слоев может как большой, так и незначительной (рис. 10-17). Карбонатные эолианиты обладают крупномасштабной косой слоистостью. Мощность косослоистых серий эолианитов на Бермудских островах колеблется от 0,3 до 25 м, наклон большинства слоев составляет 30—35° [215]. Косая слоистость современных субаквальных песков района Багам была описана Имбри и Бухананом [165]. Из них описания следует, что косая слоистость в основном мелкомасштабная, но карбонатные пески этого района имеют субаквальную дюнную морфологию, по размерам сравнимую с песками субаэральных дюнных полей

[256]. Следовательно, можно ожидать наличия в этих отложениях более крупномасштабной косой слоистости. Многие морские известняки отличаются интенсивной косой слоистостью. Мощность косослоистых серий различна, достигая 2 м в миссисипских известняках Салем штата Индиана [293] и почти 5 м в известняках Лойалхана, штат Пенсильвания [2]. Азимуты в косослоистых морских пластах имеют обычно бимодальное распределение, что является результатом чередования приливов и отливов [147]. Слоистость мелкомасштабных знаков ряби обычна для тонкозернистых известняков. Особенностью некоторых известняков является также наличие крупных знаков ряби [41, 248]. Некоторые карбонаты переносятся и отлагаются турбидитными потоками. Они отличаются градационной слоистостью [82, 229], а также наличием подошвенных знаков, в частности, отпечатков выемок [256].



Рис. 10-17. Косослоистый известняк. Известняк Лойалхана (миссисипий) близ Сомерсета, Пенсильвания

Структуры и текстуры роста. В известняках, образовавшихся in situ, отсутствуют обычные структуры типа каркас—цемент, а также слоистость течения и другие текстуры. Эти известняки обычно тонкозернистые, что отражает условия накопления их в обстановке почти полного отсутствия течений. Они редко содержат оолиты или интракласты, но часто изобилуют ископаемым или скелетным материалом. Размеры частиц, слагающих подобные породы, имеют бимодальное распределение — крупные скелетные обломки находятся в массе известкового ила или кальцилютита. В тонкозернистом матриксе могут присутствовать также пеллеты. Эти карбонаты с бимодальным распределением, по Данхэму [77], называются «вакковыми», в отличие от зернистых, безилистых карбонатов, называемых «зернистыми известняками», которые образовались скорее гидродинамическим путем, нежели in situ.

Слоистость приблизительно может быть определена по слоям, богатым скелетными обломками, и по ориентации большинства скелетных обломков параллельно напластованию. Такая слоистость может быть нарушена сверлящими организмами. Подобная биотурбация может нарушить все признаки слоистости.

В исключительных случаях некоторые образовавшиеся на месте или автохтонные известняки имеют хорошо выраженную «слоистость роста», наиболее ярким выражением которой является строматолитовая слоистость (рис. 10-18). Строматолиты отличаются большим разнообразием размеров, формы и внутренней текстуры. Они были описаны в гл. 4. Некоторые имеют субгоризонтальные слои — «водорослевая слоистость»; другие имеют выпуклую вверх форму — «водорослевые текстуры», — размеры которых меняются от наперстка до глубокой тарелки, а форма от простой до разветвляющейся (см. рис. 4-31). Некоторые из них (тромболиты) имеют хорошо выраженную внешнюю форму, но у них

отсутствует внутренняя слоистость. Другие имеют концентрическое строение, размером с гальку — «водорослевые шары» или онколиты (рис. 10-19). Их не следует путать с пизолитами каличе [78]. Строматолиты особенно распространены в докембрийских и раннепалеозойских известняках.



Рис. 10-18. Водорослевый известняк, ×3. По [35].

Отполированное поперечное сечение водорослевой рифовой породы, на которой видно переслаивание водорослевых и неорганических слоев. Неправильные светлоокрашенные слои содержат отпечатки *Chlorellopsis coloniata* и типичные губчатые водорослевые отложения. Темные и тонкие прослои имеют неорганическое происхождение и обязаны темной окраской рассеянному пириту

Желваковая слоистость. Для тонкозернистых, нередко глинистых известняков особенно характерна конкреционная слоистость. Известняки, обладающие этим типом слоистости, сильно отличаются от тех, которые имеют тонкую, таблитчатую или плитчатую слоистость. Глинистые известняки часто бывают желваковыми. Эти известняки состоят из чередования волнистых и желваковых слоев, разделенных тонкими, более глинистыми слойками или пропластками. Слои известняка, содержащие мало глин или вообще не содержащие их, утоняются, либо раз-

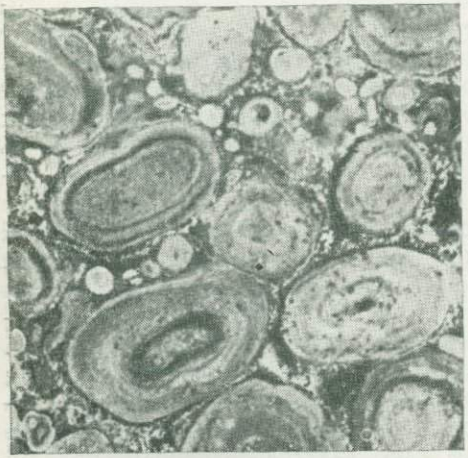


Рис. 10-19. Водорослевый пизолит («водорослевая текстура»), ×5. По [35].

Отполированный образец, на котором видны элементы внутреннего строения. Эти образования состоят из слоев губчатых водорослевых отложений и тонких плотных неорганических прослоев. Между водорослевыми гальками или онколитами располагаются мелкие оолитовые зерна, смешанные с тонким известковым песком

дуваются или разделяются на линзообразные желваковые тела, расположенные параллельно слоистости. Желваки имеют мощность от 1 см до нескольких и длину до 10 см и более. Участками границы их нечетки. Глинистые пропластки или прослои богаче нерастворимым материалом и отличаются более сплошным строением. Эти пропластки в некоторых известняках бывают доломитовыми.

Желваковая слоистость этого типа может быть отнесена к «течению уплотнения» в переслаивающихся известковистых сланцах [217], являясь таким образом разновидностью будинажа [342]. Другие исследователи объясняют возникновение глинистых пропластков внутрипластовым растворением и слиянием нескольких стилолитовых швов [335]. При этом глинистые слои представляют собой нерастворимый остаток, образовавшийся после растворения значительной части известняка, а не первичные слои. Все исследователи признают, что желваковая слоистость не является первичной, но остается неясным, вызвана она действием течения, растворением или какими-либо другими процессами. Уилсон [350] полагал, что конкреционные известняки отлагались в мелководных условиях, и образование их явилось результатом «дифференциального уплотнения» глинистых линз, беспорядочно распределенных в глинистых отложениях. Маттер [226] полагал, что некоторые «комковатые известняки» образовались при процессе высыхания, возможно, сопровождаемом действием сверлящих организмов. С другой стороны, Гаррисон и Фичер [112] описали желваковый известняк предположительно глубоководного генезиса. Они принимают идею Холмана [157, 158], что желваки являются реликтами растворенных карбонатных пластов, образовавшихся на дне моря и впоследствии уничтоженных процессом, названным **подводным растворением.**

Стилолиты. Стилолитовый шов представляет собой поверхность, характеризующуюся сцеплением или взаимным проникновением двух сторон (рис. 10-20). Зубообразные выступы с одной стороны входят в углубления сходной формы на другой стороне. В поперечном сечении стилолитовая поверхность имеет сутурный облик. Стилолитовые швы весьма типичны для определенных типов пород. Они широко распространены в карбонатных породах, их обнаруживают во многих известняках, доломитах и пластовых сидеритах. Они присутствуют в метаморфизованных карбонатах, особенно в мраморе. Стилолитовые швы, образующие изящные линии можно видеть на полированной поверхности мраморных и известковых плит, используемых при строительстве общественных зданий. Известно также, что они встречаются в некоторых некарбонатных породах, в частности, в песчаниках и кварцитах, а также в гипсах и, возможно, в ангидритах и солях. Стилолиты наиболее заметны и широко распространены в относительно чистых и однородных породах.

Стилолиты очень разнообразны по размерам. Они встречаются как в виде микростилолитов с амплитудой порядка миллиметра, так и стилолитов с размерами 10—20 см. Ширина зубцов или столбцов и соответствующих им углублений, в которые они входят, изменяется с высотой или амплитудой элементов. Крупные столбцы имеют пропорционально большую ширину. Более крупные и хорошо развитые столбцы (рис. 10-21) обычно покрыты штриховкой, причем штриховатость параллельна оси столбца и указывает на продвижение столбца в углубление. Очень редко столбцы бывают слабо искривленными.

Геометрия стилолитового шва весьма разнообразна не только в отношении размера, но и с точки зрения морфологических особенностей.

Они меняются от почти конических сцепляющих зубцов до более правильных прямолинейных столбцов и углублений, от составных или сложных стилолитов до гладких поверхностей растворения под давлением. Тщательное изучение этих вариаций привело к разнообразным системам классификации [244, 335].

Расстояния, на которые хорошо прослеживаются стилолитовые швы, различны — от первых сантиметров до нескольких метров. Швы обычно частично перекрываются и даже могут расщепиться на два субпараллельных шва. Сама стилолитовая поверхность маркируется тонким отложением относительно нерастворимого материала, содержащегося в небольшом количестве в породах. В стилолитовых швах карбонатных пород такой остаточный материал в основном глинистый, частично представлен известковыми или железистыми соединениями. Обычно вдоль шва скапливаются мельчайшие частицы кварцевого алеврита или тонкого песка, так же как идиоморфные кварцевые кристаллы [40].

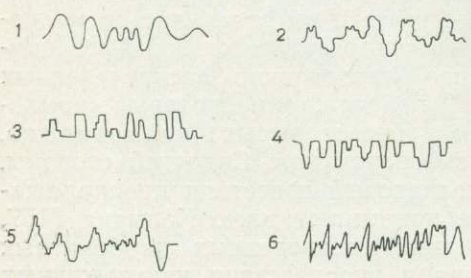


Рис. 10-20. Поперечный разрез стилолитового шва в известняке. Шесть типов стилолитовых контактов. По [244]

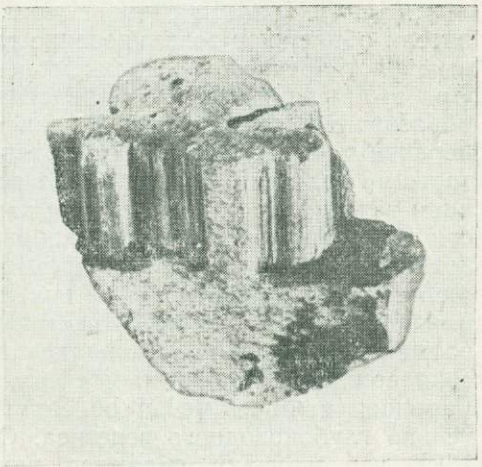


Рис. 10-21. Часть стилолитового столбца из известняка Салем (миссисипий), Индиана. Видны желобки и штриховка. Длина образца около 10 см

Стилолиты в основном параллельны напластованию, хотя имеются случаи, когда они пересекают или даже располагаются перпендикулярно плоскости напластования [152, 272, 316]. В целом столбцы расположены перпендикулярно к поверхности стилолита; в некоторых случаях столбцы вертикальны даже при наклонной поверхности стилолита.

Наиболее интересна связь стилолитов с другими текстурами. Внедрение стилолитов в ископаемые остатки неоднократно описывалось [313, 79], так же как и внедрение в оолиты [13]. Особый интерес вызывает связь стилолитов с жильными образованиями [79, 61, 170]. Стилолиты или пересекают жилы, или сами пересекаются ими. Наклонные жилы, которые разрезаются поверхностью стилолита, кажутся смещенными по этой поверхности [62].

Микростилолиты по величине на порядок меньше, чем стилолиты. Обычно они межзерновые и обозначают линии контактов между соприкасающимися зернами — ооидами, окаменелостями, гальками. При большом количестве микростилолиты образуют неправильную сетку.

Хотя по вопросу происхождения стилолитов имеется ряд неопределенностей, не вызывает сомнений, что возникновение их связано с яв-

лениями растворения под давлением, и образование их происходило в консолидированных породах, хотя по этому вопросу и имеются иные точки зрения, например [296, 263]. В обширном обзоре Стокдейла [313] рассматривается происхождение стилолитов; краткое и более позднее обобщение выполнено Данингтоном [79] и Мантеном [223]. Петтиджон соглашается с обоими авторами по поводу того, что геометрические связи между стилолитами и такими образованиями, как окаменелости, оолиты, элементы слоистости и жилы, требуют допущения об удалении значительной массы породы. Поскольку стилолиты секут элементы (ранее затвердевшие раковины и им подобные иногда располагаются поперек поверхности напластования и могут перерезать такие образования, как жилы, возникшие после затвердения материала), не вызывает сомнения, что они образовались в результате процессов постконсолидационного растворения. Концентрация вдоль поверхности стилолита идиоморфных кристаллов кварца, которые также образуются после затвердевания осадка, является еще одним подтверждением этой точки зрения [40]. На то что в образовании стилолитов участвовало давление, указывают наличие движений между столбцами и углублениями — штрихованные столбцы, а также ориентация стилолита. Стилолитовая поверхность горизонтальна (нормальна к гравитационному полю) или, в редких случаях, почти вертикальна и параллельна осевой плоскости складки. В большинстве случаев, однако, действовала сила гравитационного давления, поэтому столбцы стилолитов вертикальны, хотя ориентация самого шва может контролироваться наклоном плоскости напластования или даже плоскости кливажа. Эти соотношения обосновывают тот факт, что стилолит по времени образования может быть не только постконсолидационным, но и постдеформационным. Хотя Парк и Шот [244] считали, что стилолиты образуются при растворении под давлением, они предполагали, что процесс стилолитизации протекает, пока порода еще относительно пластична, до того как она полностью сцементируется.

Хотя растворение под давлением и постконсолидационное происхождение кажутся хорошо обоснованными, механизм образования стилолитов при растворении, происходящем под действием направленного давления, еще далек от ясности. Стокдейл [314] полагал, что по обеим сторонам стилолитового контакта расположены зоны известняка различной растворимости, и что в этом случае процессы растворения могут привести к быстрому образованию волнистой поверхности; давление будет максимальным на высших и низших отметках этой поверхности и минимальным на склонах. «Поскольку в увеличении растворимости некоторых твердых частиц в жидкостях давление играет важную роль, породы, примыкающие к вершинам и впадинам волнообразной поверхности, будут претерпевать большую степень растворения. В результате происходит: а) углубление взаимопроникающих частей, б) дальнейшее уменьшение давления (и соответственно растворимости пород) по склонам волнообразной поверхности и, в конечном счете, возможное развитие вертикальных столбцов; при этом концентрация давлений и соответственно растворимость будут происходить на их концах». Поскольку при таком механизме стилолиты могут образовываться только при наличии различной растворимости и направленного давления, Даннингтон [79] не считал механизм, предложенный Стокдейлом, удовлетворительным. Способ, при котором происходил процесс растворения и удаления растворенного материала, был изучен Уэйлом [347]. Обобщение по всей проблеме выполнено Батхёрстом [18].

Стилолиты особенно широко распространены в карбонатных породах, что свидетельствует об обширном внутрислойном растворении. В отдельных случаях можно приблизительно подсчитать объем породы, растворенной при образовании стилолитового шва. Это возможно выполнить путем сравнения концентраций мельчайших кварцевых алевритовых зерен во вмещающей породе с их концентрацией вдоль стилолитового шва, а так же при учете видимого смещения наклонной жилы, рассекаемой в поперечном направлении стилолитом (рис. 10-22). Стокдейл [314], подсчитав число стилолитовых швов в известняке и их амплитуду, рассчитал суммарное количество материала, вынесенного раствором при образовании таких поверхностей. Он принимал, что высота самого длинного столбца равна мощности пород, растворенных при образовании этого шва. По-видимому, его допущение подтверждается тем, что слой глин, покрывающий столбцы, очевидно содержит именно то количество нерастворимого материала, которое было в породе, предположительно подвергшейся растворению. Стокдейл подсчитал, что в результате растворения при образовании стилолитов было уничтожено от 5 до 40% первоначалной мощности всей формации.

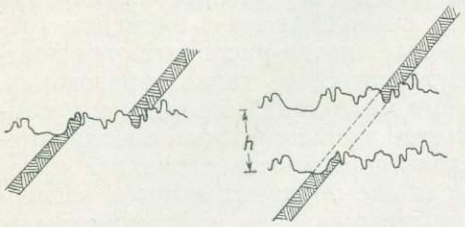


Рис. 10-22. Видимое смещение жильного образования, перерезанного стилолитами, может быть использовано для расчета мощности слоя, растворенного при образовании стилолитов. По [61]

Как указывал Даннингтон [79], растворению вдоль стилолитовой поверхности обязательно сопутствует осаждение из тех же растворов где-либо в породе. Перенос материала из стилолитов в поры или иные пустоты в породе является, таким образом, иллюстрацией принципа Рикке об одновременном растворении в точках давления и переотложении в прилегающих участках с пониженным давлением. По мнению Даннингтона [80] и других, пористость и проницаемость ниже в тех известняках, в которых больше стилолитов. Это наблюдение, по-видимому, подтверждает концепцию растворения, переноса и переосаждения. Вполне возможно, что внутризернистое растворение на контактах зерен обусловливает появление большей части цемента известняков. Как отмечали Рамсден [269] и Даннингтон [79], подобное растворение и заполнение пор могло вызвать вытеснение большого количества поровых флюидов. Если следовать предположению Даннингтона, существует критическое давление, необходимое, чтобы началось растворение и сталолитообразование, а процессы цементации должны ограничиваться породами, на которые действуют минимальные нагрузки. Подобную цементацию, однако, трудно будет отличить от цементации, вызванной нисходящими движениями метеорных растворов, например, таких, которые приводят к «самоцементации» эолианитовых известняков.

Более трудно распознать и отличить гладкие, не ограниченные поверхности растворения под давлением [335]. Они могли возникнуть при слиянии нескольких близко расположенных стилолитовых швов; в конечном счете может образоваться тонкий глинистый пропласток в известняке — подобный шов трудно отличить от первичного глинистого слойка. Возможно, некоторые неправильные глинистые слойки в волнисто-слоистых и желваковых известняках являются конечным продуктом такого процесса.

Классификация известняков

Поскольку известняки имеют полигенетическую природу, их трудно классифицировать. Определяющие параметры должны быть легко наблюдаемы и иметь генетическое значение, но из-за полигенетической природы известняков трудно найти набор параметров, который подходил бы всем известнякам. В этом отношении классификация известняков более запутанная и сложная, чем песчаников, которые образуют однородный класс пород.

Одним из первых значение классификации известняков понял Грабау [125]. Он предложил рациональную схему и номенклатуру. Некоторые положения мы используем и сейчас (*калькаренит*, например, — один из терминов, предложенных Грабау). Значительной вехой в решении этой проблемы явилась работа Фолка, опубликованная в 1959 г. [95]. Вслед за Фолком, а также благодаря вновь пробудившемуся интересу к карбонатным породам появилось множество публикаций по этому вопросу. Это статьи Вульфа [353, 354], Брамкампа и Пауэрса [37], Мамета [221] и Хэма (145). Статьи Хэма и Прея, Фердэя и других, Пламмпли и других, Данхэма, Пауэрса, Нельсона и других, Фолка, Лейтона и Пендекстера, Имбри и Пурди в том или ином аспекте затрагивают проблему классификации. Мы отсылаем к этим работам, а также к тем, которые появились недавно [270, 284, 333, 235].

Классификация карбонатных пород, подобно классификации всех других пород, имеет генетическую основу. Частично карбонаты представлены породами, компоненты которых механически распределяются в структуре, т. е. отлагаются волнами и течениями. К ним относятся известковый гравий, известковый песок и некоторые известковые илы. В отличие от некарбонатных разностей, эти породы, хотя и имеют текстуру, подобную обычным кластическим осадкам, не являются обломочными продуктами эрозии континентальных участков суши. Напротив, обломки, из которых они состоят, образовались внутри бассейнов, где происходила их аккумуляция. Поэтому они являются в известном смысле внутриформационными, а определенно — внутрибассейновыми отложениями. Хотя детрит в основном имеет кластическое происхождение (разбитые куски рифовых пород, обломки и осколки раковин), часть его не является обломками и имеет биохимическое или химическое происхождение. Многие известковые пески содержат целые фораминиферовые раковины, другие частично или целиком состоят из оолитов. Эти компоненты, подобно обломочным составляющим, отсортированы и отложены течениями и имеют структуры и текстуры обычных кластических пород. По этой причине эти механически отложенные известняки выделяются в отдельную группу, несмотря на то что в строгом смысле они не являются целиком кластическими. Хотя и следует проводить тщательное различие между типами материала, обнаруженного в этих калькаренитах, создание номенклатуры, позволяющей различать кластические, детритовые, обломочные и механические осадки, необязательно. Поскольку этот материал подвергался переносу и переотложению, эти известняки названы *аллохтонными* (бескорневыми).

Вторая большая группа известняков образовалась in situ путем осаждения материала, отложенного органическим или химическим путем. Эти породы не подвергались переносу течениями и переотложению. Поэтому, в отличие от материала, отложенного течениями, они неотсортированы и неслоисты. Но местами они могут иметь грубую стратификацию и в некоторых случаях хорошо определяемую строматолитовую

слоистость или слоистость роста. В процессе осадконакопления эти известняки частично были консолидированы и могли образовывать устойчивые к действию волн массивы или рифы. В других случаях накапливающиеся известковые карбонаты не были в такой степени консолидированы. Эти известняки, которые растут на месте, были названы аккреционными, или автохтонными известняками. Биохимические отложения холмообразной формы, включая рифы, являются биогермами; сходные отложения, но более слоистые, образуют биостромы [65]. Не все автохтонные известняки представляют собой биохимические скопления. На месте образуются также такие редкие отложения, как травертин, каличе, карбонатный туф. Они представляют собой чисто химические осадки пересыщенных растворов, а также продукты локального осаждения в источниках, озерах или почвенном разрезе. Кроме того, даже в автохтонных известняках, богатых скелетным материалом, могут быть карманы механически отложенных карбонатов, наряду со значительными объемами материала, непосредственно осажденного из морской воды без каких-либо видимых биологических факторов.

Обычно легко провести различие между этими двумя классами известняков. Но это не всегда так. Критерии различия между ними связаны с сортированностью, наличием текстур течения, со способом сочленения скелетных материалов и с составом и размерами некарбонатных обломков (табл. 10-6). Очень трудно, если вообще возможно, провести границу в случае с известковыми илами.

Таблица 10-6

Критерии различий между автохтонными и аллохтонными известняками

Автохтонные	Аллохтонные
1. Ассоциируют с глинистыми сланцами	1. Ассоциируют с ортокварцитами
2. Постепенно переходят в известковые глины и аргиллиты	2. Переходят в ортокварциты и переслаиваются с ними
3. Пространство между окаменелостями заполнено известковыми илами	3. Поры заполнены чистым кальцитовым цементом
4. Инкрустированные мшанковые окаменелости	4. Содержит окатанные окаменелости
5. По размеру неотсортированы	5. По размеру отсортированы
6. Окаменелые раковины закрыты	6. Окаменелые раковины открыты
7. Рифовые постройки	7. Косослоистые

Любая известняковая формация может состоять из этих двух основных типов. Маастрихтские известняки [9], например, состоят из ритмического переслаивания криноидных, коралловых и мшанковых известняков. Первые подвергались переносу, остальные местного происхождения. Толща Конокохич (кембрий) в Мэриленде представляет собой переслаивание детритового известняка (калькаренитов и кальцилютиты) и строматолитового или водорослевого известняков, образовавшихся на месте.

Любые из вышеописанных известняков, как отложенные механическим путем, так и преобразовавшиеся на месте, могут подвергнуться значительным изменениям при перекристаллизации или замещении, в результате чего становятся нечеткими и стираются первоначальные текстуры и структуры, а также может сильно измениться минеральный состав породы. Эти породы, включая доломит, образуют третий основной класс карбонатных пород. Доломит, конечно, не является единственным

замещающим материалом. Известняки могут быть замещены кремнеземом, фосфатами, гематитом и т. д. Подобные замещенные породы трудно отличимы от этих же материалов, осажденных первично (поэтому они в деталях рассматриваются в гл. 11).

В аллохтонных или перенесенных карбонатах проявляется такая же связь между каркасом и цементом, как и в обычных песчаниках. Они по существу, являются карбонатными песками, калькаренитами, по Грабау. Их классификация может быть составлена теми же способами, что и классификация песчаников (рис. 10-23). Эти способы классификации основаны на учете природы и пропорций элементов каркаса и на характере и пропорциях цемента и (или) материала матрикса.

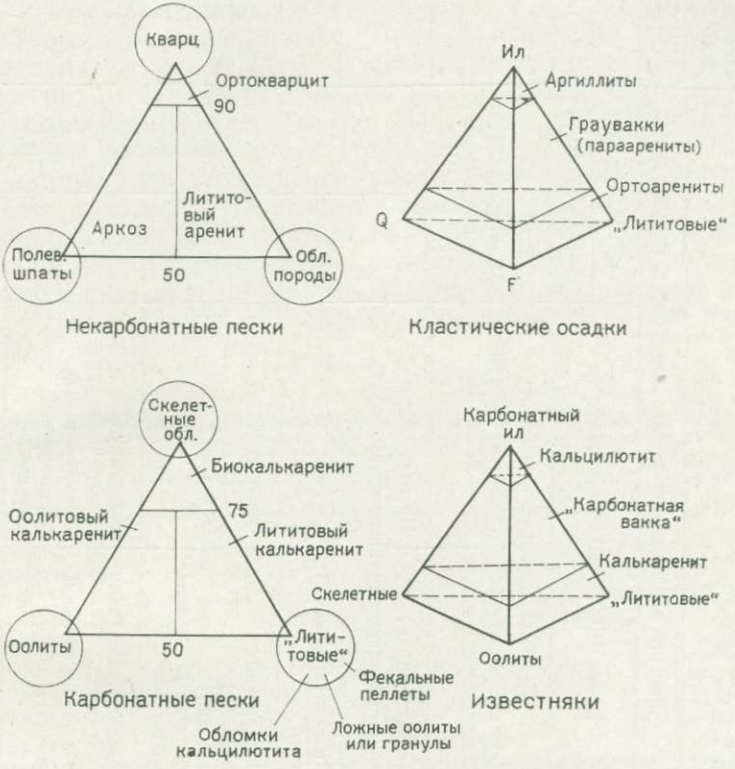


Рис. 10-23. Связь между классификациями калькаренитов и кальцилютитов и их кремнистых обломочных аналогов

Беглое изучение отдельных калькаренитов (карбонатных «песчаников») показывает, что они состоят из зерен скелетного материала песчаной размерности, ооидов (или пизолитов) и «лититовых» частиц (тонкозернистых агрегатов). Они могут быть сложены тонким карбонатным илом органического происхождения (фекальные пеллеты), также могут быть представлены разрушенными, слабо литифицированными обломками карбонатных илов (интракласты). Но происхождение частиц сходной природы может быть также объяснено процессами разрушения скелетного или оолитового материала. Подобные «микритизированные» зерна трудно отличить от зерен, возникших в результате аградационных процессов. Фолк считал, что можно выделить четыре ос-

Классификация карбонатных пород (исключая сидериты). По [95], с изменениями

Таблица 10-7

Состав аллохем (различные разновидности «кластов»)				Известняки, частично доломитизированные известняки и первичные доломиты				Некластические известняки. Класс IV	Замещенные доломиты. Класс V	
				процент аллохем (отношение „кластов" к матриксу)						
				Более 10% аллохем („кластов")		<10% аллохем				
						1—10%	<1%			
				Отношение цемента к матриксу						
				Цемента > матрикса Класс I	Цемента < матрикса Класс II	Микрокристаллические породы Класс III			Признаки аллохем	Без признаков аллохем
>25% интракластов				Интраспаррудит (внутриформационный конгломерат)	Интрамикрудит			Биогермит (клинтит)	Интракластовые доломиты	Крупнокристаллические, среднекристаллические, мелкокристаллические доломиты
				Интраспарит (лититовый калькаренит)	Интрамикрит —					
25% интракластов	>25% оолитов			Ооспаррудит (пизолит) Ооспарит (оолитовый калькаренит)	Оомикрудит — Оомикрит		Микрит и доломикрит (кальцилютит)		Оолитовый доломит	
	<25% оолитов	Отношение окаменелостей к пеллетам	3:1	Биоспаррудит (ракушечник) Биоспарит (биокалькаренит)	Биомикрудит (раковинный известняк) Биомикрит (фоссилизированный кальцилютит)				Биогенный доломит	
			От 3:1 до 1:3							
			1:3	Пелспарит (пелетовый калькаренит)	Пелмикрит (пелетизированный кальцилютит)				Пеллетовый доломит	

Примечание. В скобках даны термины Петтиджона.

новных группы (интракласты, пеллеты, элементы скелета и ооиды), и на различии между ними основал свою классификацию. В совокупности он назвал их аллохемы. Неопределенность, возникшую при невозможности установления различий, можно устранить, назвав все мелкие округлые микритовые зерна пелоидами [218]. При сокращении основных групп до трех (ооиды, скелетные материалы и пелоиды), состав любого карбонатного песка может быть представлен точкой внутри треугольника, и классификация калькаренитов может быть выполнена на соответствующей треугольной диаграмме (см. рис. 10-23).

Элементы каркаса могут быть сцементированы осажденным кальцитовым цементом («шпатом») или внедрены в тонкозернистый карбонатный матрикс (микрит, по Фолку). Эти альтернативы аналогичны обычным песчаникам, либо сцементированным осажденным минеральным цементом, либо характеризуемым тонкозернистым, алевритово-глинистым матриксом (граувакки). В некоторых случаях объем матрикса превышает объем элементов каркаса или аллохем, которые выглядят «плавающими» в микритовой массе. Используя эту концепцию, Фолк построил свою классификацию (табл. 10-7), основанную на учете типа и пропорций аллохем (вертикальная ось) и отношении кальцитового цемента к матриксу (горизонтальная ось). Фолк выделил два других семейства карбонатов — автохтонные биогермные отложения и диагенетические, или эпигенетические, доломиты. Первые не были подразделены; последние подразделялись на два больших класса: унаследовавшие структуру породы, из которой они произошли, и потерявшие все следы своего происхождения.

Таблица 10-8

Классификация известняков в соответствии с их осадочной структурой. По [77]

<table>
<tr><th colspan="4">Распознаваемая осадочная структура</th><th>Нераспознаваемая осадочная структура</th></tr>
<tr><td colspan="3">Первичные компоненты не связаны вместе в процессе осадконакопления</td><td>Первичные компоненты связаны вместе в процессе осадконакопления</td><td rowspan="5">Кристаллические карбонаты подразделены согласно их физической или диагенетической структуре</td></tr>
<tr><td colspan="2">Содержат илы (тонкие частицы аргиллитовой и глинистой размерности)</td><td>Отсутствуют илы</td><td rowspan="4">Баундстоуны</td></tr>
<tr><td colspan="2">Сцементированные глиной</td><td>Зернистые</td></tr>
<tr><td>Менее 10% зернистого материала</td><td>Более 10% зернистого материала</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Аргиллиты</td><td>Вакковые</td><td>Упакованные</td><td>Зернистые</td></tr>
</table>

В своей классификационной схеме Фолк развил номенклатуру до подклассов. В большинстве случаев смысл терминов заключен в их написании, хотя в некоторых случаях термины сокращались с целью краткости. Каждый термин является составным. Приставка указывает на природу аллохем, корень — на природу цемента или матрикса, а суффикс — на структуру или размерность зерен. Например, биоспарудит указывает на скелетные или раковинные аллохемы, сцементированные яснокристаллическим или осажденным кристаллическим каль-

цитовым цементом и имеющие крупнозернистую структуру — другими словами, ракушечник. Эквивалентом для обломочной части, имеющей песчаную размерность, будет биоспарренит (сокращенно биоспарит) или, иными словами, биокалькаренит — обломочный песок с кристаллическим кальцитовым цементом (см. табл. 10-7). Внимательное изучение последних публикаций показывает, что номенклатура Фолка получила широкое признание и, следовательно, отвечает требованиям времени. Многие другие классификации являются либо незначительной модификацией схемы Фолка, либо основаны на том же самом принципе. Данхэм [77] сделал акцент на структуре осадков и выделил пять основных типов (табл. 10-8). Его терминология также нашла отражение в литературе.

В данной книге мы не стремимся жестко придерживаться какой-либо определенной схемы. Обычно желательно установить различие между отдельными типами аллохем и различие между яснокристаллическим и микритовым типами цемента. В этом случае мы придерживаемся терминологии Фолка. Но для установления различия между элементами каркаса, являющегося либо зернистым, либо связанным с ростом органики и сопутствующей цементацией, либо с несортированными известковыми илами с рассеянными в них обломочными элементами, — лучше использовать терминологию Данхэма.

Петрография известняков (и доломитов)

Пять основных классов карбонатных пород отличаются один от другого по структуре пород; эти различия определяются процессами осадконакопления и диагенеза. Первый класс — зернистые известняки (grainstones) — характеризуется системой каркас — поры, возникшей в результате действия течений, наличием среднего и крупного обломочного материала, отложенного механическим путем и составляющего основу структуры породы (этот материал промыт и сортирован). К нему относятся калькарениты и кальцирудиты — карбонатные пески и гравий.

Вторая группа, баундстоуны, представлена крупнозернистым биогенным каркасом, скрепленным в процессе осадконакопления инкрустирующими водорослями. В целом они характеризуются наличием крупных внутренних пустот, в которых часто происходит внутренняя седиментация. Это отложения рифовых ядер — биогермиты.

Третья группа — карбонатные аргиллиты — пожалуй, наиболее распространена. Породы этой группы отличаются наличием преобладающего тонкозернистого матрикса, в котором в различных количествах содержатся более крупные компоненты («вакковые» известняки), но в отдельных случаях крупные компоненты отсутствуют («литографский» известняк). Вакковые известняки, возможно, являются нормальными бимодальными местными осадками, встречающимися в разнообразных фациальных условиях. Некоторые имеют тонкую плитчатую слоистость, другие являются желваковыми.

Аллодапические известняки образуют четвертый класс. Эти карбонаты являются переотложенными. Материал турбидитными потоками сносился с места своего образования в глубоководные части бассейна. Это глубоководные карбонаты. В каком-то смысле они не образуют самостоятельный класс, так как в нижней части пласта породы могут быть представлены крупнозернистыми разностями, а в верхней

аргиллитами. Однако поскольку эти породы имеют ритмичное строение, они рассматриваются самостоятельно.

Доломиты составляют пятый класс карбонатов. Это наиболее типичные диагенетические карбонаты. Они могут замещать любые другие типы карбонатов, особенно рифовые баундстоуны, но они могут также быть представлены первичными осадками. Поэтому доломиты подразделяются на тонкозернистые первичные доломиты и крупнозернистые сахаровидные доломиты замещения.

Некоторые карбонаты, такие как травертин и каличе, нельзя отнести определенно к какой-либо из этих пяти групп. Они рассматриваются отдельно.

Зернистые известняки (калькарениты и кальцирудиты)

Термин зернистый известняк был предложен Данхэмом [77] для пород, которые имеют каркас, состоящий из обломочных зерен. Межзерновое поровое пространство этих пород обычно, но не всегда, заполнено кристаллическим цементом. Термин калькаренит [125] является общим при описании отложенных механическим путем зернистых осадков с зернами песчаной размерности (от 1/16 до 2 мм в диаметре). Термин кальцирудит может быть применен к породе, если обломки имеют более 2 мм в диаметре.



Рис. 10-24. Происхождение калькаренитовых зернистых известняков.

Составные компоненты: 1 — скелетные остатки беспозвоночных; 2 — оолиты; 3 — арагонитовый ил; 4 — ложные оолиты; 5 — фекальные пеллеты; 6 — кальцилютиты

Карбонатный обломочный материал имеет субаквальное происхождение и состоит главным образом из окаменелостей (как целых остатков, так и их обломков), а также галек и гравия кальцилютита (интракластов, по Фолку), и оолитов. Таким образом, часть обломочного материала имеет биогенную природу, часть является кластическим материалом в обычном понимании, а другая часть имеет биохимическое (скелетный материал) и химическое (оолиты) происхождение. Однако все эти составляющие были перенесены и отсортированы течениями и отложились механическим путем. Поэтому эти накопления имеют структуру, свойственную обломочным осадкам (рис. 10-24).

Различия между породами биогенного, кластического и даже химического генезиса неоднозначны. Некоторые обломки окаменелостей перекрыты одним или более слоями осажденного химическим путем карбоната; многие оолиты имеют ядро, представленное скелетным образованием или даже кварцем. Кроме того, калькарениты сильно различаются по значимости различных компонентов. Некоторые почти целиком состоят из оолитов (ооспариты), другие полностью представлены обломками окаменелостей (биоспариты), третьи состоят главным образом из зерен кальцилютитового материала (интраспариты и пелспариты) и содержат только единичные рассеянные ооиды или распознаваемые окаменелости (рис. 10-25, 10-26, 10-27).

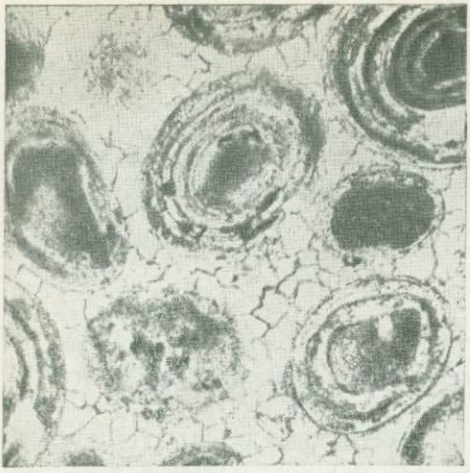


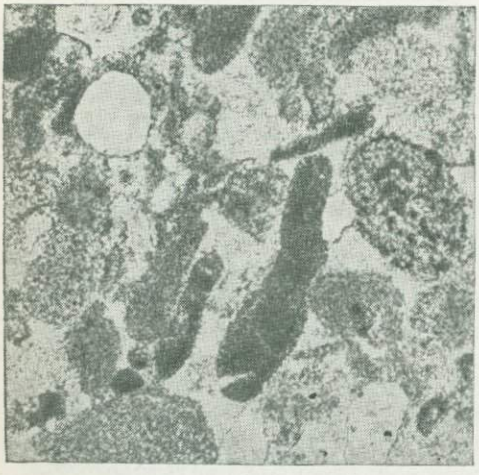


Рис. 10-25. Оолит Майами (плейстоцен), Флорида. Без анализатора, ×58.

Арагонитовые, концентрически построенные ооиды в крупнокристаллическом обломочном матриксе. Частично ооиды разрушены при микритизации

Рис. 10-26. Известняк Салем («бедфордский») (миссисипий), Индиана. Без анализатора, ×30.

Микроракушечник или биоспарит, сцементированный светлым кальцитом. Состоит из сортированных обломков ископаемых остатков, включая обломки мшанок и единичных целых фораминифер (*Endothyra*), вместе с карбонатным детритом неизвестного происхождения. Обратите внимание на плотные темные микритовые каемки на некоторых обломках



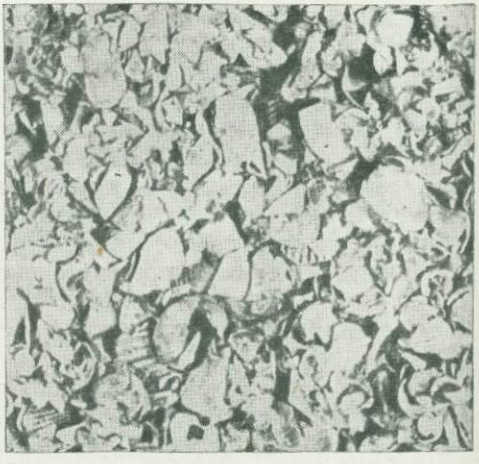


Рис. 10-27. Известняк Олтин, серия Белт (докембрий), Ледниковый Национальный парк, Монтана. Без анализатора, ×30.

Калькаренит, состоящий главным образом из окатанных карбонатных обломков, ассоциирующих с немногочисленными зернами кварца, полевых шпатов, обломками гранита и кремня

Рис. 10-28. Ракушечник или биорудит (современный), Флорида. Размер близок к натуральному.

Обратите внимание на обломочный характер раковинного материала, отсутствие матрикса и однородность размеров

Обломочные известняки, целиком или почти целиком состоящие из отсортированных ископаемых обломков, являются ракушечниками (coquina) (биоспаррудитами) того или иного типа. Термин ракушечник наиболее часто применяется к более или менее сцементированным крупным обломкам раковин (рис. 10-28). Этот материал, отложенный механическим путем, не следует путать с рудистовыми или устричными отложениями отмелей, формировавшимися и цементировавшимися на месте во время осадконакопления (баундстоуны). К этим отложениям лучше применять термин ракушняковый, чем ракушечник





Рис. 10-29. Ракушечняковый известняк (биомикрорудит). Размер близок к натуральному.

Обратите внимание на то, что многие ископаемые остатки не разрушены, что матрикс тонкозернистый и что отсутствует разнообразие ископаемых остатков

Рис. 10-30. Кристаллический известняк (биоспарит). Известняки Фернвейл (ордовик). округ Картер, Оклахома. Без анализатора, ×30.

Почти целиком состоит из кристаллических криноидных обломков, сцементированных кальцитом. Цемент отлагается на обломках, продолжая их оптическую ориентировку. Обратите внимание на трещины спайности, которые прослеживаются, не прерываясь, из пылеватых обломочных зерен в чистый цемент. Правильно называть калькаренитом разновидность микроракушечника (энкринит)

(рис. 10-29). В случае мелких обломков раковин используют термин микроракушечник (биоспарит). Эти породы обычно имеют низкое отношение зерна — цемент, указывающее на высокую первичную пористость, возникшую благодаря тому, что первичный материал имеет строение «картофельных очистков», или «шелухи зерен» [77].

Особой разновидностью ракушечника является энкринит, почти целиком состоящий из обломков криноид. Эта порода также называется органогенным конгломератом [136]. Энкриниты состоят из дисков или пластинок, которые отделены друг от друга, обычно истерты и отсортированы, образуя пласты, отличающиеся по размеру слагающих их обломков. Они могут иметь четко выраженную косую слоистость, в некоторых случаях даже ритмическую слоистость. В этих породах не находят хорошо сохранившиеся кроны и длинные стебли; они встречаются в глинистых известняках. Последние также являются криноидосодержащими породами (но не энкринитами). Образование

их, в отличие от криноидных ракушечников, происходило в более спокойных водах, так что останки отмерших животных в более или менее сохранном состоянии захоронялись в донном иле. Мергели с рассеянными, но хорошо сохранившимися остатками криноидей с дифференцированным брахиальным сочленением и энкриниты, сложенные отсортированными и промытыми криноидными обломками, указывают на существование двух контрастных фациальных обстановок карбонатного осадконакопления. Хэддинг [136] объяснил отсутствие ила и концентрацию обломков криноидей донными течениями на участке воздыма-

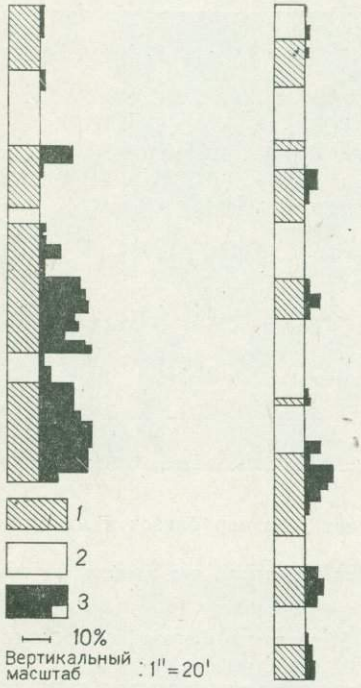




Рис. 10-32. Диаграмма, показывающая сходные условия происхождения калькаренитов и лититовых аренитов.

1 — песок; 2 — ил; 3 — глинистый сланец; 4 — аспидный сланец; 5 — известковый песок (оолиты и скелетные обломки); 6 — известковый ил; 7 — фекальные пеллеты; 8 — кальцилютит; 9 — ложные оолиты

Рис. 10-31. Совместное залегание карбонатных оолитов и зерен обломочного кварца в известняке Гринбрир (миссисипий), западная Виргиния. По [273].

1 — оолиты; *2* — отсутствие оолитов; *3* — кварцевый песок

ния и обмеления морского дна. Цементация энкринита происходит при отложении кальцита, в кристаллографическом продолжении зерен, составляющих каркас породы. Таким образом происходит превращение всей породы в крупнозернистую, взаимопроникающую мозаику — осадочный «мрамор» (рис. 10-30).

Калькарениты, главной составной частью которых являются оолиты, называются ооспаритами (если главная составная часть — пизолиты, они называются ооспаррудитами), по Фолку. Оолитовая структура почти всегда первична и указывает на мелководную, неспокойную обстановку. Убедительным доказательством этого положения являются одинаковые размеры оолитов, ассоциация их с обломочными зернами кварца (рис. 10-31), косая слоистость многих оолитовых пород, чистый кристаллический карбонатный цемент (отсутствие тонких поровых карбонатных илов). Наблюдения над известковыми оолитами Багамских островов, проведенные Иллингом [163], приводят к заклю-

чению, что эти оолиты осаждались там, где «свежие океанические воды, попадающие на мелководье, нагреваются и насыщаются карбонатом кальция». Согласно Иллингу, «разрастание оолитов обусловлено главным образом движением зерен песка под действием морских течений».

Кроме органогенных обломочных известняков и оолитов, многие калькарениты содержат мелкие, песчаной размерности зерна, имеющие органическое или иное происхождение, которые являются тонкозернистыми и в которых обычно отсутствует органическая или какая-либо иная внутренняя структура (см. рис. 10-11). Подобные округлые, нескелетные зерна называются пеллетами, гранулами, ложными оолитами, псевдоолитами и т. д. В некоторых калькаренитах количество этих зерен намного превышает количество распознаваемых органогенных обломков, или собственно оолитов. По-видимому, они могли образоваться несколькими способами. Большинство, очевидно, отлагалось в виде карбонатного ила, в котором под действием тех или иных процессов образовывались зерна песчаной размерности. При этом способе калькарениты, являющиеся песками, во многом сходны с лититовыми аренитами, которые содержат зерна глинистого сланца, аспидного сланца и аргиллита песчаной размерности (рис. 10—32). Они, однако, отличаются тем, что процесс их образования в одних случаях происходит почти одновременно с осадконакоплением, тогда как в других случаях он связан с эпигенетическими, а иногда с метаморфическими процессами (некоторые песчаники, естественно, также содержат обломки аргиллитов, которые имеют внутриформационное происхождение или образовались почти одновременно с накоплением осадков). В других случаях микритовые зерна могут быть диагенетическими и образуются при разрушении скелетного или оолитового материала.

Процессы, при которых карбонатные илы превращаются в скопления зерен песчаной размерности, могут объясняться несколькими различными причинами. В одних случаях главную роль играет субаквальная эрозия ранее консолидированного кальцилютита. Не существует фундаментального различия между более крупными и плоскими гальками внутриформационных конгломератов, мелкими окатанными обломками, находимыми в некоторых калькаренитах, и обломками песчаной размерности в самих калькаренитах. По Фолку, это — интраспаррудиты и интраспариты.

С другой стороны, эти сложные зерна могут являться и пеллетами или фекальными пеллетами. Эти термины относятся к мелким округлым выделениям, являющимся продуктом жизнедеятельности различных морских организмов. Такие современные фекальные пеллеты широко распространены как в известковистых, так и в неизвестковистых осадках [233, 81, 163]. Многие из них мягкие, и если не затвердевают, теряют свои отличительные особенности при захоронении. Пеллеты, затвердевшие до захоронения, могли быть вымыты из илистой среды, где они сформировались, и включиться в состав карбонатных песков. Однако, как отмечает Фолк [95], большинство пород, определенных как «пеллетовые известняки» в полевых условиях, при дальнейшем исследовании оказываются интракластами. Настоящие пеллетовые известняки настолько тонкозернисты, что без особой ошибки могут быть отнесены к микритам. Некоторые пеллеты оказываются микритизированными оолитами или окаменелостями, которые в результате процессов, связанных с уменьшением размеров зерен, превращаются в микрокристаллические и почти бесструктурные. Они могут быть определены

по форме, размерам, реликтовым текстурам или в некоторых случаях по обнаружению частично микритизированных зерен.

Обычным цементом калькаренитов является кристаллический кальцит, за исключением тех случаев, когда он подвергся доломитизации. Цемент может составлять 50% и более от всей породы. В некоторых калькаренитах цемент может быть представлен в виде как зубчатых каемок на обломочных зернах, так и чистой крупнокристаллической мозаики между зернами. Карбонатный детрит, который представляет собой единый кристаллографический индивид (например, обломки иглокожих), неизменно окружен карбонатным цементом, имеющим ту же кристаллографическую и оптическую ориентировку, что и обломки. По терминологии Батхёрста [14], это — цемент синтаксиального обрамления. Первичные обломки выглядят как «тени», различимые только по обилию пылевидных включений (см. рис. 10-30). Некоторые авторы считают, что кристаллический кальцитовый цемент является диагенетическим продуктом замещения ранее образовавшегося тонкозернистого микрита [30]. Граф и Ламар [131] считали, что кристаллический кальцит в штате Иллинойс — вторичный цемент, переотложенный после растворения и выноса первичного тонкозернистого бурого кальцита. В результате неполного выноса этого первичного цемента в межзернистых порах остались остатки в форме песочных часов, которые особенно отчетливо видны на контакте между двумя зернами. Бергенбэк и Терриер [24] считают, что эта интерпретация не пригодна для калькаренитов, ассоциирующих с отложениями Скарри-Риф (пермокарбонового возраста, Техас). Представляется невероятным, чтобы хорошо промытые косослоистые карбонатные пески и илы отложились одновременно в одном и том же месте. Поэтому кальцитовый цемент — это настоящий поровый цемент, а не продукт перекристаллизации.

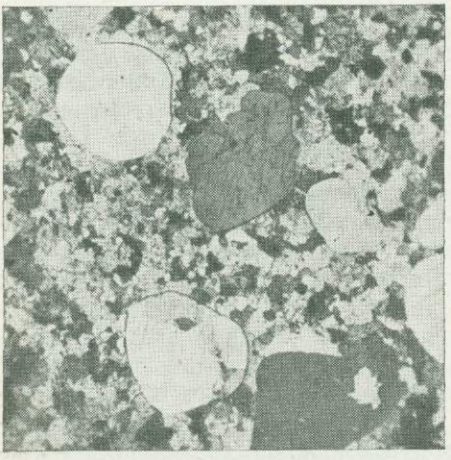


Рис. 10-33. Известняк Сент-Луис (миссисипий), Бедстаун Кводрангл, Иллинойс, скрещенные николи, ×25.

Крупные окатанные зерна кварца, кварцита и кремня, вместе с мелкими алевролитовой размерности частицами кварца в карбонатном матриксе; матрикс преобладает. В образце видны известковые галъки

Общей чертой для многих калькаренитов является микритовая кайма, видимая на многих зернах каркаса породы. Подобная микритовая оболочка могла возникнуть либо при осаждении из раствора микритового слоя, либо при микритизации первичного зерна [43]. Эта однослойная оболочка (поверхностные оолиты, по Карощци) обычно имеет одинаковую мощность и повторяет контур зерна. С другой стороны, зона микритовых изменений нечеткая и проникает в зерно на различную глубину. Некоторые зерна не полностью окружены микритовой оболочкой, другие — целиком окружены микритовым слоем. Внутренняя граница микритовой зоны может быть расплывчатой, а не резкой, как в случае химически осажденной оболочки.

Калькарениты могут быть тесно связаны с кварцевыми аренитами. При этом они не только переслаиваются с ними, но также и переходят

друг в друга (рис. 10-33). Обломочный кварцевый песок смешивается с карбонатным песком в любых пропорциях. Даже те формации, которые обычно называют известковыми, могут содержать значительный объем обломочного кварца [353, 70, 273, 155, 2] (рис. 10-34). С увеличением количества обломочного кварца калькаренит превращается в псаммитовый известняк. Более крупные и заметные зерна кварца обычно хорошо окатаны. В некоторых случаях кварц образует ядро известковых оолитов. Иногда заметно, как разрастание эвгедрального кварца замещает первичный ооид [156] (рис. 10-35).



Рис. 10-34. Классификация калькаренитов и связанных с ними пород, основанная на составе фракций каркаса



Рис. 10-35. Формация Хейл, группа Мороу (пенсильваний), Файетвилл, Арканзас. Без анализатора, ×40.

Известковый оолит (ооспарит), сцементированный чистым кальцитом. Обломочные кварцевые ядра ооидов увеличились в объеме в результате разрастания при замещении ооидов. Обратите внимание на мелкие карбонатные включения в кварце, в которых едва прослеживается строение замещенного ооида

В полевых условиях калькарениты имеют сходство с некарбонатными песками. Обычно они отложены течениями и имеют косую слоистость, сходную как по масштабу, так и по типу с косой слоистостью, наблюдаемой в обычных песчаниках. Косая слоистость морских калькаренитов в среднем составляет 18 см, но известны слои, мощность которых достигает нескольких метров [293,2]. По простиранию косая слоистость имеет заметное бимодальное распределение, отличающееся на 180°, указывающее на действие приливно-отливных течений [293, 181, 162]. Эоловые калькарениты унимодальны и характеризуются крупномасштабной косой слоистостью до 23 м, например, в плейстоценовых эолианитах Бермуд [215].

В свете современных знаний представляется возможным отложение древних калькаренитов в мелководных, подверженных сильному действию приливно-отливных течений зонах или, что менее вероятно, отложение их в виде субаэральных карбонатных дюн; слагающий их карбонатный обломочный материал мигрировал из участков мелководного морского шельфа в прибрежную зону. Петрографические особенности

и внутренняя структура карбонатных песков банок Багамского архипелага по всем основным чертам сходны с карбонатными песками древних толщ [165].

Баундстоуны (рифообразующие породы)

Термин баундстоуны (boundstone) предложен Данхэмом [77] для пород, частицы которых в ходе отложения осадка находились в связанном состоянии. Этот термин более или менее эквивалентен терминам «рифовые карбонаты», «биогермы», «клинтиты», обозначающим породы, образованные организмами (скрепляющими и связующими осадок) и имеющие каркас, устойчивый к действию волн.

Эти породы обычно характеризуются неплотным сетчатым строением, обладают крупными порами и покрыты кавернами (рис. 10-36). Строение каркаса, связывающего породу воедино и придающего ей жесткость и устойчивость к действию волн, меняется в зависимости от места и возраста отложений. Кораллы являются и всегда являлись важными каркасообразователями — отсюда термин «коралловые рифы». Но, как сейчас установлено, они играют меньшую роль, чем некоторые другие формы, особенно известковые водоросли *Lithothamnium* и родственные им [3]. В других местах баундстоуны рифоподобных отложений создаются строматопороидами, даже окончатыми мшанками и рудистами [259].

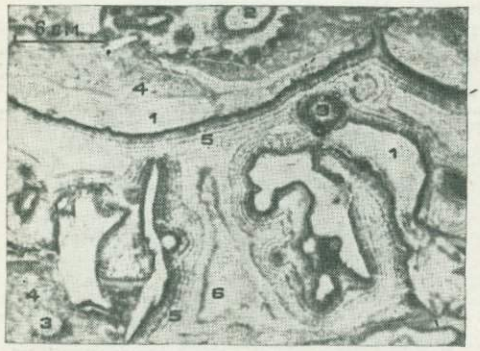


Рис. 10-36. Рифообразующая порода — баундстоун, или биогермит (девон). По [183].

В первичных пустотах: 1 — альвеолиты; 2 — одиночные кораллы ругоза; *3* — кораллы табулята; *4* — детрит; *5* — волокнистый кальцит; *6* — друзовидный кальцит

Половина всего объема породы может приходиться на пустоты и частично заполненные каверны. Каверны выполнены друзообразными кристаллами кальцита. Более крупные каверны покрыты тонкими слоями ониксовидного кальцита, похожего на натечный камень пещер. Некоторые крупные карманы заполнены слоистыми осадками — в отдельных случаях глинистыми, иногда микритовыми. Многие пустоты имеют подобное осадочное выполнение в нижней части, а в верхней части сложены друзовидным яснокристаллическим кальцитом. Таким образом формируется геопетальная структура. Многие пустоты являются первоначальными порами в рифе, другие, судя по их форме, открылись в результате растворения окаменелостей, третьи, неправильной формы, имеют неопределенное происхождение. Строматаксис многих рифов, в частности силурийских рифов района Великих Озер, имеет также неопределенное происхождение. Некоторые рифовые породы имеют внешнее сходство с крупнообломочной брекчией. По-видимому, рифовые породы особенно подвержены доломитизации, многие ископаемые рифы целиком доломитовые.

Обычно центральная часть рифа лишена слоистости или подобных структурных форм, за исключением строматактисовой текстуры. Ядро в значительной мере может быть фоссилизировано, но в других случаях интенсивная доломитизация и растворение разрушают все

органические образования. Обычно окаменелости встречаются в виде внутренних и внешних отпечатков, их следов и слепков.

Рифы и рифообразующие породы были описаны во многих местах. К наиболее хорошо изученным и широко известным относятся Ниагарские (силурийские) рифы района Великих Озер [65, 302, 208], силурийские рифы о. Готланд [137], раннекарбоновые «рифовые холмы» Ирландии [197] и Англии [245], миссисипские [259] и пенсильванские биогермы Нью-Мексико [253], плейстоценовые рифы о. Гуам [288], девонские рифовые комплексы Рейнской геосинклинали [183] и девонские рифы провинции Альберта в Канаде [180].

Литифицированные карбонатные илы (кальцилютиты и кальцигранулиты)

Литифицированные карбонатные илы состоят в основном из очень тонкозернистых карбонатов. Грабау [125] назвал эти породы кальцилютитами и кальципульверитами. Первые представляют собой ил, отложенный течениями (ил является продуктом тончайшего истирания), вторые — продукт химического осаждения тонкозернистого материала. Хотя различие между ними и существенно, его не всегда легко установить, поэтому термин кальцилютит обычно

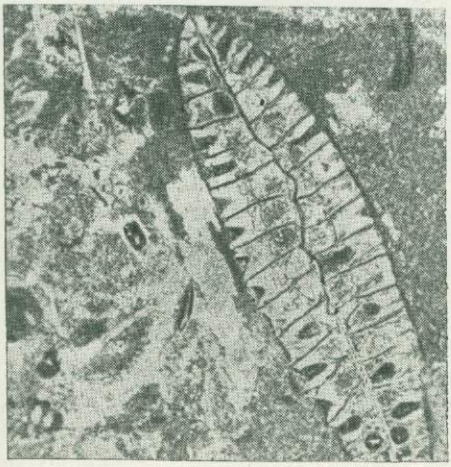




Рис. 10-37. Известковый (биомикритовый, вакковый) пласт, сланцы Декора (ордовик) Сент-Пол, Миннесота. Без анализатора, ×30.
Обломки раковин брахиопод и мшанок в известково-илистом матриксе

Рис. 10-38. Фораминиферовый известняк (биомикрит) (?), эоцен из Пирамид, Гизе, Египет. Без анализатора, ×36.
Несколько не разрушенных раковин *Nummulites* в известковом иле, в котором содержатся многочисленные раздробленные обломки ископаемых остатков

используют по отношению к любым тонкозернистым известнякам, независимо от их происхождения. Фолк [95] применил к породам этого класса термин «микрит»; хотя он ограничил его микрокристаллическим кальцитом с размерами зерен до 4 мкм, этот термин применяется для более грубозернистого материала, а также к современным арагонитовым илам.

При более тщательном исследовании оказывается, что микритовые известняки содержат некоторое количество более крупного материала, такого как пеллеты, обломки скелетов, сферолиты (реже — настоящие оолиты и интракласты). Когда содержание этого материала превышает 10%, Фолк употребляет термин биомикрит и пелмикрит. Если же более крупные компоненты рассеяны в породе (и составляют менее 10%), порода описывается как микрит с окаменелостями или нечто подобное (см. табл. 10-8). Породы, в которых отсутствуют такие крупные компоненты, являются просто микритом. По терминологии Данхэма [77], микрит, содержащий 10% или более зерен скелетного или иного состава, называется вакстоун (рис. 10-37, 10-38, 10-39), если же зерна в нем образуют самостоятельный каркас, он называется пакстоун. Большинство микритовых известняков плотные, однородные и лишены более крупных компонентов. Это так называемые «литографские известняки» (аргиллиты, по терминологии Данхэма). Под микроскопом они неожиданно обнаруживают четко выраженную пеллетовую текстуру. Такие микритовые известняки, содержащие неправильные или трубчатые включения или линзы яснокристаллического кальцита и имеющие фенестральную структуру, определяются Фолком как дисмикрит. Происхождение этих фенестр уже обсуждалось в этой главе. Слоистость кальцилютитов меняется от плитчатой до желваковой.

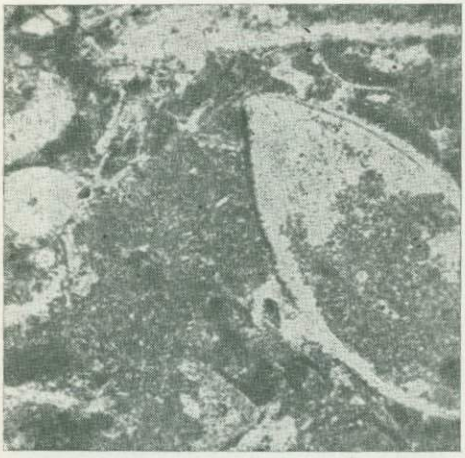


Рис. 10-39. Коралловый известняк (биомикрит), Уинлок (силур), Шропшир, Англия. Без анализатора, ×30.

Не разрушенные раковины брахиопод и обломки иглокожих в известковом иле

Многие тонкозернистые кальцилютиты настолько однородны и лишены всякой структуры, что их используют в литографии. Некоторые разности, однако, имеют тончайшую слоистость. По отношению к этим известнякам применен термин ламинит. Хотя подобные слойки связаны иногда с деятельностью течений, большинство из них обусловлено аккумуляцией под влиянием водорослевых скоплений. Эти формы в известном смысле являются разновидностью строматолитов. Предполагают, что поверхность осадконакопления была покрыта тонким покровом синезеленых водорослей. Выпадающий осадок тонким слоем (1 мм или менее) покрывал этот слой, после чего водорослевый покров быстро восстанавливался и со временем покрывался новым слоем осадка. Осадочные частицы прилипают к водорослевой сети или улавливаются ею. В дополнение к этому карбонат мог также выделяться водорослями. Древние карбонатные ламиниты сохраняют морфологию водорослевых покровов, даже если органический материал разложен.

Водорослевые слои прерывисты, обычно неправильны по форме, образуют мелкие и крупные аркообразные выпуклости (см. рис. 4-30). Они могут прерываться сужающимися книзу трещинами, вероятно трещинами усыхания. Ламиниты, возможно, являются индикатором пересыщенных солью вод или других обстановок, в которых не могут жить

улитки и другие зоопланктонные формы, питающиеся фитопланктоном. Обширное разрушение водорослевого покрытия планктонными организмами препятствует образованию ламинитов [111].

Изучение шлифов микритовых известняков дает мало новых сведений. За исключением отмеченных выше случаев, когда отчетливо различались пеллеты, микрокристаллическая карбонатная масса с трудом различается в стандартном шлифе. Более полезны ультратонкие шлифы, но наибольший прогресс достигнут при использовании электронного микроскопа [207, 93, 202]. С помощью электронного микроскопа выявляется большое разнообразие форм и структур зерен, что позволило определить происхождение зерен, диагенетическую историю, а также, возможно, способ осадконакопления и фациальную обстановку. Некоторые кальцилютиты, особенно юрского возраста и моложе, изобилуют кокколитами и, следовательно, имеют явное биогенное происхождение. Действительно, многие молодые тонкозернистые известняки представляют собой скопления кокколитов или «водорослевой пыли» [357]. Исследование, проведенное Лобо и Осборном под сканирующим электронным микроскопом, убедительно показали, что много, если не большинство, ордовикских микритов штата Огайо представляют собой раздробленный скелетный материал.

Вопрос о происхождении и значении некоторых типов тонкозернистых, плотных, лишенных структуры известняков является спорным. Как полагал Грабау [125], некоторые из них могут являться продуктом тончайшего истирания морских отложений; например, таким путем образовались многие калькарениты. Другие образовались в результате химического или биохимического осаждения. Остается неясным — как образуются современные карбонатные илы. Сверхтонкие арагонитовые илы Багамского региона связываются с жизнедеятельностью бактерий [75, 19, 20]. Их также считают продуктом прямого химического осаждения карбоната кальция [58] и освобождения арагонитовых иголок из водорослевой ткани при разрушении последней [210, 317]. Изотопный состав кислорода в карбонатах неорганического происхождения и в биохимически осажденных карбонатах различен. Изотопный анализ карбонатных илов Багамского региона указывает на их водорослевое происхождение [213]. Однако в Персидском заливе арагонитовые илы — это чисто химически осажденный продукт [179].

Писчий мел также является тонкозернистой карбонатной породой, которая отличается от обычного плотного литифицированного микритового известняка наличием рыхлой пористой структуры. Обычно мел, как и кальцит, почти целиком состоит из карбоната кальция и имеет белый цвет (см. табл. 10-4,ж). В отложениях писчего мела Франции содержание карбонатной части колеблется от 90 до 98%; Канзасский мел состоит на 88—98% из карбоната кальция, в среднем 94% [280]. Под микроскопом видно, что писчий мел состоит из раковин микроорганизмов, сложенных чистым кальцитом, которые погружены в бесструктурный матрикс, состоящий из тонкозернистого кальцита. В отложениях мела штата Канзас микроокаменелости составляют 17—34% от объема всей породы; остальную часть составляет матрикс. Наиболее распространены фораминиферы рода *Globigerina, Textularia* и другие. В писчем меле также находят шипы и ячейки планктонных водорослей, известные как рабдолиты и кокколиты, а также отдельные спикулы губок и раковины радиолярий.

Большинство известных отложений писчего мела имеют меловой возраст. Наиболее известны отложения мела, расположенные по обо-

им берегам Ла-Манша и являющиеся типовым разрезом меловой системы, благодаря чему она и получила такое название. В Северной Америке писчий мел широко распространен в отложениях мелового возраста штатов Алабама, Миссисипи и Теннесси (меловая свита Селма), а также в Небраске и соседних штатах (свита Ниобрара). Особенно детально описан мел свиты Форт Хэйс в штате Канзас [280].

Мел является рыхлым карбонатом. Мел относится к почти неизменным породам, несмотря на то что в нем могут содержаться кремневые желваки, иногда образующие ритмическую слоистость [271]. Весьма примечательно, что растворы, проходящие через такой пористый и легко поддающийся изменениям материал, не оказывают сколь-нибудь существенного воздействия на него. Полагают, что в отличие от других известковых карбонатных отложений, мел осаждался в виде кальцита, а не арагонита, и благодаря большей стабильности кальцита, в породе не было никаких преобразований, которые имели бы место, если бы первоначальный карбонат осаждался в виде арагонита. Именно поэтому отложения мела не преобразовались в твердую и плотную породу. Здесь, однако, имеются заметные исключения, поскольку известны «жесткие грунты» хорошо сцементированного мела [341].

Аллодапические (сортированные) известняки

Термин аллодапические был применен к известнякам определенного типа, которые предположительно отложены турбидитными потоками в относительно глубоководных участках, куда они приносились с мелководных рифовых зон [229].

Аллодапические известняки представляют собой ритмически переслаивающиеся правильные плитчатые пластины известняков и пелитовых слоев. Отдельные пласты прослеживаются на большие расстояния без заметного изменения мощности. Они лишены каких-либо черт, указывающих на их отложение в мелководной обстановке, характеризуются градационной слоистостью с четким нижним контактом и неясным верхним; подошва пласта местами маркируется знаками волочения [187, 336, 176]. В отдельных пластах наблюдаются характерные черты турбидитного цикла, такие как переходы крупнозернистых слабо отсортированных горизонтов в горизонтальную слоистость, в некоторых случаях конволютная слоистость и знаки потоковой ряби (см. рис. 10-53).

Аллодапические известняки, подобно их кремнистым аналогам, представляют собой «петрологический комплекс» и не относятся к четко определяемым породам, но благодаря своим уникальным особенностям они выделены и описаны здесь как самостоятельная группа. В основном нижняя часть каждого пласта более крупнозернистая. Сортированность очень слабая; материал в большинстве своем плохоокатанный и представлен крупными обломками ископаемых остатков, в основном мелководными морскими бентосными формами, в большинстве своем обитателями рифов с примесью пелагических ископаемых остатков. Пелитовая примесь содержит только пелагические ископаемые остатки — нектонные и планктонные формы, бентос отсутствует. Нижняя часть в основном представлена «пакстоунами» (структурообразующий детрит с илистым матриксом), верхняя — тонкозернистым кальцилютитом или микритом. Наиболее удаленные от источников сноса слои могут быть преимущественно тонкозернистыми.

Известковый туф, травертин и мергель

Известковый туф и травертин представляют собой известняк, образовавшийся при испарении вод источников и рек. Известковый туф — это губчатый пористый материал, образующий тонкий поверхностный налет вокруг источников или просачиваний вод, а также в исключительных случаях в реках. Известь осаждалась на растущих растениях и поэтому в отложениях туфа имеются отпечатки листьев и стеблей. Туф имеет своеобразную сетчатую структуру, он обычно нетвердый и полурыхлый (рис. 10-40). Известковый туф редко образует крупные скопления и встречается главным образом в современных и четвертичных отложениях. Более плотные и прочные разновидности встречены в слабо пересыщенных солью озерах, например в оз. Пирамид штата Невада. Достаточно широко распространенные отложения туфа обнаружены по берегам высохшего сейчас оз. Лахонтон [281] и оз. Бонневиль [114] в районе Большого Бассейна. Туф оз. Лахонтон встречается в различных формах: литоидный туф, в виде сотовидного покрытия на различных материалах, тинолитовый туф, представляющий собой переплетенные кристаллы кальцита, являющиеся псевдоморфозами по гейлюсситу, и дендроидный туф, который образует сферические или полусферические подушковидные тела с крупнорадиальной структурой. Эти туфовые отложения образуют значительные по размерам холмы или купола по берегам многих древних озер.

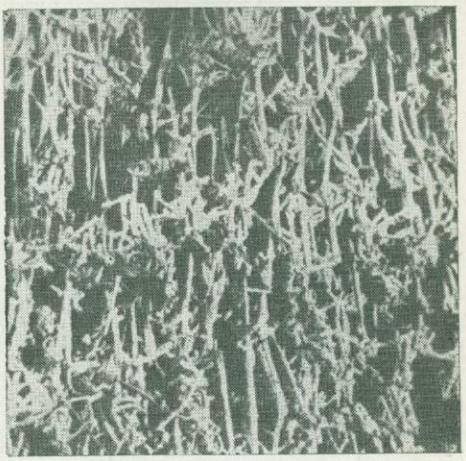


Рис. 10-40. Известковый туф (современный). Размер близок к натуральному.
Известковый материал отлагался на стеблях растений. Обратите внимание на его высокую пористость и губчатый характер

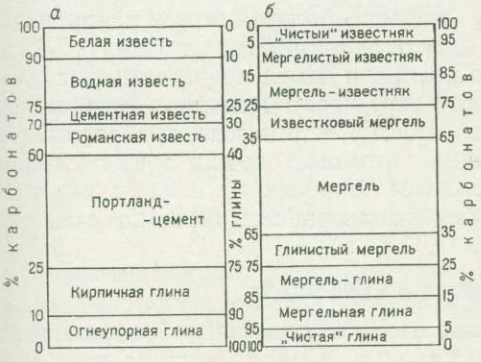


Рис. 10-41. Классификация известково-глинистой карбонатной смеси.
а — промышленные продукты [12]; *б* — петрографические типы

Травертин — более плотные ленточные отложения, особенно типичные для известковых пещер, где они образуют хорошо известные натечные образования, включая сталактиты и сталагмиты [7]. Подобно туфу, травертин образует ограниченные, не имеющие большого геологического значения отложения, преимущественно четвертичного или современного возраста.

Мергель — термин, имеющий различные значения. Применяется по отношению к глауконитовым зеленоцветным пескам, но более часто используется для обозначения сыпучих карбонатных земель, на-

капливавшихся в молодых или современных пресноводных озерах [69]. Некоторые растения, в особенности харофиты, могут получать двуокись углерода для фотосинтеза за счет CO_2 в растворе. Карбонат кальция, таким образом, осаждается в виде корки на листьях и стеблях растений. Этот осадок время от времени слетает и накапливается на дне озера. Пресноводные известняки, образованные таким образом, имеют характер псевдобрекчии. Мелкие угловатые обломки или чешуйки карбоната кальция заключены в иловой массе такого же состава. К образованному таким образом материалу может добавляться карбонат, осажденный микроорганизмами [349], и карбонат, выделенный пресноводными моллюсками. Пресноводные мергели являются до некоторой степени глистыми образованиями и часто используются в качестве составной части при изготовлении портланд-цемента (рис. 10-41). В древних толщах пресноводные известняки характеризуются почти полным отсутствием морской фауны; в них могут содержаться представители *Spirorbis*, различные остракоды и случайные моллюски. Многие мергели содержат водоросли и характеризуются водорослевыми текстурами. Некоторые из них имеют желваковое строение. Желваковые массы могут представлять собой заполненные кальцитом трещины синерезиса. Под микроскопом видно, что порода сложена округлыми сгусткообразными скоплениями плотного, тонкозернистого карбоната, скрепленного более чистым и крупнозернистым карбонатом (рис. 10-42).



Рис. 10-42. Пресноводный известняк Гринбуш (пенсильваний), Иллинойс. Без анализатора, ×35.

Очень тонкозернистые агрегаты карбоната (черные), в которые включены немногочисленные обломки раковин (светлые участки), рассеченные неправильными трещинами и пустотами, заполненными жильным кальцитом и микрокристаллическим кремнем (светлые)

Термин мергельная порода (или марлит) применяют к более твердым породам такого же состава, что и мергель. Эта порода менее сланцеватая, чем глинистые сланцы, и, подобно аргиллиту, разбита на блоки со слабо раковистым изломом. Термин мергельная порода иногда употребляется в более широком смысле и включает другие карбонатные породы. Такое использование термина подвергается критике [251].

Каличе и другие эвапоритовые карбонаты

Каличе — обогащенные известью отложения, образовавшиеся в почвах некоторых полуаридных районов. Под действием капиллярных сил известьсодержащие воды поднимаются к поверхности, испаряются и образуется обогащенное известью каличе. Древние отложения каличе, вероятно, должны быть сильно затвердевшими (калькрет). Отложения характеризуются наличием крупных, концентрического строения подушкообразных образований. В некоторых районах каличе покрывает столовые горы останцы [262, 38]. Отдельные стадии развития каличе были описаны Гилем и соавторами [115].

Под микроскопом видно, что каличе состоит из пизолитовых тел, концентрических колец кальцита (заполняющего трещины высыхания), корродированных и в разной степени замещенных, обломочного кварца и полевых шпатов, а также концентрически слоистых элементов, напоминающих водорослевые текстуры. Некоторые исследователи полагали, что эти псевдоолитовые и пизолитовые тела имеют водорослевую природу, но сейчас считают, что они возникли в процессе формирования почвы и связаны с пизолитами бокситовых и латеритных почв [323]. Каличе состоит главным образом из карбоната кальция в виде кальцита; карбонат магния встречается редко [124,] иногда присутствует опал [83].

В древних геологических толщах каличе также находят в виде мелких кальцитовых желваков («корней»), отложенных в условиях аридного климата и встречающихся в верхней тонкозернистой части аллювиального цикла. В некоторых случаях эти желваки срастаются и образуют известковый пласт, как например, Древний Красный Песчаник Северного Уэльса [5]. Под микроскопом видно, что эти каличе имеют пеллетоидную структуру и содержат частицы алеврита, окруженные крупнокристаллическим кальцитом, не содержащим алеврит. Некоторые крупные пеллеты грубослоисты. Аналогичные желваковые скопления каличе известны в верхней части красноцветных аргиллитов подобных аллювиальных толщ формации Кэтскилл (девон) и Мок-Чанк (миссисипий) в Пенсильвании. Пизолиты каличе были также описаны в формации Кэпитэн-Риф (пермь) в Гваделупских горах в Нью-Мексико, где подобные образования прежде считались водорослевыми [78].

Доломит

Как отмечал Ван-Туйл [338], доломит и проблема его происхождения длительное время занимали умы геологов; о его образовании было выдвинуто много теорий. Специальная литература, посвященная доломитам, весьма обширна [56]. Сначала мы рассмотрим их природу, а в следующем разделе обсудим вопросы происхождения.

Впервые доломит был описан в Тироле. Название «доломит» было применено к этим породам в 1792 г. Сосюром в честь одного из первых исследователей этой породы Долимэ [338]. Доломит, как уже отмечалось, широко распространен как во времени, так и в пространстве, и является одной из важнейших пород земной коры. Доломит, например, составляет 10,2% от осадочного покрова Русской платформы; известняк составляет 17,6% [278].



Рис. 10-43. Классификация кальцит-доломитовых смешанных пород

Номенклатура. Доломит является разновидностью известняка, содержащей свыше 50% карбоната, более половины которого сложено доломитом. Поскольку этот термин употребляется также для обозначения минерала доломит, по отношению к породе возможно употребление термина dolostone (доломитовая порода) [303]. Однако, несмотря на возможную двусмысленность, возникающую из употребления одного и того же термина как для породы, так и для минерала, термин

доломит прочно вошел в употребление и, возможно, будет продолжать употребляться по отношению к породе и минералу.

Породы, занимающие по составу промежуточное положение между известняками и доломитами, имеют разнообразные названия. В общем те породы, в которых кальцит преобладает над доломитом, называют доломитовым известняком, породы, в которых доломит преобладает над кальцитом, называются известковым, кальцитовым, известковистым, содержащим известь доломитом. Общего согласия по поводу разграничения смешанных пород и более однородных, являющихся конечными членами ряда, еще не достигнуто. Преобладание кальцита над доломитом, или наоборот, взято за основу подразделения известняков и доломитов. Известняк, являющийся конечным членом ряда, называется кальцитовым известняком при условии, если в нем содержится незначительное количество магния. Если же он содержит значительное количество магния, он называется магнезиальным известняком, если же преобладает доломит, то это доломитовый известняк (рис. 10-43). Если же содержание магния незначительно, он присутствует в виде $MgCO_3$ в твердом растворе в кальците, а минерал доломит отсутствует. Однако кальцит обычно может содержать в твердом растворе 1 или 2% $MgCO_3$. Только в некоторых современных скелетных материалах он может содержаться в больших количествах. Следовательно, в древних породах магнезиальный известняк может содержать заметное, хотя и небольшое количество доломита.

Таблица 10-9

Относительная распространенность известняков и доломитов в долине Седар из формаций Уопсипиникон, Гауэр и Хопкинтон (силур, девон) штата Айова, США. По [292]

Определенный петрографическим способом % доломитов	Количество образцов
0—10	48
10—50	8
50—90	5
90—100	97
Всего	158

Породы, представляющие собой смесь кальцита и доломита, в действительности гораздо менее типичны, чем конечные члены ряда, содержащие в основном кальцит или доломит. Как показано на рис. 10-8 и в табл. 10-9, карбонатные породы, в которых более 10%, но менее 90% доломита (менее 90% и более 10% кальцита), сравнительно редки. Этот факт впервые был отмечен Стайдтманном [312] и подтвержден Голдичем и Пармали [123], Чейвом [49] и другими. Если провести границу между доломитом, являющимся конечным членом ряда, и смешанной кальцито-доломитовой породой по 90% доломита, а границу между известняком и смешанной породой по линии 10% доломита, то основная масса карбонатных пород будет либо известняками, либо доломитами. Предложенная номенклатура обобщена в табл. 10-10. Более точная классификация, основанная на минеральном составе, который рассчитан по химическим анализам, разработана Мартине и Сужи [225]; см. также [51, 276, 46, 90] для ознакомления с различными классификациями по составу.

Состав. По химическому составу доломиты напоминают известняки, за исключением того, что MgO в доломитах составляет существенную часть и играет важную роль (табл. 10-11). Содержание магния в осадочных карбонатах подвержено колебаниям во времени (см. рис. 17-2). В древних карбонатах содержится больше магния, чем в молодых [66], поэтому доломит более распространен в древних породах.

Некоторые доломиты тесно связаны с эвапоритами и содержат ангидрит или гипс. Содержание кремнекислоты может быть значитель-

ным в кремнистых и в песчанистых доломитах. Железистые карбонаты встречаются в доломитах в виде твердых растворов, но не встречаются в кальците. Обогащенные железом разности называются железистым доломитом. Даже незначительные следы железа ведут к появлению бурой окраски при выветривании, вызванной окислением железа. Это помогает установить различие между известняками и доломитами в полевых условиях.

Таблица 10-10

Номенклатура осадочных кальцитовых и доломитовых карбонатов

Тип	Доломит, %	Приблизительное содержание эквивалента MgO, %	Приблизительное содержание эквивалента $MgCO_3$, %
Известняк		0—1,1	0—2,3
с высоким содержанием кальция	0—10*	1,1—2,1	2,3—4,4
магнезиальный доломитовый известняк	10—50	2,1—10,8	4,4—22,7
кальцитовый доломит	50—90	108—19,5	22,7—41,0
Доломит	90—100	19,5—21,6	41,0—45,4

* В известняке с высоким содержанием кальция доломит не содержится; карбонат магния в кальците присутствует в виде твердого раствора.

Структуры и текстуры. Некоторые исследователи [312, 98] принимают, что доломиты подразделяются на два класса, отличающиеся размерами кристаллов, граница которых приходится на интервал 10—20 мкм. К первому классу относятся очень тонкозернистые кристаллические доломикриты, которые встречаются в основном в виде тонких, обычно сланцеватых пластов, со знаками ряби, трещинами усыхания и следами эрозии; в них отсутствуют реликты фауны, оолитов и т. д. Ко второму классу относятся более крупнокристаллические или сахаровидные доломиты со множеством следов замещения. Считают, что доломиты первого класса первичны, а второго — представляют собой продукт эпигенетического или диагенетического замещения известняков. В основных чертах доломиты очень похожи на известняки, но более тщательное исследование выявляет множество различий. В доломитах, которые являются продуктом доломитизации известняков, первичные структурные или текстурные особенности затушеваны или совсем стерты. Обломочная текстура калькаренита, например, может стать совершенно неразличимой. Особенности кластических пород проявляются лишь в наличии тенеподобных реликтов, слабо повторяющих контуры первичных структурообразующих зерен. Доломитизированные оолиты и ископаемые осадки проявляются в виде слабых контуров, повторяющих первоначальные формы, и в большинстве своем лишены каких-либо внутренних деталей. В других случаях только рассеянные зерна обломочного кварца являются свидетелями первоначального обломочного происхождения породы. Хотя доломиты обычно не содержат окаменелостей, в некоторых образцах невооруженным глазом видны окаменелости в виде наружных и внутренних отпечатков. Сохранность отдельных деталей очень слабая, и подобные пустоты обычно выполнены друзовидным доломитом.

Доломитизация сопровождается крупномасштабной перекристаллизацией, в результате которой в конце концов образуется гранобла-

стовая структура. При полной перекристаллизации образуется средне- или крупнокристаллическая мозаика, в которой, однако, многие доломитовые кристаллы сохраняют эвгедральную форму (рис. 10-44). По Фридману [103], такая структура называется идиотопической. При неполной доломитизации образуются рассеянные эвгедральные кристаллы доломита, заключенные в неизменном кальцитовом матриксе (порфироидная структура, по Фридману; рис. 10-45). Эти доломито-

Таблица 10-11

Химический состав доломитов

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	—	2,55	7,96	3,24	24,92	0,73*
TiO_2	—	0,02	0,12	—	0,18	—
Al_2O_3	—	0,23	1,97	0,17	1,82	0,20
Fe_2O_3	—	0,02	0,14	0,17	0,66	—
FeO	—	0,18	0,56	0,06	0,40	1,03**
MnO	—	0,04	0,07	—	0,11	—
MgO	21,9	7,07	19,46	20,84	14,70	20,48
CaO	30,4	45,65	26,72	29,58	22,32	30,97
Na_2O	—	0,01	0,42	—	0,03	—
K_2O	—	0,03	0,12	—	0,04	—
H_2O+	—	0,05	0,33	30,0	0,42	—
H_2O-	—	0,18	0,30		0,36	—
P_2O_5	—	0,04	0,91	—	0,01	0,05
CO_2	47,7	43,60	41,13	45,54	33,82	47,51[6]*
SO_3	—	0,03	—	—	0,01[3]*	—
S	—	0,30[4]*	0,19	—	0,16[4]*	—
BaO	—	0,01[3]*	Нет	—	Нет	—
SrO	—	0,01[3]*	Нет	—	Нет	—
Органика	—	0,04[5]*	—	—	0,08[5]*	—
Сумма	100,0	100,06	100,40	99,90	100,04	100,97

* «Остаток (преимущественно кремнезем)».
** Подсчитано по приведенному содержанию железа.
[3]* Содержание не превышает указанной цифры.
[4]* Подсчитано как пирит.
[5]* Органический углерод.
[6]* Подсчитано по окислам железа, магния и кальция.

А. Теоретический состав чистого доломита.

Б. Доломитовый известняк, формация Монро (девон). Аналитик Д. Шааф [319].

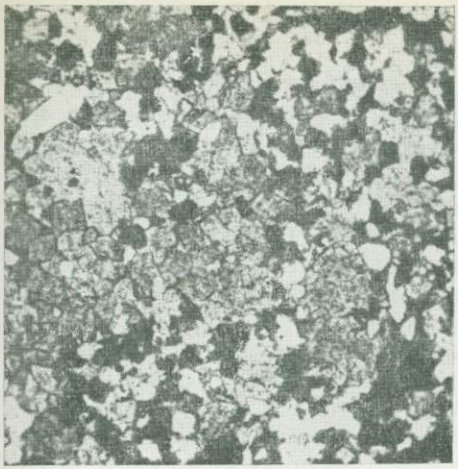
В. Доломит Ниагара (силур), Джолиет, Иллинойс, США. Аналитик Д. Хиггенс [94]. Содержание MgO соответствует 89,5% теоретического.

Г. Доломит «Нокс» (кембро-ордовик), Моррисвилл, Алабама, США. Аналитик У. Хиллебранд [281]. Содержание MgO соответствует 96,5%.

Д. Кремневый доломит, группа Ниагара (силур), округ Хайленд, Огайо, США. Аналитик Д. Шааф [319].

Е. Доломит Рэндвилл (докембрий), округ Дикинсон, Мичиган, США. Аналитик Э. Брюстер [21]. Содержание MgO соответствует 94,5%.

вые ромбики обычно зональны; центральная часть кристалла содержит включения и поэтому затемнена, а периферийная часть сложена относительно чистым доломитом (рис. 10-46). В отдельных случаях в кристаллах видно чередование светлых и затемненных зон доломита. В других ромбиках центральная часть кальцитовая, а внешняя доломитовая. В песчанистых доломитах ромбики могут содержать мелкие зерна кварца. В отличие от кальцита, доломит идиоморфен. Ромбики пересекают такие первичные элементы структуры, как окаменелости, оолиты и зерна глауконита (см. рис. 10-6); доломит, таким образом, является продуктом замещения.



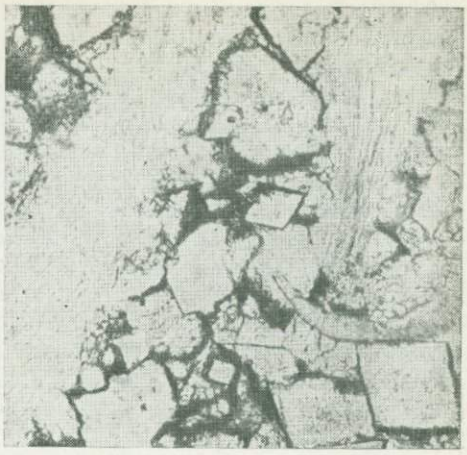
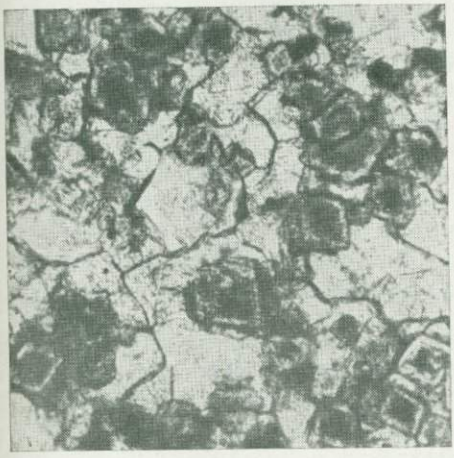


Рис. 10-44. Глауконитовый доломит (кембрий), Колорадо. Без анализатора. ×31.
Крупнокристаллический доломит (серые ромбики) с глауконитовыми гранулами (черные) и рассеянными зернами кварца (белые). Не очень хорошо заметно обрастание кварца

Рис. 10-45. Доломитовый известняк Рочестер, Нью-Йорк. Без анализатора, ×80.
Ракушечный известняк (биомикрит или биомикрудит), состоящий главным образом из раковин брахиопод (*Leptocoelia*), ныне сложенных волокнистым кальцитом. Известковый ил между раковинами брахиопод превращен в крупные доломитовые ромбы



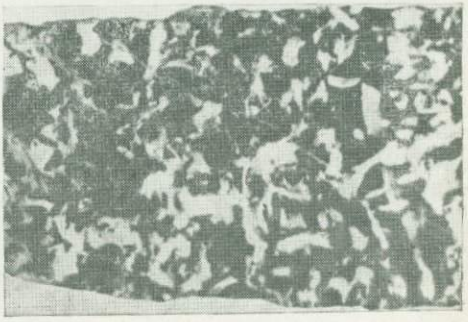


Рис. 10-46. Доломитовый известняк Миннесота. Без анализатора, ×80.
Зональные порфиробласты доломита разбросаны в ангедральной кальцитовой мозаике

Рис. 10-47. Крапчатый доломит. Известняки Пализер (девон), Национальный Парк Банф, Альберта, Канада. Примерно в половину натуральной величины

В результате неполной доломитизации образуется крапчатая порода, характеризующаяся пятнистым распределением доломита. Крапчатый облик породы наиболее хорошо проявляется на выветрелой или корродированной поверхности. Крапчатые доломиты неоднократно описывались в литературе [338, 27, 133, 22, 285] и, по-видимому, достаточно распространены. Рисунок доломитизации на поверхности таких пород

очень неправилен по форме и в некоторых случаях образует сложнопереплетенную сеть (рис. 10-47). Отдельные участки доломита целиком изолированы. Пятнистый узор объясняется как результат задержки доломитизации в процессе миграции через породу магнийсодержащих растворов [133, 22]. Если крапчатость проявляется при неполной доломитизации, то ее узор, возможно, контролируется первоначальными структурными особенностями известняка, подвергшегося замещению [243]. По мнению многих исследователей, это связано с органикой — возможно «водорослевыми» каналами [27] или, что более вероятно, ископаемыми ходами червей. В некоторых случаях эти проявления четко не контролируются слоистостью или другими текстурами, поэтому трудно объяснить изоляцию отдельных доломитовых участков. Возможно, крапчатость возникла в результате диагенетической дифференциации, из-за несмесимости высокомагнезиального кальцита органического происхождения. Высвобождающийся карбонат магния мог формировать доломит либо в виде изолированных ромбиков, либо отдельных пятен, создавая крапчатость. В ордовикских известняках Платтвиль в верхней долине Миссисипи содержание доломита от 0 до 30% [133], а в девонских известняках Пализер, Альберта, оно составляет от 10 до 40% [22]. Это соответствует тем значениям, которые можно ожидать при преобразовании водорослевого карбоната, заметно обогащенного магнием. Незавершенность процесса доломитизации, его единообразие на обширных площадях, а также значительные мощности доломитизированных пород являются лишним свидетельством существования внутренних источников магния.

Связь доломитизированного карбоната и осажденного кремнезема (кремня) противоречива. В одних породах доломит более ранний и позднее замещается кремнем как показывают псевдоморфозы кремней по доломиту (см. рис. 11-7). Доказательств обратного соотношения гораздо меньше. Кремень с отпечатками доломита, обычно представленный в нерастворимом остатке некоторых карбонатных пород, — это губчатый кремень, с многочисленными ромбовидными пустотами, образовавшимися при растворении доломита. Являлись ли первичные доломитовые ромбики метакристами в кремнях? Если это так, то они могли заместить и кремень. Возможно, они образовались при замещении кальцитового матрикса, который заполнял промежутки между многочисленными кристаллами доломита.

Как отмечалось ранее, доломит встречается также в виде очень тонкозернистой породы, в которой отсутствуют многие черты, характерные для процессов замещения. В ней не содержится окаменелостей, или, в лучшем случае, встречается ограниченная фауна, несколько отличная от свойственной известнякам [321]. Эти породы обычно тонкослоистые, с включениями сильно насыщенного битумами материала. Нередко они содержат кристаллы селенита или желваки гипса и ангидрита. Они обычно ассоциируют с эвапоритами и характеризуются первичными осадочными текстурами, такими как косая слоистость знаков ряби и трещины усыхания.

Распространение и связь с другими породами. Доломит встречается в породах любого возраста, хотя, как отмечали Дейли [66], Страхов [321] и другие, он наиболее распространен в палеозойских и более древних породах. Он тесно связан с известняком, с которым обычно переслаивается. Пласты доломита, имеющие мощность от единиц до нескольких десятков футов, могут переслаиваться с пластами известняка, имеющими мощность такого же порядка [286]. Однако в некото-

рых случаях граница между доломитом и кальцитом сечет стратиграфическую поверхность [73]. Иногда границы распространения доломита, по-видимому, контролируются структурным фактором; например, наличием разломов [143] или складок [191]. Нередок латеральный переход доломитов в известняки; подобные фациальные замещения могут иметь резкий характер. Хотя о палеогеографии доломитов известно еще немного, полагают, что он более типичен для прибрежных фаций, в то время как известняк является продуктом удаленных от берега зон, возможно, с морскими водами более нормальной солености (предполагают, что прибрежные участки имеют более соленые воды; рис. 10-48). Имеются, однако, случаи с обратным соотношением, когда известняки расположены в периферийных, а доломиты в центральных частях бассейна [321]. Доломиты характерны для зарифовых участков, а известняки формируются на самих рифах или перед рифами [59]. В нижнем силуре доломиты, по-видимому, накапливались в иной географической обстановке, чем соседние известняки [8], как, например, в кембро-ордовикских отложениях на востоке штата Теннесси и юго-западе штата Виргиния [76, 150].

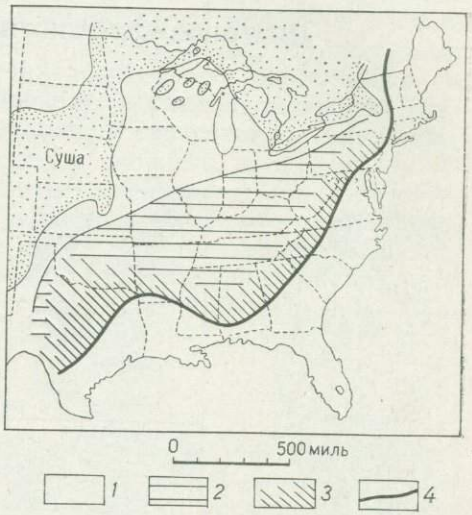


Рис. 10-48. География распространения доломитов в восточной части США [150].

1 — преобладают кластические осадки; *2* — преобладают доломиты; *3* — преобладают известняки; *4* — край континентального шельфа

Во многих местах доломиты тесно связаны с эвапоритами, особенно с гипсом и ангидритом. В одних случаях эвапоритовый материал представлен только рассеянными кристаллами гипса и ангидрита в доломите. В других случаях доломит переслаивается с сульфатами. Эти доломиты обычно тонкозернистые, а не сахаровидные, им свойственны тонкая слоистость, а также наличие коричневого оттенка из-за примеси битуминозного вещества.

Где же отлагается доломит в настоящее время? По-видимому, в больших масштабах накопление доломита нигде не происходит. Многие принимают это как доказательство диагенетического, а не первично осадочного происхождения доломита, или считают, что условия осадконакопления в прошлом сильно отличались от современных. Однако в последние годы доломит, хотя и в очень незначительном объеме, был обнаружен в некоторых ограниченных фациальных обстановках. Несмотря на несколько ранних упоминаний о современных доломитах, этой проблеме стали уделять большое внимание только после того как Олдерман и Скиннер [4] опубликовали статью о доломитовом мергеле, образующемся в лагуне Куранг Южной Австралии. После этого доломит был найден в виде корок выше приливно-отливной зоны Флоридского залива [299] и Багамских островов [301], на себхах района Персидского залива [164], в Нидерландских Антиллах [71] и на некоторых Тихоокеанских атоллах [25]. Известны также и другие места осаждения доломита, например на прибрежных отмелях оз. Балхаш [321].

Эти современные отложения, хотя и незначительны по объему подтверждают заключение о том, что тонкозернистые и сланцеватые доломиты древних толщ накапливались в тех же условиях, что и современные формации. Это, по-видимому, были тропические, главным образом аридные или семиаридные обстановки, обычно приливно-отливные или прибрежные равнинные участки. Для этих условий, по-видимому, характерны пересыщенные солью, обогащенные магнием рассолы. Тесная связь древних доломитов с гипсом, водорослевая слоистость и текстуры, трещины усыхания и другие признаки мелководности или наличия пересыщенной рапы, согласуются с наблюдениями над современными доломитовыми отложениями.

Диагенез карбонатных пород

Известняки более чем какие-либо другие распространенные осадочные породы подвержены изменениям как до, так и после консолидации. Наиболее значительны те изменения в структуре и составе, которые ведут к образованию доломитов (с. 463) и к замещению кремнеземом, фосфатами и т. д. (с. 496, 535, 547). В одних случаях это замещение заключается в проникновении в породу посторонних материалов; в других они сопровождаются перестройкой материала, уже присутствующего в породе, — этот процесс назван диагенетической дифференциацией.

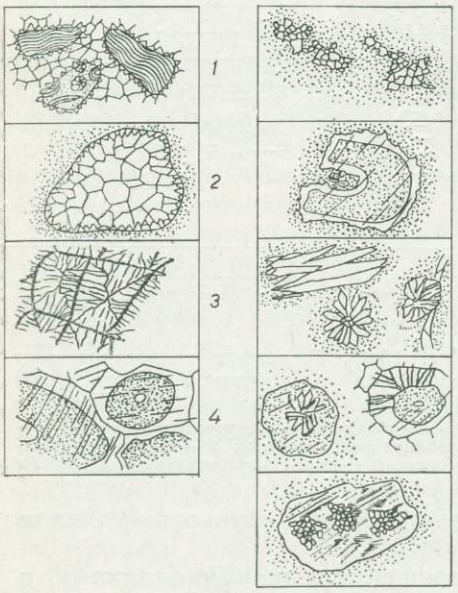


Рис. 10-49. Диагенетические структуры Авонских известняков.
1—4 — структуры, образованные в процессе цементации и выполнения (*1* — гранулярный цемент, *2* — друзовидная мозаика, *3* — друзовидный волокнистый кальцит, *4* — цементная каемка нарастания); *5—7* — структуры, образованные в процессе роста зерен (*5* — крупнокристаллическая мозаика, *6* — каемка замещения, *7* — замещение волокнистым кальцитом); *8—9* — структуры, образованные в процессе уменьшения зерен (*8* — замещение волокнистым кальцитом, *9* — гранулярная мозаика)

Но даже в обычных известняках, не претерпевших существенного изменения в составе, происходят преобразования, сопровождающиеся трансформацией мягкого и обычно пористого карбонатного осадка в плотный твердый известняк с небольшой пористостью или вообще лишенный пористости. Эти изменения мы сейчас рассмотрим. Для этого важно провести различие между теми свойствами, которые можно непосредственно наблюдать — крупнозернистая мозаика, стилолиты или закономерные разрастания кристаллов, и теми процессами, которые мы предполагаем — перекристаллизация, растворение, замещение и т. д. Превращение известкового осадка в литифицированную кристаллическую породу является разновидностью метаморфизма, так как образующиеся структуры похожи на структуры обычных метаморфических пород. Поэтому изучающим эту проблему следовало бы ознакомиться со структурами метаморфических пород [309], и уж, конечно, изучающие строение известняков должны быть знакомы с монографией Бруно Зандера [283].

Вопросы диагенеза и доломитизации известняков широко освещены в специальной литературе. Привлекают внимание раздел журнала «Седиментология», посвященный литификации карбонатных осадков [110], симпозиум по доломитизации и диагенезу известняков [261], Бермудская конференция по карбонатным цементам [39], а также одна из ранних, но до сих пор заслуживающих внимания классических работ по доломитам и доломитизации Ван-Туйла [338]. Добавим к этому бесчисленное множество статей, посвященных этому вопросу, на некоторые из них мы ссылаемся в следующем разделе. Диагенетическая структура карбонатных пород, а также предполагаемые процессы, создающие ее, схематически отображены на рис. 10-49.

В этом разделе мы акцентировали внимание на явлениях, связанных с диагенезом — заполнении порового пространства, закономерных разрастаниях кристаллов, микритовых оторочках и т. д., а также на предполагаемых процессах, приведших к развитию этих явлений; однако следует четко понимать, что диагенетические изменения, имеющие место в карбонатных отложениях, являются сложным процессом. Изменения могут быть избирательными; такая селективность, в частности, относится к первичной минералогии скелетных элементов или ооидов [189]. Кроме того, они могут быть комплексными, поскольку протекают в течение длительного периода времени, охватывающего как время осадконакопления, так, частично, и стадию после воздымания. Восстановление истории диагенетических преобразований может быть весьма сложной задачей [102].

Цементы и выполнения пустот

Карбонатные цементы составляют значительную часть скрепляющих материалов, которые связывают известняки в единое целое. До недавнего времени наши знания, касающиеся литификации карбонатных осадков, основывались на микроскопических анализах строения цемента в древних породах. В значительной степени они основываются на них и сейчас. Однако изучение седиментационных процессов, происходящих в современных плейстоценовых карбонатных осадках, данные по химическому составу карбонатных цементов и связанных с ними вод очень много прибавили к пониманию процесса цементации. Детальное изучение цементации карбонатов явилось темой симпозиума и нашло отражение в докладе Бриккера [39].

Свежеотложенный карбонатный осадок содержит множество крупных и мелких пор и пустот (см. с. 426). Общая пористость некоторых карбонатных осадков может составлять 75—80% [77]. В карбонатных песках эта межзерновая пористость сильно уменьшается при выпадении цемента в межпоровых пустотах каркаса, а в карбонатных илах сокращается при уплотнении и растворении под давлением на контакте зерен [356]. Цементация может проявляться в виде друзовидных оболочек на зернах, иногда волокнистых с радиальным расположением и более крупной зернистостью к центру пор, с прямыми границами между отдельными кристаллическими индивидами. Первичный цемент, например в пляжевых породах, может быть арагонитовым или в некоторых случаях Mg-кальцитовым, но в древних породах цемент кальцитовый.

В некоторых известняках цемент представлен закономерными нарастаниями на обломочных зернах каркаса; они выглядят как единые кристаллы, как, например, скелетные элементы иглокожих. Эти вторичные разрастания состоят из чистого кальцита и отличаются от пер-

воначальных обломков, которые содержат многочисленные включения. Кристаллическая мозаика, образованная закономерным (синтаксиальным) разрастанием, отличается наличием плоскостных межзерновых границ.

Более крупные пустоты (например, связанные со скелетными структурами, а также пустоты рифовых пород) частично заполнены механическими осадками. Тонкий карбонатный ил или алеврит попадают в каверну и покрывают ее дно. Остальная часть каверны впоследствии заполняется осажденным кальцитом, который сначала оседает на стенках, а затем заполняет все пустотное пространство. При подобном сложном заполнении формируется геопетальная структура [283]. Геопетальное строение типично для многих известняков и является ориентиром при определении кровли крутонаклонных и перевернутых пластов [304]. Обычно пустоты заполняются кальцитом, но в некоторых случаях присутствует доломит. Наблюдениями установлено, что если одновременно присутствуют доломит и кальцит, то раньше отложился доломит, а не кальцит [101].

По вопросу о времени цементации происходило много споров, например, [267]. Иногда цементация идет одновременно с отложением осадка, как, например, в пляжевой породе [39]. Пляжевая порода, образовавшаяся при простом заполнении пор, образуется в современных условиях в литоральной зоне, в основном в тропических областях. В общем цемент состоит из нарастаний на микритовых зернах, иногда присутствуют волокнистые нарастания, обычно арагонитовые.

Рифовые породы обычно цементируются, находясь еще под водой [182, 119, 190], то же происходит и с другими морскими осадками [268, 39]. Подводные цементы, по-видимому, представлены волокнистым арагонитом или магнезиальным кальцитом, особенно в зернистых и пеллетовых известняках. Цементация происходит также и после воздымания территории под действием циркулирующих метеорных вод. Образовавшийся при этом цемент обычно представлен обедненным магнием стабильным кальцитом, с более низкими изотопными отношениями кислорода и углерода, чем в морском цементе [39].

Растворение

Карбонатные породы особенно подвержены растворению. Растворение обычно становится заметным при удалении раковин или других скелетных элементов, или в редких случаях при удалении ооидов или во всех других случаях, когда форма оставшихся пустот указывает на их происхождение. Избирательное растворение ооидов приводит к образованию так называемой «оолитовой пористости». В других случаях при растворении остаются неправильной формы мелкие или крупные каналы. Крупные каналы представлены хорошо известными известняковыми кавернами и пещерами. Пористость, образующаяся при растворении, со временем может уменьшиться при новом заполнении пустот осажденными карбонатами. Последней стадией заполнения пещер являются натечные образования — сталактиты и сталагмиты.

Более распространенным, хотя и менее эффектным продуктом растворения, точнее растворения под давлением, являются стилолитовые швы; их особенности и происхождение рассматривались нами ранее (с. 427). Как отмечалось, образование стилолитовых швов может сопровождаться удалением значительного объема породы, сокращением стратиграфической мощности, в некоторых случаях достигающем 40%

(314). Многие карбонатные породы изобилуют микростилолитами — мелкими стилолитами, которые отчетливо видны в шлифах. Они маркируют границы между зернами или между ископаемыми остатками, или же между зернами (и окаменелостями) и матриксом породы.

Рост зерен (аггрaдационный неоморфизм)

Во многих известняках отмечается увеличение размеров зерен и степени кристаллизации с увеличением возраста отложений. Этот процесс Фолк [97] назвал аггрaдационным неоморфизмом (в противоположность деградационному неоморфизму или уменьшению размеров зерен). В одних случаях процесс увеличения размеров зерен захватывает лишь единичный элемент породы; в других случаях он охватывает всю породу. Для первого случая примером резкого увеличения размеров зерен является синтаксиальная каемка замещения — оболочка или разрастание кристаллического элемента (например, криноидной чешуйки), которые могут продолжаться в матрикс, где находился этот элемент. Вторичная кайма, увеличивающая объем первоначального обломка, может расти только при замещении окружающего матрикса [89]. Другим примером неоморфизма, проявляющегося в новом разрастании кристаллов, являются радиально построенные сферолиты, присутствующие в некоторых тонкозернистых известняках. Более часто встречается крупнокристаллическая мозаика, которая захватывает обломки раковин, оолиты и похожа на матрикс. Она стирает первоначальные структурные особенности породы. Эта мозаика характеризуется искривленными и спутанными границами между зернами.

В целом различие между осажденным в порах и неоморфным кальцитом относительно четкое, но в некоторых случаях это не так [310, 97]. Ранее упоминалось о желваковых известняках (с. 426). Являются ли «микритовые острова» измененными пеллетами в яснокристаллическом цементе или они представляют собой реликты неполной перекристаллизации тонкозернистого известняка? Считается, что даже цемент некоторых калькаренитов неоморфный и является продуктом перекристаллизации микритовой основной массы (с. 442), тогда как яснокристаллический кальцит в калькаренте предположительно может являться либо цементом, либо неоморфным образованием; это приводит к заключению, что вакковые породы без обломочного костяка предположительно неоморфные. Яснокристаллический кальцит, заполняющий верхние части каверн и трещины, несомненно является цементом, а не неоморфным образованием (хотя бывает, что жилки являются жилами замещения). Батхёрст [18] указывал, что в кальцитовом цементе тройные соединения зерен наблюдаются гораздо чаще, чем в неоморфном кальците. В таком тройном сочленении (контакт трех межкристаллических границ) каждый из трех углов равен 120°. Для роста яснокристаллического цемента характерны ориентировка кристаллов нормально к поверхности и увеличение размера кристалла при удалении от поверхности; эти черты отсутствуют в неоморфном кальците.

Механизм, лежащий в основе преобразования тонкозернистого карбоната в крупнокристаллический, еще не ясен [14]. Этой проблеме уделили внимание Батхёрст [18] и Фолк [97]. В одних случаях неоморфная мозаика образуется при превращении арагонита в кальцит, например, в некоторых ооидах или раковинах. В других эта мозаика

образуется при собирательной перекристаллизации карбонатных илов или микрита. Этот процесс заключается в росте одних кристаллов за счет других. Если эти кристаллы достаточно широко рассеяны, то наблюдается первичная стадия, характеризующаяся псевдопорфировой структурой (порфироидный неоморфизм, по Фолку) [97]. Если же центры первичного роста расположены близко друг к другу, увеличивающиеся кристаллы вскоре приходят в соприкосновение и порфироподобная структура не образуется; вместо нее развивается неоморфная структура собирательной перекристаллизации [97].

Уменьшение зерен (микритизация, или деградационный неоморфизм)

В общем случае неоморфизм ведет к образованию укрупненной структуры пород — обычно к увеличению размеров кристаллов, подобно тому, что наблюдается при превращении известняка в мрамор. Но в отдельных специфических случаях диагенез приводит к уменьшению размеров зерен или к превращению крупных кристаллов в мозаику более мелких зерен. Для обозначения этого процесса был предложен термин микритизация [17].

Наиболее четко результаты этого процесса видны на примере микритовых каемок некоторых ооидов или скелетных зерен, которые можно наблюдать даже в современных отложениях. Эту микротовую каемку легко спутать с аккреционной микритовой оболочкой. Зона микритового изменения, в отличие от аккреционного слоя, имеет неправильную линию контакта с ядром зерна. Аккреционный слой, в свою очередь, образует резкую линию контакта с поверхностью зерна и более однороден по мощности; иногда в нем даже можно наблюдать два или более слоев. Батхёрст [17] связывал микритовые изменения со сверлящим воздействием водорослей; образующиеся при этом пустоты заполнялись микритовым карбонатом. В древних карбонатных породах также наблюдаются микритовые оболочки, происхождение которых, возможно, сходно с описанным.

Уардлоу [344] описал превращение калькеренита в кальцит при перекристаллизации, сопровождавшейся уменьшением зерен. Он объяснил это главным образом деформациями при перекристаллизации — явлениями, типичными для метаморфических пород, хотя некоторые известняки, претерпевшие подобное изменение, были весьма слабо деформированы.

Уплотнение

Карбонатные пески, подобно своим кварцевым аналогам, могут слабо уплотняться, либо вообще не уплотняться, в то время как карбонатные илы, подобно обычным илам, склонны к уплотнению. Однако многие исследователи полагают, что известковые илы весьма слабо уплотняются из-за ранней цементации [18, 260, 358]. Обоснования этой точки зрения различны, но, пожалуй, наиболее убедительным доказательством является включение в кальцилютиты неразбитых и нераздробленных мельчайших раковин. Хотя свежеотложенные известковые илы рано теряют воду, они сохраняют высокую первичную пористость.

Однако, по вопросу уплотнения имеется ряд противоречивых суждений. Терцаги [328] указывала на опрокинутое залегание пластов на флангах рифов, которое она объясняла бóльшим уплотнением этих по-

род по сравнению с ядром рифа. Проводимые ею опыты по уплотнению современных карбонатных илов подтвердили эту точку зрения; см. также [275, 109]. Биггс [26] отмечал, что хрупкие ископаемые остатки сохранились в кремнистых стяжениях, в то время как их аналоги во вмещающих известняках раздроблены. Этот факт он объяснил тем,что окремнение происходило до того как известковые илы подверглись уплотнению. Таким образом, вопрос об уплотнении еще остается открытым; возможно, что те известковые илы, которые не претерпели ранней цементации, уплотнялись, а другие уплотнению не подвергались.

Замещение известняков и проблема доломита

Хорошо известно о замещении известняков кремнеземом, разнообразными железистыми минералами, фосфатами и другими веществами. Подобные замещения обычно невелики, только в исключительных случаях известняк может заместиться целиком. Наиболее широко распространенным и частым является замещение, связанное с образованием доломита.

Проблема происхождения доломита вызывает много споров, литература по этому вопросу весьма обширна [306, 307, 311, 312, 338, 340, 199, 42, 348, 90, 321, 327, 237 и многие другие]. Вероятно, доломиты полигенны (рис. 10-50). Большинство доломитов явно замещены известняками. Доказательствами замещения служат идиоморфные грани доломита на контакте с кальцитом и даже с обломочным кварцем и глауконитом, включения обломочного кварца в эвгедральных кристаллах доломита, пересечение оолитов, ископаемых структурных форм и т. д. эвгедральными кристаллами доломита, завуалированные палимпсестовые признаки первоначально кальцитовой, биокластической или оолитовой структур, текстурный контроль распределения доломита, пересечение стратиграфических поверхностей поверхностью контакта кальцит — доломит. Косвенным доказательством замещения служит тот факт, что никакие организмы не вырабатывают доломит; однако раковины или ракушечниковые рифовые пласты целиком сложены доломитом.

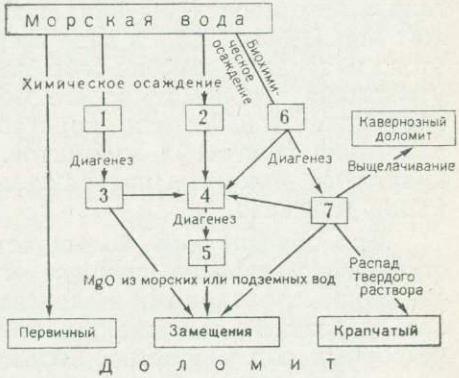


Рис. 10-50. Схема происхождения доломита.

1 — арагонитовый ил; *2* — оолиты; *3* — кальцилютит; *4* — детрит; *5* — калькаренит; *6* — остатки скелетов беспозвоночных; *7* — биостромные и биогермные известняки

Замещение доломитом происходило почти при сохранении объемов и не являлось замещением молекулы на молекулу. Для последнего требуется повсеместное снижение объема со 100% к 88% при соответствующем увеличении пористости. Штейдтман [312] показал, что известняки и доломиты не сильно различаются по пористости, хотя Лэндес [191] описал случай, когда только доломитовые участки формации являлись пористыми (и нефтеносными). Пористость этих доломитов объяснялась избирательным выносом кальцитовых компонентов из неполностью доломитизированной породы [140].

Хотя происхождение многих, если не большинства, доломитов в результате замещения является установленным фактом, время замещения остается не ясным. Оно могло происходить в обстановке осадконакопления до захоронения осадка. Примером могут служить древние доломитизированные рифы атолла Фунафути [174]. Замещение могло иметь место и после захоронения, но до воздымания, а также после захоронения и воздымания. Принципиальным доказательством раннего замещения служит стратиграфическое постоянство многих доломитовых пластов. Трудно поверить, что тонкий пласт площадью во многие квадратные километры мог быть доломитизирован в результате циркуляции вод, в то время как выше и ниже залегающие пласты не испытывали их действия. С другой стороны, поздняя доломитизация может быть доказана, если распределение доломитов ограничено участками трещиноватости или контролируется какими-либо иными структурными факторами. Другим аргументом в пользу поздней доломитизации является наблюдение Дейли [66] — чем древнее породы, тем сильнее они обогащены магнием. Чем древнее порода, тем более вероятен ее контакт с высокомагнезиальными водами и ее доломитизация. Однако Дейли и некоторые другие авторы [34] придерживались точки зрения о том, что состав древних морей был иным, чем в более позднее время, и следовательно, древние породы были более доломитовыми, чем молодые. Не остается никаких сомнений в том, что доломиты образовались в результате как ранних, так и более поздних процессов замещения.

Что являлось источником магния и какова была природа флюидов, необходимых для замещения? Там, где доломитизация была частичной, им мог явиться несмешивающийся, обогащенный магнием кальцит органического происхождения. Некоторые водорослевые известняки содержат $MgCO_3$ (до 24%) в виде твердого раствора в кальците. Извлечение этого материала само по себе было бы недостаточным для превращения известняка в доломит, но его могло быть достаточно для образования рассеянных в известняке кристаллов доломита или, возможно, для образования крапчатых доломитов. Таким образом, в тех случаях, когда крапчатые доломиты превращались в твердые, присутствуют две генерации доломита.

Для образования большинства доломитов было необходимо поступление магния из внешних источников. Эпигенетическое замещение, связанное с разломами и другими структурными факторами, вызывалось действием содержащих магний связанных вод или циркуляцией метеорных вод. Вероятно, более ранняя, синхронная с осадконакоплением доломитизация является результатом взаимодействия известкового карбонатного осадка и магнезиальной морской воды. Но если это так, почему же тогда не все известковые осадки, контактирующие с морской водой, превращаются в доломит? Экспериментальные работы и наши наблюдения над современными доломитовыми формациями показали, что доломитизирующие флюиды были гораздо сильнее обогащены магнием, чем обычная морская вода. Возможно, что этими флюидами являлись воды частично изолированных бассейнов, находящихся, например, в условиях аридного климата, которые обогащались магнием при постоянном подтоке вод нормальной солености и в результате осаждения карбоната кальция и сульфатов. При таком типе обогащения должна была образовываться тяжелая рапа, которая проникала вниз через пористый осадок и доломитизировала те осадки и рифы, с которыми она контактировала. Эта «подточная» гипотеза применялась сначала по отношению к формированию эвапоритов [178], а

позднее Адамсом и Родсом [1] — к образованию доломитов. Ею объясняется образование доломитов и переднерифовых известняков. Тесная связь многих рифов с эвапоритовыми минералами и отложениями убеждает в правильности гипотезы образования рассолов и доломитизации.

Не все доломиты, однако, обладают неопровержимыми признаками замещения. Многие из них тонкозернистые, тонкосланцеватые, содержат трещины усыхания, имеют косую слоистость, знаки ряби, содержат ограниченный комплекс фауны, отличающийся от фауны, содержащейся в известняках [321]. В некоторых случаях эти доломиты имеют резкий контакт с известняками; известковый материал может даже заполнять трещины в доломитовых илах, доломит может также содержать известковые интракласты. Известковые строматолиты могут быть окружены тонкослоистыми доломитами и не иметь никаких следов замещения доломитом. Являются ли эти доломиты первичными в том смысле, что слагающие их зерна были доломитовыми в момент формирования структуры породы? Разные исследователи придерживаются концепции о первичности доломитов: Слосс [308] указывал на эвапоритовое происхождение определенных тонкосланцеватых, совершенно не содержащих органических остатков доломитов, тесно связанных со слоистым ангидритом; Сандо [285] пришел к подобным выводам по отношению к тонкослоистым доломитам, переслаивающимся с известняками Бикмантаун (ордовик) штата Мэриленд. Хотя в известняках Бикмантаун нет ангидрита, здесь был обнаружен доломит с включениями мелкой гальки подстилающих известняков. Трудно не согласиться с заключением о первичности этих доломитов. Сарин [286] также считал, что доломиты нижней части свиты Бикмантаун, ритмически переслаивающиеся с известняками, первичные. Страхов [321] полагал, что доломиты могли осаждаться из «пересыщенных» морских вод. Тонкое переслаивание доломитов с известняками, при мощности слойков порядка 1 мм, указывает на первичность доломитов [283].

Экспериментальные работы и наблюдения над современными доломитами показали, что воды, из которых осаждался доломит, не являлись обычными морскими водами. Они, вероятно, были сильнее обогащены магнием (по сравнению с кальцием) и имели повышенное значение pH, а также температуру выше нормальной. По-видимому, эти условия лучшим образом могли быть реализованы в мелководных, пересыщенных солью лагунах или приливно-отливных отмелях в областях с теплым аридным климатом. Повышенная соленость сдерживала развитие нормальной фауны и вела к осаждению сопутствующих эвапоритовых сульфатов; трещины усыхания и развитие строматолитов — еще один признак мелководной или даже субаэральной обстановки. Периодическое опреснение вод вело к отложению известняков с нормальной фауной.

Для более обширного обзора проблемы доломитов, кроме классической работы Ван-Туйла [338], отсылаем также к работам Фэрбриджа [90], Фридмана и Сандерса [108] и Мичарда [231], а также к материалам симпозиума [237].

Дедоломитизация. Хотя замещение известняков доломитами встречается очень часто, обратный процесс, заключающийся в замещении доломита кальцитом, редок. Замещение ромбиков доломита кальцитом, называемое дедоломитизацией, установлено несколькими исследователями [298, 122, 88, 289]. Эвами привел блестящий пример заме-

щения доломитовых порфиробластов кальцитовой мозаикой. Опыты Де Гроота по дедоломитизации показали, что для протекания этого процесса требуются растворы с высоким отношением кальция к магнию, быстрое течение вод и температура до 50°С. Эти ограничения отвечают приповерхностным условиям.

Другие замещения. В некоторых случаях при диагенезе известняков происходит замещение их различными формами кремнезема и реже замещение фосфатами, разнообразными железосодержащими минералами, в особенности пиритом и другими веществами. Эти замещения могут протекать весьма интенсивно и в некоторых случаях быть полными; они рассмотрены преимущественно в разделах, посвященных кремням, железосодержащим формациям и фосфоритам (гл. 11).

Возможно, здесь следует отметить, что при обычных обстоятельствах процесс замещения является результатом перераспределения материалов, уже присутствующих в осадке, и не требует привноса их извне. Это, в частности, справедливо для кремнезема. При диагенезе кремнезем принимает различные формы, например, рассеянный кремень, в частности, кремнезем с отпечатками доломита, кремневые желваки, окремнелые ископаемые остатки, эвгедральные кристаллы кварца, в которых может быть, а может и отсутствовать обломочное ядро, халцедоновые сферолиты и т. д. Многие аспекты диагенеза кремнезема в известняках были описаны Уилсоном [351].

Диагенетический парагенезис

Как отмечалось, диагенетические изменения в известняках разнообразны и сложны. В особых случаях можно установить время последовательных изменений — парагенезис [102]. Однако остается вопрос, являются ли диагенетические преобразования общими для большинства известняков или каждая парагенетическая последовательность фактически единственна в своем роде? Является ли временная связь между кремнеземом и доломитом или между одной генерацией цемента и другой, или между вторичным кальцитом и доломитом универсальной или эти соотношения разнообразны и отражают историю преобразования конкретного известняка? Возможно, доля истины есть и в том, и в другом предположении. Арагонит почти всегда замещается кальцитом и никогда наоборот. В общем кальцит и (или) арагонит замещаются доломитом. Доломит лишь очень редко замещается кальцитом и никогда арагонитом. Обогащенный магнием кальцит ведет к образованию обедненного магнием кальцита и никогда наоборот. Как отмечал Фриман [101], порядок заполнения порового пространства таков, что за кальцитом следует доломит, обратного не бывает. Тем не менее в настоящее время невозможно сформулировать нормальный диагенетический ряд или даже указать различные пути, по которым может протекать диагенез. Решение подобной задачи требует большого объема исследований, касающихся того что происходило и, возможно, лучшего теоретического понимания того, что могло произойти.

Зен [359] и Петерсон [247] предположили, что ассоциация минералов в некоторых, в особенности в тонкозернистых, известняках является равновесной. Зен, изучавший осадки Перуанского желоба, полагал, что химическое равновесие между несколькими глинистыми минералами и карбонатами достигается в достаточно короткое время. Если это так, то многокомпонентная система средней сложности подобного рода может быть с успехом проанализирована с использованием тер-

модинамических методов. Петерсон применил этот подход к изучению минеральной ассоциации верхнемиссисипских известняков штата Теннесси и пришел к заключению, что «ассоциация минералов образуется за счет минерального парагенезиса, обусловленного первоначальным валовым составом осадка». Эта концепция означает, что ныне присутствующие глинистые минералы — результат установившегося равновесия после отложения осадка, — не являются, таким образом, надежным индикатором материала источников сноса.

Фации известняков

Следует подчеркнуть различия между петрографией и фациями известняков. Данная известковая формация, хотя и относящаяся к определенному стратиграфическому подразделению, может содержать несколько фаций. В ней могут быть фации от биогермных, возможно, рифовых до ровнослоистых не рифовых. Специфические фации могут, в свою очередь, состоять из одного или нескольких типов пород, например, рифообразующих пород (баундстоны), внутренних глинистых карманов, периферийных переднерифовых осадков, которые могут быть представлены кальцирудитами и калькаренитами, а также субаэральной фацией эоловых калькаренитов. Весьма важно распознавать различные типы фаций карбонатного осадконакопления, поскольку они соответствуют различным палеообстановкам, в которых они сформировались, и различным типам пород, которыми они представлены.

Без сомнения, разнообразные фации в общем соответствуют нескольким различным типам обстановок, в которых они накапливались. В настоящее время нет общего мнения по поводу классификации карбонатных обстановок и отвечающих им фаций [104]. В целом выделяется две крупные категории: глубоководные и шельфовые фации. Каждая из них, в свою очередь, подразделяется на более мелкие категории [350]. Мы приведем здесь краткий обзор наиболее типичных фаций. Наша классификация основывается на физических различиях фаций, на том, что́ мы можем непосредственно наблюдать, а не на обстановках, в которых эти фации предположительно образовались. Однако мы указываем наиболее типичную обстановку, в которой предположительно формировалась рассматриваемая фация. Мы выделяем строматолитовую фацию (приливно-отливная полоса), биогермную фацию (рифы окраин шельфа), косослоистую фацию (шельфовые бары, банки и эолианиты), аллодапическую, или сортированную фацию (глубоководную), желваковую фацию, фацию писчего мела (пелагическую) и эвапоритовую фацию (зарифовая лагуна и себха). Мы также рассматриваем несколько пресноводных фаций.

Строматолитовая фация (приливно-отливной равнины)

Строматолитовая фация названа так из-за наличия водорослевой слоистости и водорослевых текстур. Это — фация, состоящая главным образом из карбонатных илов. Обилие строматолитов, водорослевая слоистость в совокупности с трещинами усыхания и другими подобными текстурами делают очевидным тот факт, что эти известняки отлагались в очень мелководной обстановке, некоторые из них образовались в условиях приливно-отливной равнины и были подвержены чередованию затопления и осушения. Эта обстановка характеризуется разнообразием типов карбонатных пород и осадочных текстур.

Действительно, приливно-отливная равнина является местом накопления илов, а в районах с аридным климатом — областью пересыщенных солью вод. Аномально высокая соленость подавляет деятельность зоопланктонного бентоса, который в противном случае разрушает водорослевый покров и препятствует росту строматолитов [111]. Таким же образом в приливных равнинах засушливых районов существуют условия, благоприятные для образования доломитов и даже для осаждения гипса или ангидрита. Поэтому строматолитовые фации обычно ассоциируют как с доломитовыми, так и с эвапоритовыми слоями.

Известняки Нью-Маркет (ордовик) штата Мэриленд, описанные Маттером [226], являются примером строматолитовой фации. Эту фацию слагает шесть основных типов пород: тонкослоистые доломиты, «полосчатые» породы, представленные переслаивающимися тонкими пластами известняков и доломитов с волнистой слоистостью, «комковатый» известняк, состоящий из прерывистых слоев или «комков» известняка, окруженного доломитом, строматолитовые известняки, интракластовые и биокластовые известняки. Эти субфации, по-видимому, связаны с подчиненными обстановками внутри приливно-отливного комплекса. Полагают, что комковатые известняки являются отложениями приливного марша (болота), слоистые доломиты относятся к верхней части приливно-отливной зоны, а «полосчатые» и строматолитовые породы — к внутренней части приливной зоны. Поскольку эти субфации неоднократно повторяются, возможно, что происходило множество трансгрессий и регрессий приливно-отливной зоны.

Особый интерес представляют осадочные текстуры. Трещины усыхания весьма многочисленны и указывают на неоднократное осушение пород. Считают, что комковатые или желваковые известняки указывают на обезвоживание. Строматолиты и связанные с ними «крупные» пустоты указывают на осадконакопление вблизи или выше поверхности раздела вода — воздух.

Те же типы пород находят в палеозойских известняковых формациях Центральных Аппалачей и в других районах, например, группа Конокохинг [206] и Бикмантаун [285] в западных частях штатов Мэриленд и Пенсильвания, в группе Элленбургер Техаса [59] и в докембрийской свите Рэндвилл [132] Северного Мичигана. Хотя отложения, формирующиеся в приливно-отливном комплексе, при постоянном уровне моря незначительны по мощности, повторяющиеся регрессии и наступления моря при постоянном опускании ведут к накоплению карбонатов значительной общей мощности, например до 3000 м в Центральных Аппалачах.

Полный обзор карбонатов, накапливающихся в прибрежных и приливно-отливных обстановках, дан Люсиа [214]. Тщательное исследование этих отложений показало, что имеются участки цикличного осадконакопления [246, 279]. См. раздел, посвященный анализу фациальных обстановок в гл. 15, где обсуждаются регрессивные циклы карбонатов приливно-отливных равнин.

Биогермная фация (рифы и другие органические постройки)

Определение термина биогерм было дано Камингсом и Шроком [65]. Им называется любое куполо-холмо-линзоподобное или какое-либо иное округлое скопление пород, построенное исключительно или главным образом придонными организмами и заключенное в обычные породы иного литологического состава. Некоторые исследо-

ватели считают термин биогерм синонимом рифа, так как структуры, по отношению к которым был впервые применен этот термин, были рифами [208]. Если риф определяется как постройка, устойчивая к действию волн (или потенциально устойчивая к действию волн), то одни биогермы являются рифовыми, а другие нет. Сначала мы рассмотрим собственно рифы.

Рифы разнообразны по размерам и форме и подразделяются на типы в зависимости от состава органических остатков. Они могут быть частично или полностью сложены инкрустирующими или связывающими осадок водорослями, колониями строматопороидов и кораллов и даже раковинами рудистов или устриц. Они могут быть представлены единичными небольшими холмами, 1 или 2 м высотой, или впечатляющими сооружениями, достигающими в поперечнике 1000 м и более и в высоту 100 м и более.

Только в том случае, когда рифообразующие организмы связывают осадок и создают устойчивую к действию волн постройку, которая возвышается над окружающим дном, отложения называются рифовыми. Со временем постройка может выйти на поверхность и частично стать субаэральной.

Силурийские рифы штатов Индиана [65], Иллинойс [208, 167] и Висконсин [302], возможно, являются типичными ископаемыми рифами. Недавнее повторное изучение этих рифов показало, что их история была более сложной, чем предполагалось ранее [329]. Эти постройки состоят из массивного центрального купола, сложенного бесструктурным доломитом с ископаемыми остатками (ядро рифа), окруженного относительно узкой зоной (край рифа), сложенной четко слоистыми, зернистыми, пористыми и местами содержащими органические остатки отложениями, которые загибаются к ядру, постепенно переходят в отложения ядра и круто падают от него (см. рис. 5-12). Периферийные пласты постепенно переходят в горизонтальные, содержащие относительно небольшое количество окаменелостей породы межрифового участка. Под действием эрозии массивное ядро часто превращается в выступающий бугор или холм, известный как *клинт*.

Породами, слагающими подобные клинты, являются баундстоуны или *клинтиты* (также биогермиты). Они представляют собой рыхло скрепленный сетчатый каркас плотных доломитов, твердых и жестких, которые благодаря жесткости каркаса придают рифовому холму прочность и устойчивость к эрозии. Ядро рифа может содержать линзовидные или неправильные скопления доломитизированного ракушечника, который, несмотря на хорошую цементацию, является достаточно пористым. Поры и каверны могут составлять до половины всего объема породы. Пустоты покрыты друзовидными кристаллами кальцита. Более крупные каверны покрыты скоплениями тонкослоистого ониксовидного кальцита, напоминающими натечные образования пещер. Некоторые наиболее крупные карманы заполнены сланцеватыми или массивными глинами. Некоторые каверны рифов, очевидно, являются первичными, другие, судя по их форме, представляют собой пустоты, оставшиеся после растворения окаменелостей, третьи, неправильной формы каверны, образовались при растворении, не связанном с органическими формами. Некоторые рифовые породы имеют вид крупнообломочной брекчии.

В общем центральная часть рифового ядра лишена слоистости или других текстур, за исключением строматактисного каркаса. Напротив, периферийные части имеют грубую стратификацию, которая

постепенно в радиальном направлении от центра рифа переходит в хорошо выраженную слоистость наклонных пластов по периферии рифа.

Породы ядра могут содержать большое количество органических остатков, но в некоторых случаях интенсивная доломитизация и растворение могут, по-видимому, разрушить все органические формы. В целом ископаемые остатки фауны присутствуют главным образом в виде внутренних и наружных слепков, отпечатков и следов.

Некоторые наиболее крупные рифы имеют флексуру с небольшим наклоном вниз, образованную пластами, находящимися под ядром рифа, как если бы нижележащий пласт прогнулся под весом вышележащих пород.

Фланговые пласты образуют узкую зону, концентрически окаймляющую ядро рифа. Однако в редких случаях расположение этой зоны асимметрично и, возможно, отражает асимметричный рост рифа под действием господствующих направлений ветров и течений [167]. Боковые пласты, сложенные слоистыми пористыми доломитами, погружаются в направлении от центра рифа под углом 50° или более. Эти наклонные пласты в одну сторону переходят в ядро рифа, а к периферии постепенно переходят в межрифовые известняки соседних территорий. Большой наклон некоторых боковых пластов вызывается их оползанием и уплотнением. Породы, слагающие боковые пласты, отличаются четкой слоистостью, имеют однородную структуру и представлены пористыми или кавернозными зернистыми доломитами с незначительным количеством окаменелостей. По внешнему виду этот материал напоминает слабосцементированный карбонатный песок. В действительности он представляет собой детрит, образовавшийся при измельчении материала, слагающего ядро биогерма. Местами в боковых пластах имеются включения крупных обломков пористых, рифовых пород без органических остатков. Если число этих включений достаточно велико, можно употреблять термин *рифовая брекчия*. Пористость ядра и наклон боковых пластов делают риф потенциальной ловушкой для нефти и газа. И действительно, ко многим ископаемым рифам приурочены нефтяные залежи [212].

Рифы являлись островами интенсивной жизнедеятельности. Первоначально их рост обусловливался наличием карбонатного материала, продуцируемого организмами, главным образом бентосом. Почти сразу после возникновения рифы возвышаются над окружающей поверхностью дна. Когда они вырастают настолько, что попадают в зону турбулентного движения волн, они теряют часть обломочного материала, который образует боковые пласты; эти отложения расширяют рифовую платформу. Растущее ядро обычно расширяется и покрывает фланговое обломочное обрамление. Окружающие риф участки дна, никогда густо не заселяются организмами, и, по-видимому, накопление осадков на них происходит медленно. Здесь накапливаются тонкие карбонатные илы и алевриты — продукты эрозии растущего рифа, а также непосредственно осажденные из морской воды карбонаты. Исключение, возможно, составляют участки, близко расположенные к рифу, где связанные с рифом турбулентные течения препятствуют отложению тонкого материала. Поэтому в непосредственной близости от рифа межрифовые пласты утоняются [208]. В некоторых случаях грубые обломки выносятся с рифа турбидитными потоками или в результате оползания. Турбидитные течения могут переносить материал на несколько десятков километров и образовывать четко выраженные конусы выноса обломочного материала [82].

Наклон боковых пластов по мере удаления от центра рифа постепенно уменьшается и, в случаях с очень большими рифами, может даже измениться на противоположный. Пологий обратный наклон и наличие окраинного прогиба, который окружает риф, объясняется погружением толщи слоев тяжелого рифового сооружения и компенсационным подъемом окружающих слоев [302].

Высокая пористость собственно рифовых пород способствует их доломитизации, которая сильно изменяет рифовую породу и под действием которой часто разрушаются органогенные постройки, характеризующие риф. В настоящее время подобные рифовые постройки имеют вид неправильных тел, сложенных массивными доломитами, нарушающими однородную слоистость регионального стратиграфического разреза.

Поскольку существование рифостроящих организмов ограничено глубиной и температурой, образование рифов происходит только при наличии условий, благоприятных для роста рифовой колонии. Рифы встречаются в виде поясов, расположение которых, по-видимому, контролируется глубиной. Перемещение береговой линии, связанное с трансгрессией или регрессией моря, ведет к миграции рифового пояса [201]. Достаточно часто лагуны между рифовым поясом и береговой линией сильно засолоняются и становятся местом накопления соленосных отложений.

Ископаемые рифы широко распространены во времени и пространстве. К наиболее известным силурийским рифам относятся рифы Великих Озер, описанные выше, и рифы о. Готланд [222, 224]. Девонские рифы провинции Альберта нефтеносны, они интенсивно разбурены и изучены [180]. Хорошо известны также палеозойские рифы Бельгии [195], девонские рифы Восточно-Рейнских Сланцевых гор [183], а также гор Гарца в ГДР и ФРГ [100] (рис. 10-51), миссисипский мшанковый риф на юго-западе Соединенных Штатов [259], а также нижнекаменноугольные Уолсортские рифовые холмы в Ирландии [197] и Англии [245]. Пермский рифовый комплекс Гваделупских гор штатов Техас и Нью-Мексико [241] является классическим примером рифа и связанных с ним осадков. Нижнемеловые рудистовые рифы были описаны в южном Техасе [134]. Третичные рифы о. Гуам были детально изучены [288]. Литература, посвященная древним и современным рифам, гораздо обширнее, чем приведенный здесь перечень. Обобщение по древним рифам было сделано Хаддингом [137] и Твенхофелом [337]. Библиография приведена в работах Пага [264] и Миллимана [232].

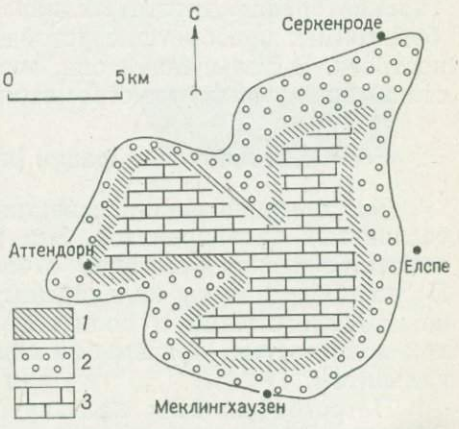


Рис. 10-51. Реконструкция первоначальных размеров рифового комплекса Аттендорн, ФРГ, до варисцийской складчатости. По [183].

1 — край рифа; *2* — передовой риф; *3* — тыловой риф

Не все биогермные тела, сложенные известняками и доломитами, являются рифами. Некоторые биогермы представлены ограниченными по распространению и устойчивыми во времени фациями, но они ни-

когда значительно не возвышались над окружающим дном, например, криноидные биогермы Бордена в штате Индиана [315, 45]. Они никогда не образуют устойчивых к действию волн сооружений. Иногда бывает трудно провести различие между такими накоплениями и настоящими рифами; эта проблема рассматривалась в работах Лауенстама [208], Гинзбурга и Лауенстама [120] и Брейсуейта [36]. Главная трудность заключается в том, что многие биогермы, часть из которых называют рифами, имеют ядро без четко выраженной каркасной постройки. Ядро некоторых биогерм представлено очень тонкозернистыми известковыми илами — кальцилютитом, а не баундстоунами, образованными инкрустирующими водорослями, кораллами и т. д. Каким образом происходит локализация подобных илистых скоплений, и являются ли они устойчивыми к действию волн и, следовательно, настоящими рифами? Прей [259] описал биогермные холмы миссисипского возраста до 106 м мощностью в штате Нью-Мексико, которые по внешнему виду сложены кальцилютитом, без органических остатков, но более тщательное исследование которых показало, что они состоят из ячей окончатых мшанок, заполненных известковым илом. Эти мшанковые постройки могли выполнять роль барьера для течений и являться ловушкой для накопления осадков. Прей полагал, что эти биогермы возвышались над окружающим дном, но назвал их «субрифами», а не настоящими рифами. Похожими являются меловые биогермы Уолсортских бугристых рифов Англии [245] и Ирландии [197]. К современным аналогам их можно отнести иловые банки, представляющие собой скопления, обусловленные наличием морской травы (*Talassia*) или сходных образований [120]. Даже считающиеся классическими Ниагарские «рифы» штата Индиана, возможно, вначале представляли собой холмы, преобретшие устойчивость благодаря наличию мшанковых построек. В дальнейшем они, возможно, развились в устойчивые к действию волн постройки строматопорового типа [329].

Косослоистые фации (промытые шельфовые)

Это обычная фация известняков, характеризующаяся обилием косослоистых калькаренитов. Эти известняки представлены телами карбонатных песков, частично субаквальными, частично субаэральными. Пески представлены калькаренитами различной сортированности, в основном скелетными и оолитовыми. Они отличаются высокой первичной пористостью, причем большинство пор заполнено кристаллическим кальцитом.

Петрография этих калькаренитов изучена достаточно детально. Оолитовая пачка Фредонии свиты Сент-Женевьев (миссисипий) в Иллинойсе представлена оолитовыми калькаренитами [131, 60]; известняки Салема (миссисипий) в Индиане и Лексингтонские известняки (ордовик) в Кентукки представлены скелетными калькаренитами [252, 293, 162]; известняки Лойалха (миссисипий) в Пенсильвании и в западном Мэриленде — калькаренитами со значительной примесью обломочного кварца [2]. Эти и многие другие случаи показывают, что отложения состоят из хорошо отсортированных промытых песков, частично представленных скелетными обломками, в других случаях химически осажденными in situ оолитами.

Наиболее заметной и отличительной чертой этих фаций является крупная косая слоистость. Мощность косослоистых серий различна — до 2 м в известняках Салем и до почти 5 м в известняках Лоялханна.

В Салеме в среднем она составляет 20 см. Косые слои в этих фациях могут быть как плоскостными, так и клинообразными. Главной отличительной чертой косослоистых слоев является их бимодальность (рис. 10-52). Обычно присутствуют две противоположные моды, но одна доминирует [293, 162]. Объясняется это действием приливно-отливных течений.

Известняковые тела, относящиеся к этим фациям, по-видимому, имеют линзовидную форму и приурочены к банкам или мелям мелководного морского шельфа, возможно, к краю шельфа. Тела имеют ограниченные мощность (50—100 м) и протяженность. Косослоистые

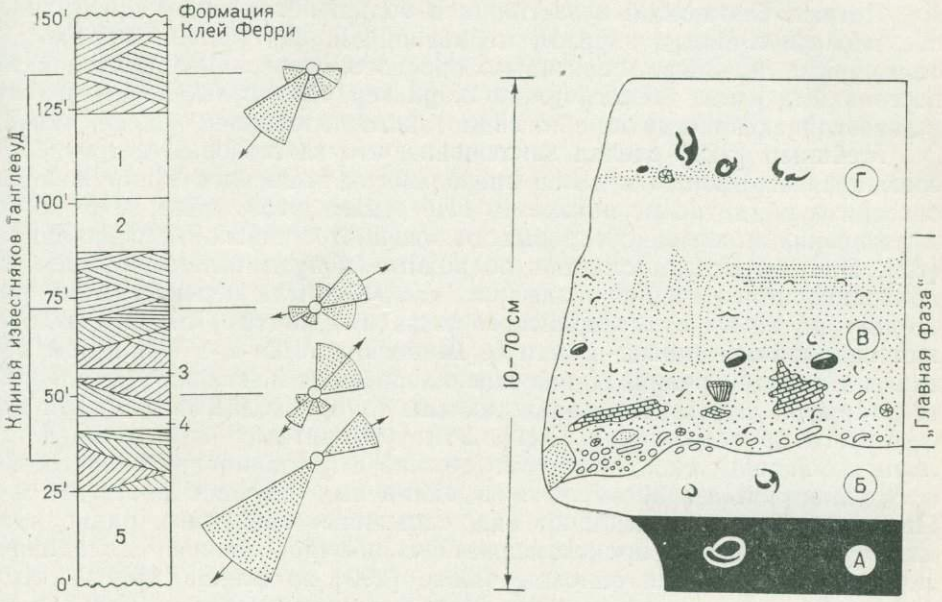


Рис. 10-52. Направление косых слоев в обнажении известняков Танглевуд, Кентукки [162].

1—5 — пачки пород (1 — Миллерсберг. 2 — Девис Холлоу, 3, 4 — Брэннон, 5 — известняков Грайер)

Рис. 10-53. Идеализированная схема зональности известкового пласта «Барбекюер» [82].

А, Б — автохонный (А — пелит с нектоном и планктоном, Б — «фаза, предшествующая главной»); В — аллохтонный (внизу — сортированный и черепитчатый, вверху — слоистый); Г — автохтонный (пелит с нектоном и планктоном)

фации известняков Салем, например, более или менее сходны с поясом карьерных обнажений на юге штата Индиана; с погружением они переходят в кальцилютитовые фации [251].

Эти фации называют «промытыми фациями платформенных окраин» [350]. Полагают, что эти фации образовались в форме субаквальных баров и дюнообразных скоплений, подобно тем, которые сейчас встречаются во Флориде, на Багамских островах и особенно на южном окончании островов Тонга. Морфология и состав этих песчаных тел подробно были описаны Болом (11). Их внутренние осадочные текстуры — главным образом косая слоистость в Багамских песках — описаны Имбри и Бухананом [165]. К этим же отложениям относятся плейстоценовые оолиты Майами [324].

Аллодапическая фация (глубоководная морская)

Аллодапическая фация является карбонатным эквивалентом турбидитной фации (см. гл. 15 с. 560). Ей свойственно большинство особенностей этой фации, а именно: ритмическое переслаивание обломочных известняков и пелитовых слоев; пласты известняка прослеживаются на большие расстояния, не меняясь по мощности, и имеют резко выраженную нижнюю границу; сортированность от крупнозернистой в основании до тонкозернистой в кровле, а также неотчетливую верхнюю границу. Часто в основании пласта видны рифленые отпечатки и отпечатки желобков. В разрезе известняковых пластов могут наблюдаться частичные или полные циклы Боума (рис. 10-53).

Детрит, слагающий известняки, в большинстве своем представлен скелетными, главным образом мелководными бентосными формами, а обломочный материал пелитовых прослоев, переслаивающихся с известняками, имеет пелагический характер. Бентосные окаменелости в известняках никогда не занимают такого положения, как при жизни.

Мейшнер [229] сделал заключение, что известковый детрит образовывался в рифах, откуда он эпизодически выносился в окружающий бассейн турбидитными потоками. Известняки этого типа встречаются в девонских и каменноугольных отложениях Рейнской геосинклинали [82]. Эти известняки слагают подводные конусы выноса, причем направление палеотечений указывает, что они были перенесены на расстояние до 60 км от материнского рифа или платформы. Эти отложения описывались также в мальме Швабских Альп и в флишевом прогибе на западе Греции. Нижнепенсильванские известняки Димпл района Марафон штата Техас представлены глубоководными фациями турбидитного происхождения [331]. Эти турбидитные пласты представлены в основном калькаренитом, обычно с градационной слоистостью; их мощность менее 30 см, хотя в единичных случаях достигает 1 м. Переслаивающиеся илы и кремни, сложенные спикулами радиолярий, имеют пелагическое происхождение. Необычно мощные аллодапические известняки были описаны Шоле [290] во флише Монте-Антола (верхний мел) в северных Апеннинах. Весь разрез, около 5 000 м мощностью, сложен карбонатными турбидитами, переслаивающимися с черными глинистыми сланцами. Средняя мощность известняковых турбидитных пластов 85 см, а максимальная — до 30 м. Девонские слои Марбл-Клифф полуострова Корнуэлл, Англия, состоят из турбидитных криноидных известняков мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, переслаивающихся с черными глинистыми сланцами [336]. Калькарениты эоценового возраста в Тоскане, Италия, отличаются повторяющимися разрезами с градационной слоистостью. Полагают, что это турбидитные осадки, снесенные сюда с неритовой платформы, расположенной южнее [294]. Карбонатные турбидиты юрского возраста, залегающие в западной части области Трентино в Италии, были описаны Боселлини [33]. Мейшнер [229], а также Уилсон [350], Кюнен и Тен-Хааф [187], Маккензи [216] привели другие примеры.

Отметим, что аллодапические известняки представляют собой широко распространенные, большой мощности отложения, в главных своих чертах и по строению напоминающие собой некарбонатный флиш; они образуют турбидитные конусы выноса, расходящиеся от специфических рифовых построек или карбонатных платформ. Они являются исключением из общего правила, согласно которому карбонаты представляют собой продукт мелководного осадконакопления, хотя материал, слагающий их, накапливался в мелководной обстановке.

Основные особенности известняков, которые, как полагают, являются глубоководными, достаточно детально были описаны Уилсоном [350]. Он считал, что аллодапические, или турбидитные, известняки наиболее часто встречаются в глубоководных зонах, вблизи крутопогружающихся склонов, хотя обычны и неотсортированные нетурбидитные глубоководные известняки. Обычно они темные, представлены тонкозернистыми известковыми илами и алевролитами. Они могут быть частично окремнелыми и переслаиваться с пластами кремней.

Желваковые известковые фации

Желваковые известняки составляют особую фацию. Но, в отличие от большинства других карбонатных фаций, вопрос происхождения желваков до конца не выяснен. Неизвестно, является ли образование желваков первичным, или они представляют собой частичный или полный продукт диагенеза, а также можно ли приурочить их образование к определенной фациальной обстановке.

В этих фациях преобладают желваковые и неправильно слоистые известняки, переслаивающиеся с более глинистыми (а в некоторых случаях с более доломитистыми) материалами. Известняки образуют тонкие волнистослоистые пласты, местами переходящие в тонкие, несвязанные между собой линзы, в других случаях — в неправильные (иногда нечетко выраженные) стяжения, сложенные более чистым известняком, включенным в известковые или доломитовые глинистые сланцы. Желваки не являются, по-видимому, конкреционными; в них отсутствует радиальная или концентрическая структура, свойственная таким телам. Не являются они и гальками, хотя в некоторых случаях имеют внешнее сходство с конгломератом. Они неотсортированы, в них не находят поверхностей, подвергшихся эрозионному действию течений, их также не обнаруживают среди осадков, сортированных течениями. В отличие от обычных конгломератов, матрикс является глинистым и вокруг стяжений можно видеть воронкоподобную слоистость.

Вопрос о происхождении этих фаций вызвал много споров. В целом считают, что желваковые известняки имеют вторичное или постседиментационное происхождение. Одни исследователи утверждают, что они образовались механическим путем в результате течения полуконсолидированного осадка. Таким образом, они являются следствием специфического будинажа. Мак-Кроссан [217] полагал, что первичные тонкие известковые пласты, заключенные между более глинистыми и, следовательно, более пластичными слоями, при латеральном движении последних, подвергавшихся ненаправленному уплотнению, были разорваны. Похожая точка зрения была высказана в работах Войта [342]. Уилсон [350] приписывал образование стяжений «дифференциальному уплотнению глин и литофицированных илов», подобное уплотнение контролируется линзами глинистых илов беспорядочно или редко разбросанными в карбонатном иле. Другие исследователи приписывают образование желваковых известняков диагенетическим процессам, полагая, что они образуются из некогда однородной глинисто-известковой смеси [141, 142]. Гаррисон и Фишер [112] отвергают эту точку зрения и полагают, что гипотеза Холмана [157, 158] лучше объясняет особенности желваковых известняков. Согласно этой гипотезе, желваки представляют собой реликты растворения некогда непрерывных пластов, частично разрушенных на морском дне процессами, называемыми субсолюцией. В дальнейшем, после захоронения, желваки под-

вергались изменениям в результате растворения, о чем свидетельствуют многочисленные стилолитовые контакты между ними. Уонлесс [343] объяснил образование этой фации в кембрийских отложениях Гранд-Каньона постседиментационным уплотнением под действием вышележащих пород, сочетавшимся с внутрипластовым растворением вдоль стилолитовых поверхностей и течением массы.

Представляется трудным отнести эти фации к какой-либо определенной обстановке осадконакопления; если они имеют постседиментационное происхождение, то такие взаимоотношения не могли возникнуть до тех пор, пока первичный осадок не приобрел специфические состав и текстуру, способствующие образованию в дальнейшем желваков. Мак-Даниел [350] предположил, что желваковые глинистые известняки указывают на глубоководную обстановку. Гаррисон и Фишер [112] полагали, что желваковые пласты Аднет (юра) Австрийских Альп образовались на очень глубоководных участках. С другой стороны, Уилсон [350] считал, что эта текстура характеризует мелководную неритовую обстановку, но отмечал, что он никогда не наблюдал седиментационного будинажа в карбонатах приливно-отливной зоны. Маттер [226] описал подобные текстуры в карбонатах палеозойского возраста. Рут [279] также описал «ленточные породы» разреза кембрийского возраста, сформированные в обстановке приливно-отливной равнины, представляющие собой породы, характеризуемые наличием линз и желвакообразных известняков, разделенных местами глинистыми и доломитовыми прослоями. Уонлесс [343] связывал желваковые известняки кембрия Гранд-Каньона с обстановкой карбонатной платформы.

Совершенно очевидно, что фация желваковых известняков не является продуктом какой-либо определенной обстановки; по-видимому, более вероятно, что это диагенетическая фация, а не фация осадконакопления.

Фация писчего мела (пелагическая)

Как уже отмечалось, писчий мел представляет собой мягкий, рыхлый микритовый осадок, обычно очень чистый, состоящий почти целиком из кальцитовых частиц органического происхождения, главным образом кокколитов, рабдолитов, кальцитизированных остатков планктонных организмов или «наноископаемых», с преимущественными размерами 5 мкм и меньше. Также могут присутствовать фораминиферы, но их содержание не превышает 10%.

Вопрос об обстановке осадконакопления меловых фаций вызвал много споров. В целом представляется наиболее вероятным, что обстановка была умеренно глубоководной, дно находилось ниже зоны волновой активности, возможно, на глубине 200 м и более. Кокколиты образуются в настоящее время на глубине от 60 до 100 м, так что глубина накопления писчего мела должна быть несколько большей. Некоторые исследователи считают, что мел сопоставим с современными глобигериновыми илами и, следовательно, полагают, что он является глубоководным осадком. Обнаружение моллюсков в некоторых меловых пластах указывает на обратное. Пелагическое происхождение не вызывает сомнений. Вопрос состоит в том, накапливались ли они в умеренно глубоководной обстановке, будучи удаленными от источников сноса обломочного материала, или в глубоководной обстановке открытого моря. Факты свидетельствуют в пользу первого предположения.

Эвапоритовая карбонатная фация

Несколько известковых фаций, описанных выше, возможно, являются наиболее типичными — по крайней мере, лучше всего изученными. Каждая из них, однако, представляет собой фациальный комплекс и подразделяется на подфации. Приливно-отливный комплекс, например, включает обстановки приливно-отливных каналов, намывных валов приливных маршей, приливных дельт и других обстановок, каждой из которых, без сомнения, соответствует своя субфация. К тому же здесь имеются и другие обстановки известкового осадконакопления, возможно менее распространенные, но которые образуют известковые фации, отличающиеся от вышеописанных. К числу таких ограниченных фаций относятся фации известкового туфа и мергеля, а также, возможно, фация каличе. Последняя, по-видимому, является почвенным аналогом доломитовых и гипсосодержащих фаций засолоненной приливно-отливной равнины. В обоих случаях происходит подъем по капиллярам и испарение минералсодержащих растворов, ведущее к осаждению в межпоровом пространстве в одном случае в почве, в другом — в поровом пространстве приливно-осадочного осадка.

Кроме этих эвапоритовых карбонатов, существуют и другие, которые формируются в засолоненной среде зарифовых лагун. В эту группу входят доломиты, переслаивающиеся с ангидритами. Согласно Слоссу [308], эвапоритовые карбонаты, формирующиеся в такой среде, содержат плотный, тонкосланцеватый доломит с включениями ангидрита, мелкокристаллический карбонатный матрикс с крупными идиоморфными ромбиками доломита, сахаровидные доломиты, состоящие из хорошо отсортированных ромбов, возможно, косослоистые и оолитовые карбонаты. Считают, что сахаровидные доломиты являются продуктом отмывки тонкого карбонатного матрикса с рассеянными ромбами.

Мы уже упоминали о пресноводных мергелях и других пресноводных известняках. Они составляют особую карбонатную фацию, ограниченную как по распространению, так и по ее значению.

Связи между фациями

Разнообразные фации известняков описаны нами так, как если бы они не были связаны друг с другом. Это, по-видимому, не так. Нами уже было высказано предположение о тесной пространственной и генетической связи между рифовой и аллодапической фациями. Предполагается также связь между рифовой и зарифовой лагунной фациями, когда риф является барьером, отделяющим открытое море от мелководной и часто пересыщенной солью лагуны, и фацией приливно-отливной равнины. В некоторых случаях барьер образуется не рифом, а созданной волнами отмелью, сложенной карбонатными песками («промытые фации края шельфа»). Определенные трудности были в исследовании взаимоотношений между различными обстановками карбонатного осадконакопления и создании соответствующей модели, основанной частично на изучении современных районов осадконакопления, частично — на стратиграфических связях между различными фациями (см. рис. 10-2). Успешный анализ подобного рода был проведен Ирвином [169, 101, 150]. Интересно, что большинство высокопористых барьерных фаций, рифовых или косослоистых калькаренитовых фаций, представляют собой породы-коллекторы, способные содержать

значительные скопления нефти. Естественно, что тщательное изучение известняковых фаций и их площадного распределения является экономической задачей большой важности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams, J. E., and Rhodes, M. L.*, 1960, Dolomitization by seepage refluxion: Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 1912—1920.

2. *Adams, R. W.*, 1970, Loyalhanna Limestone — cross-bedding and provenance, in Studies of Appalachian geology: Central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., Eds.): New York Wiley-Interscience, pp. 83—100.

3. *Adey, W. H., and Macintyre, I. G.*, 1973, Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 883—904.

4. *Alderman, A. R., and Skinner, H. C. W.*, 1957, Dolomite sedimentation in the southeast of South Australia: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 561—567.

5. *Allen, J. R. L.*, 1965, The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 35, pp. 140—185.

6. *Allen, J. R. L., and Friend, P. F.*, 1968, Deposition of the Catskill facies, Appalachian region with notes on some other Old Red Sandstone basins, in Late Paleozoic and Mesozoic continental sedimentation, northeastern North America (Klein, G. deV., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 60, pp. 21—74.

7. *Allison, V. C.*, 1923, The growth of stalagmites and stalactites: Jour. Geol., v. 31, pp. 106—125.

8. *Amsden, T. W.*, 1955, Lithofacies map of Lower Silurian deposits in central and eastern United States and Canada: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 60—74.

9. *Andrée, K.*, 1915. Ursachen und Arten der Schichtung: Geol. Rundschau, v. 6, pp. 351—397.

10. *Asquith, G. B.*, 1967, The marine dolomitization of the Mifflin member Platteville limestone in southwest Wisconsin: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 311—326.

11. *Ball, M. M.*, 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 556—591.

12. *Barth, T., Correns, C. W., Eskola, P.*, 1939, Die Entstehung der Gesteine: New York, Springer, 422 pp.

13. *Bastin, E. S.*, 1951. A note on stylolites in oolitic limestone: Jour. Geol., v. 59, pp. 509—510.

14. *Bathurst, R. G. C.*, 1958, Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pp. 11—36.

15. *Bathurst, R. G. C.*, 1959a, Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudobreccias: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 365—376.

16. *Bathurst, R. G. C.*, 1959b, The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England: Jour. Geol., v. 67, pp. 506—521.

17. *Bathurst, R. G. C.*, 1966, Boring algae micrite envelopess and lithification of molluscan biosparites: Geol. Jour., v. 5, pp. 15—32.

18. *Bathurst, R. G. C.*, 1971. Carbonate sediments and their diagenesis: Developments in sedimentology no. 12. Amsterdam, Elsevier, 620 pp.

19. *Bavendamm, W.*, 1931, The possible role of micro-organisms in the precipitation of calcium carbonate in tropical seas: Science. v. 73, pp. 597—598.

20. *Bavendamm, W.*, 1932, Die mikrobiologische Kalkfällung in der tropischen See: Arch. Mikrobiol, v. 3, pp. 205—276.

21. *Bayley, W. S.*, 1904. The Menominee iron-bearing district of Michigan: U. S. Geol. Surv. Mono. 46, 513 pp.

22. *Beales, F. W.*, 1953. Dolomitic mottling in Palliser (Devonian) Limestone, Banff and Jasper National Parks, Alberta: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 2281—2293.

23. *Beales, F. W.*, 1958. Ancient sediments of Bahaman type: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 1845—1880.

24. *Bergenback, R. E., and Terriere, R. T.*, 1953, Petrography of Scurry Reef, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 1014—1029.

25. *Berner, R. A.*, 1965. Dolomitization of the mid-Pacific atolls: Science, v. 147, pp. 1297—1299.

26. *Biggs, D. L.*, 1957, Petrography and origin of Illinois nodular cherts: Illinois Geol. Surv. Circ. 245, 25 pp.

27. *Birse, D. J.*, 1928, Dolomitization processes in the Paleozoic horizons of Manitoba: Oroc. Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, soc. IV, v. 22, pp. 215—222.

28. *Black, W. W.*, 1952, The origin of the supposed tufa bands in Carboniferous reef limestones: Geol. Mag., v. 89, pp. 195—200.

29. *Blatchley, W. S., and Ashley, G. H.*, 1901, The lakes of northern Indiana and their marl deposits: Ann. Rept. Dept. Geol. and Nat. Res. Indiana, v. 25, pp. 31—321.

30. *Bonet, F.*, 1952, La facies Urgoniana del Cretácico Medio de la region de Tampico: Bol. Asoc. Mexicana Geol. Petrol., v. 4, pp. 153—262.

31. *Bornhold, B. D., and Pilkey, O. H.*, 1971, Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahama: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 1341—1354.

32. *Bosellini, A.*, 1964. Sul significato genetico e ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle-piu recenti classificazioni: Mem. Mus. Storia Nat. Venezia Tridentina Ann. 27—28, 1964—1965, v. 15, pp. 5—58.

33. *Bosellini, A.*, 1967, Turbiditi carbonatiche nel Giurassico delle Giudicarie e loro significato geologico: Ann. Univ. Ferrara, n. s., sez. 9, Sci. Geol. Paleont., v. 4, pp. 101—115.

34. *Bosellini, A., and Hardie, L. A.*, 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite: Sedimentology, v. 20, pp. 5—28.

35. *Bradley, W. H.*, 1929, Algae reefs and oolites of the Green River formation: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154-G, pp. 203—223.

36. *Braithwaite, C. J. R.*, 1973, Reefs: Just a problem of semantics?: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, pp. 1100—1116.

37. *Bramkamp, R. A., and Powers, R. W.*, 1958, Classification of Arabian carbonate rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1305—1318.

38. *Bretz, J. H., and Horberg, L.*, 1949, Caliche in southeastern New Mexico: Jour. Geol., v. 57, pp. 491—511.

39. *Bricker, O. P.*, ed., 1971. Carbonate cements: Studies in geology no. 19, Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, 376 pp.

40. *Brown, W. W. M.*, 1959, The origin of stylolites in the light of a petrofabric study: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 254—259.

41. *Bucher, W. H.*, 1917, Large current-ripples as indicators of paleogeography: Proc. Nat. Acad. Sci., v. 3, pp. 285—291.

42. *Canal, P.*, 1947, Observations sur les caractères pétrographiques de calcaires dolomitique et de dolomies: Comptes Rendus Soc. Geol. France, pp. 161—162.

43. *Carozzi, A. V.*, 1960, Microscopic sedimentary petrography: New York, Wiley, 485 pp.

44. *Carozzi, A. V.*, 1970, Carbonate rocks (transl. Cayeux, Les roches sédimentaires): New York, Hafner, 506 pp.

45. *Carozzi, A. V., and Soderman, J. G. W.*, 1962, Petrography of Mississippian (Borden) crinoidal limestones at Stobo, Indiana: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 397—414.

46. *Cayeux, L.*, 1935, Les roches sédimentaires de France: roches carbonatées: Paris, Masson, 447 pp.

47. *Chave, K. E.*, 1952, A solid solution between calcite and dolomite: Jour. Geol., v. 60, pp. 190—192.

48. *Chave, K. E.*, 1954a, Aspects of the biegeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms: Jour. Geol., v. 62, pp. 266—283.

49. *Chave, K. E.*, 1954b, Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks: Jour. Geol., v. 62, pp. 587—599.

50. *Chave, K. E.*, 1960, Carbonate skeletons to limestone: problems: Trans. New York Acad. Sci., v. 23, pp. 14—24.

51. *Chilingar G. V.*, 1957, Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 187—189.

52. *Chilingar, G. V., Bissell, H. J., and Fairbridge, R. W.*, 1967, Carbonate rocks. Part A: Origin, occurrence and classification, 471 pp., Part B: Physical and chemical aspects, 413 pp.: Amsterdam, Elsevier.

53. *Choquette, P. W., and Pray, L. C.*, 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 54, pp. 207—250.

54. *Clarke, F. W.*, 1924, Data of geochemistry: Bull. U. S. Geol. Surv. 770, 841 pp.

55. *Clarke, F. W., and Wheeler, W. C.*, 1922, The inorganic constituents of marine invertebrates: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 124, 62 pp.

56. *Clee, V. E.*, 1950, Bibliography on dolomite: Supp. Rept. Comm. Sed. 1949, Nat. Res. Coun., 91 pp.

57. *Cloos, E., and Pettijohn, F. J.*, 1973, Southern border of Triassic Basin, west of York, Pennsylvania: fault or overlap?: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 523, 536.

58. *Cloud, P. E.*, 1962, Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 350, 138 pp.

59. *Cloud, P. E., and Barnes, V. E.*, 1948, The Ellenburger Group of central Texas: Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Publ. 4621, 473 pp.

60. *Connolly, F. T.*, 1948, The geology of the Passport oil pool, Clay County, Illinois: M. S. dissert., Univ. Cincinnati.

61. *Conybeare, C. E. B.*, 1949, Stylolites in pre-Cambrian quartzite: Jour. Geol., v. 57, pp. 83—85.

62. *Conybeare, C. E. B.*, 1950, Microstylolites in pre-Cambrian quartzite: a reply: Jour. Geol., v. 58, pp. 652—654.

63. *Crowley, D. J.*, 1973, Middle Silurian patch reefs, etc.: Bull. Amer. Assoc. Petro. Geol., v. 57, pp. 283—300.

64. *Cullis, C. G.*, 1904, The mineralogical changes observed in the cores of the Funafuti borings, in The atoll of Funafuti (Bonney, T. G., ed.): Proc. Roy. Soc. London, pp. 392—420.

65. *Cumings, E. R., and Shrock, R. R.*, 1928, Niagaran coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 39, pp. 579—620.

66. *Daly, R. A.*, 1909, First calcareous fossils and the evolution of the limestones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 20, pp. 153—170.

67. *Dapples, E. C.*, 1942, The effect of macro-organisms upon near-shore marine sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 118—126.

68. *Davies, D. K.*, 1968, Carbonate turbidites, Gulf of Mexico: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1100—1109.

69. *Davis, C. A.*, 1900, A contribution to the natural history of marl: Jour. Geol., v. 8, pp. 485—497.

70. *Decker, C. E., and Merritt, C. A.*, 1928, Physical characteristics of the Arbuckle Limesonte: Oklahoma Geol. Surv. Circ. 15, p. 49.

71. *Deffeyes, K. S., Lucia, F. J., and Weyl, P. K.*, 1965, Dolomitization of Recent and Plio-Pleis tocene sediments in marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 71—88.

72. *De Groot, K.*, 1967, Experimental dedolomitization: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 1216—1220.

73. *Deininger, R. W.*, 1964, Limestone-dolomite transition in the Ordovician Platteville Formation in Wisconsin: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 281—288.

74. *Donaldson, A. C.*, 1960, Interpretation of depositional envoronments of Lower Ordovician carbonates in central Appalachians: Proc. West Virginia Acad. Sci., v. 31, pp. 153—161.

75. *Drew, G. H.*, 1914, On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate seas: Carnegie Inst. Washington Publ. 182, pp. 7—45.

76. *Dunbar, C. O., and Rodgers, J.*, 1957, Principles of stratigraphy: New York Wiley, 356 pp.

77. *Dunham, R. J.*, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Classification of carbonate rocks (Mam, W. E., ed.): Tulska, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 108—121.

78. *Dunham, R. J.*, 1969, Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas, in Depositional environments in carbonate rocks (Friedman, G. M., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 182—191.

79. *Dunnington, H. V.*, 1954, Stylolite development post-dates rock induration: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 27—49.

80. *Dunnington, H. V.*, 1967. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs: Proc. 7th World Petrol. Congr., Mexico, v. 2, pp. 339—352.

81. *Eardley, A. J.*, 1938, Sediments of Great Salt Lake, Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 22, pp. 1305—1411.

82. *Eder, F. W.*, 1970, Genese Riff-naher Detritus-Kalk bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Garbecker Kalk): Verh. Geol. Bundesanst., v. 4, pp. 551—569.

83. *Emery, K. O.*, 1945, Mineralogy of caliche from San Diego County, Calif.: Bull. Southern California Acad. Sci., v. 44, pp. 130—135.

84. *Emery, K. O., and Cox, D. C.*, 1956, Beachrock in the Hawaiian Islands: Pacific Sci., v. 10, pp. 382—402.

85. *Emery, K. O., Tracey, J. I., and Ladd, H. S.*, 1954. Geology of Bikini and nearby atolls: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 260-A, pp. 1—265.

86. *Epstein, S., Buchabaum, R., Lowenstam, H. A., and Urey, H. C.*, 1951, Carbonate-water isotopic temperature scale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 417—426.

87. *Epstein, S.*, 1953, Revised carbonate-water isotopic temperature scale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 1315—1326.

88. *Evamy, B. D.*, 1967, Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestone: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 1204—1215.

89. *Evamy, B. D., and Shearman, D. J.*, 1965, The development of overgrowths from echinoderm fragments: Sedimentology, v. 5, pp. 211—234.

90. *Fairbridge, R. W.*, 1957, The dolomite question, in Regional aspects of carbonate deposition (LeBlanc, R. J., and Breeding. J. G., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 5, pp. 125—178.

91. *Feray, D. E., Heuer, E., and Hewatt, W. G.*, 1962, Biological, genetic, and utilitarian aspects of limestone classification, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 20—32.

92. *Finckh, A. E.*, 1904, Biology of reef-forming organisms at Funafuti Atoll, in The atoll of Funafuti (Bonney, T. G., ed.) Royal Society of London, p. 133.

93. *Fischer, A. G., Honjo, S., and Garrison, R. E.*, 1967, Electron micrographs of limestones and their nannofossils: Princeton Monogr. Geol. Paleont., no. 1, 141 pp.

94. *Fisher, D. J.*, 1925, Geology and mineral resources of the Joliet quadrangle: Illinois Geol. Surv. Bull. no. 51, 160 pp.

95. *Folk, R. L.*, 1959, Practical petrographic classification of limestones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, pp. 1—38.

96. *Folk, R. L.*, 1962, Spectral subdivision of limestone types, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham. W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 62—84.

97. *Folk, R. L.*, 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 14—48.

98. *Folk, R. L.*, 1973, Carbonate petrography in the post-Sorbian age, in Evolving concepts in sedimentology (Ginsburg, R. N., ed.): Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 118—158.

99. *Folk, R. L., and Robles, Rogelio*, 1964, Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef complex, Yucatán: Jour. Geol., v. 72, pp. 255—292.

100. *Franke, W.*, 1971, Structure and development of the Iberg/Winterberg reef (Devonian to Lower Carboniferous), Harz, West Cermany, in Sedimentology of parts of central Europe (Müller, G., ed.): Frankfurt, Waldemar Kramer, pp. 83—90.

101. *Freeman, T.*, 1973, Temporal dolomite-calcite sequence and its environmental implications (abstr.): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, p. 780.

102. *Friedman, G. M.*, 1964, Early diagenesis and lithification in carbonate sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 777—813.

103. *Friedman, G. M.*, 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 643—655.

104. *Friedman, G. M., ed.*, 1969, Depositional environments in carbonate rocks: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, 209 pp.

105. *Friedman, G. M.*, 1971, Staining, in Procedures in sedimentary petrology (Carver, R. E., ed.): New York, Wiley, pp. 511—530.

106. *Friedman, G. M., Amiel, A. J., Braun, M., and Miller, D. S.*, 1973, Generation of carbonate particles and laminites in algal mats — example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, pp. 541—557.

107. *Friedman, G. M., Geblein, C. D., and Sanders, J. E.*, 1971, Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin: Sedimentology, v. 16, pp. 89—96.

108. *Friedman, G. M., and Sanders, J. E.*, 1967, Origin and occurrence of dolostones, in Carbonate rocks (Chilingar, G., Bissell, H., and Fairbridge, R., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 267—348.

109. *Fruth, L. S., Jr., Orme, G. R., and Donath, F. A.*, 1966, Experimental compaction effects in carbonate sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 747—754.

110. *Füchtbauer, H., ed.*, 1969, Lithification of carbonate sediments: Sedimentology, spec. issue, v. 12, pp. 117—322.

111. *Garrett, P.*, 1970, Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals: Science, v. 169, pp. 171—173.

112. *Garrison, R. E., and Fischer, A. G.*, 1969, Deepwater limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic in Depositional environments in carbonate rocks: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 20—55.

113. *Geze, B.*, 1965, Les conditions hydrogeologiques des roches calcaires: Bur. Rech. Geol. Min., no. 7, pp. 9—40.

114. *Gilbert, G. K.*, 1890. Lake Bonneville: U. S. Geol. Surv. Mono. 1, 438 pp.

115. *Gile, L. H., Peterson, F. F., and Grossman, R. B.*, 1966, Morphological and genetic sequence of carbonate accumulation in desert soils: Soil Sci., v. 101, pp. 347—360.

116. *Ginsburg, R. N.*, 1953, Beach rock in south Florida: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 85—92.

117. *Ginsburg, R. N.*, 1956, Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2384—2427.

118. *Ginsburg, R. N.*, 1964, South Florida carbonate sediments, Guidebook for Field Trip 1, Geol. Soc. America convention, 1964, New York, Geol. Soc. Amer., 72 pp.

119. *Ginsburg, R. N., James, N. P., and Marszalek, D. S.*, 1973, Sedimentation and diagenesis in deep forereef, British Honduras barrier and atoll reefs (abstr.): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, p. 781.

120. *Ginsburg, R. N., and Lowenstam, H. A.*, 1958, The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments: Jour. Geol., v. 66, pp. 310—318.

121. *Ginsburg, R. N., Schroeder, J. H., and Shinn, E. A.*, 1971, Recent synsedimentary cementation in subtidal Bermuda reefs in Carbonate cements: Studies in geol. no. 19 (Bricker, O. P., ed.), Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 54—58.

122. *Goldberg, M.*, 1967, Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Hamakhtesh Hagatan, Israel: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 760—773.

123. *Goldich, S. S., and Parmalee, E. B.*, 1947, Physical and chemical properties of Ellenburger rocks, Llano County, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 31, pp. 1982—2020.

124. *Goudie, A.*, 1972, The chemistry of world calcrete deposits: Jour. Geol., v. 80, pp. 449—463.

125. *Grabau, A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: Amer. Geol., v. 33, pp. 228—247.

126. *Graf, D. L.*, 1960a, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part. I. Carbonate mineralogy, carbonate sediments: Illinois Geol. Surv. Circ. 297, 39 pp.

127. *Graf, D. L.*, 1960b, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary rocks. Part II. Sedimentary carbonate rocks: Illinois Geol. Surv. Circ. 298, 43 pp.

128. *Graf, D. L.*, 1960c, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part III. Minor element distribution: Illinois Geol. Surv. Circ. 301, 71 pp.

129. *Graf, D. L.*, 1960d, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part IV—A. Isotopic composition, chemical analyses: Illinois Geol. Surv. Circ. 308, 42 pp.

130. *Graf, D. L.*, 1960e, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part IV—B. Bibliography: Illinois Geol. Surv. Circ. 309, 55 pp.

131. *Graf, D. L., and Lamar, J. E.*, 1950, Petrology of the Fredonia oolite in southern Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 2316—2336.

132. *Greenman, N.*, 1951, Origin of Randville dolomite: Ph. D. Thesis, Univ. of Chicago.

133. *Griffin, R. H.*, 1942, Dolomitic mottling in the Platteville limestone: Jour. Sed. Petrology, v. 12, pp. 67—76.

134. *Griffith, L. S., Pitcher, M. G., and Rice, G. W.*, 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, in Depositional environments in carbonate rocks (Friedman, G. M., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 120—138.

135. *Grim, R. E., Lamar, J. E., and Bradley, W. F.*, 1937, The clay minerals in Illinois limestones: Jour. Geol., v. 45, pp. 829—843.

136. *Hadding, A.*, 1933, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. V. On the organic remains of the limestones: Lunds Univ. Arrskr. N. F., Avd. 2, v. 29, no. 4, 93 pp.

137. *Hadding, A.*, 1941, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. VI. Reef limestones: Medd. Lunds Geol. Min. Inst., Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, v. 37, no. 10, 137 pp.

138. *Hadding, A.*, 1957, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. VII. Cambrian and Ordovician limestones: Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, v. 54, no. 5, 262 pp.

139. *Hadding, A.*, 1958, Origin of the lithographic limestones: Kungl. Fysiogr. Sällsk. Lund Förh., v. 28, no. 4, pp. 21—32.

140. *Hall, C. W., and Sardeson, F. W.*, 1895, The Magnesian series of the northwestern states: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 6, pp. 167—198.

141. *Hallam, A.*, 1964, Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Liss of England: a composite theory: Jour. Geol., v. 72, pp. 157—169.

142. *Hallam, A.*, 1967, Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region: Scottish Jour. Geol., v. 3 (2), pp. 195—220.

143. *Ham, W. E.*, 1951, Dolomite in the Arbuckle Limestone, Arbuckle Mountains, Oklahoma (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 1446—1447.

144. *Ham, W. E.*, 1954, Algal origin of the «birdseye» limestone in the McLish Formation: Proc. Oklahoma Acad. Sci., v. 33, pp. 200—203.

145. *Ham, W. E., ed.*, 1962, Classification of carbonate rocks: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, 279 pp.

146. *Ham, W. E., and Pray, L. C.*, 1962, Modern concepts and classification of carbonate rocks, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 2—19.

147. *Hamblin, W. K.*, 1969, Marine paleocurrent directions in limestones of the Kansas City Group (Upper Penncylvanian) in eastern Kansas: Bull. Geol. Surv. Kansas 194, pt. 2, pp. 1—25.

148. *Harbaugh, J. W.*, 1959, Small scale cross-lamination in limestones: Jour. Sed, Petrology, v. 29, pp. 30—37.

149. *Harding, J. L.*, 1964, Petrology and petrography of the Campeche lithic suite, Yucatán shelf, Mexico: Texas A & M Univ., Dept. Ocean. Meteorol. Tech. Rept. 64—11T, 139 pp.

150. *Harris, L. D.*, 1973, Dolomitization model for Upper Cambrian and Lower Ordovician carbonate rocks in the eastern United States: Jour. Res., v. 1, pp. 63—78.

151. *Hatch, F. H., Rastall, R. H., and Black, M.*, 1938, The petrology of the sedimentary rocks, 3rd ed.: London, Murby, 383 pp.

152. *Heald, M. T.*, 1955, Stylolites in sandstones: Jour. Geol., v. 63, pp. 101—114.

153. *Heckel, P. H.*, 1972, Possible inorganic origin for Stromatactis in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York: Jour. Sed. Petrology, v. 42, pp. 7—18.

154. *Heinrich, E. W.*, 1967, Carbonatites: nonsilicate igneous rocks: Earth Sci. Rev., v. 3, pp. 203—210.

155. *Henbest, L. G.*, 1945, Unusual nuclei in oolites from the Morrow Group near Fayetteville, Arkansas: Jour. Sed. Petrology, v. 15, pp. 20—24.

156. *Henbest, L. G.*, 1968, Diagenesis in oolitic limestones of Morrow (early Pennsylvanian) age in northwestern Arkansas and adjacent Oklahoma: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 594—11, 22 pp.

157. *Hollmann, R.*, 1962, Ueber subsolution und die «Knollenkalke» des calcare Ammonitico Russo Superiore im Monte Baldo: Neues Jahrb. Geol. Paleont., Mh., v. 4, pp. 163—179.

158. *Hollmann, R.*, 1964, Subsolutions — Fragmente (zur Biostratonomie der Ammonoiden im Malm des Monte Baldo/Norditalian): Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., v. 119, pp. 22—82.

159. *Horowitz, A. S., and Potter, P. E.*, 1971, Introductory petrography of fossils: New York, Springer, 302 pp.

160. *Hoskins, C. M.*, 1963, Recent carbonate sedimentation on Alacran Reef, Yucatán, Mexico: Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Coun. Publ. 1089, pp. 1—160.

161. *Houbolt, J. J. H. C.*, 1957, Surface sediments of the Persian Gulf near the Qatar Peninsula: Thesis, Univ. Utrecht, 113 pp.

162. *Hrabar, S. V., Cressman, E. R., and Potter, P. E.*, 1971, Cross-bedding of the Tanglewood Limestone Member of the Lexington Limestone (Ordovician) of the Blue Grass Region of Kentucky: Brigham Young Univ. Geol. Stud., v. 18, no. 1, pp. 99—114.

163. *Illing, L. V.*, 1954, Bahaman calcareous sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 38, pp. 1—95.

164. *Illing, L. V., Wells, A. J., and Taylor, J. C. M.*, 1965, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 89—111.

165. *Imbrie, J., and Buchanan, H.*, 1965, Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas, in Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Middleton, G. V., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, pp. 149—172.

166. *Imbrie, J., and Purdy, E. G.*, 1962, Classification of modern Bahaman carbonate sediments, in Classification of carbonate rocks — a Symposium (Ham. W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 253—272.

167. *Ingels, J. J. C.*, 1963, Geometry, paleontology, and petrography of Thornton Reef complex, Silurian of northeastern Illinois: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 405—440.

168. *Ireland, H. A.*, 1936, Use of insoluble residues for correlation in Oklahoma: Bull .Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 20, pp. 1089—1121.

169. *Irwin, M. L.*, 1965, General theory of epeiric clear water sedimentation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, pp. 445—459.

170. *James, H. L.*, 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 251—266.

171. *Johnson, J. H.*, 1951, An introduction to the study of organic limestones: Colorado Sch. Mines Quart., v. 46, 185 pp.

172. *Johnson, J. H.*, 1961, Limestone-building algae and algal limestones: Golden, Colo., Colorado Sch. Mines, 297 pp.
173. *Jolliffe, A. W.*, 1955, Geology and iron ores of Steep Rock Lake: Econ. Geol., v. 50, pp. 373—398.
174. *Judd, J. W.*, 1904, The atoll of Funafuti: Rept. Coral Reef Comm., Roy. Soc. London, pp. 364—365.
175. *Kay, M.*, 1951, North American geosynclines: Geol. Soc. Amer. Mem. 48, 143 pp.
176. *Ketner, K. B.*, 1970, Limestone turbidite of Kinderhook age and its tectonic significance, Elko County, Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 700-D, pp. D18—D22.
177. *King, P. B.*, 1942, Permian of west Texas and southeast New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 26, pp. 535—763.
178. *King, R. H.*, 1947, Sedimentation in Permian Castile Sea: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 31, pp. 470—477.
179. *Kinsman, D. J. J.*, 1964, The Recent carbonate sediments near Halat el Bahrain, Trucial Coast, Persian Gulf, in Deltaic and shallow marine deposits (Van Straaten, L. M. J. U., ed.): Amsterdam, Elsevier, pp. 185—192.
180. *Klovan, J. E.*, 1964, Facies analysis of the Redwater Reef complex, Alberta, Canada: Bull. Canad. Petrol. Geol., v. 12, pp. 1—100.
181. *Knewtson, S. L., and Hubert, J. F.*, 1969, Dispersal patterns and diagenesis of oolitic calcarenites in the Ste. Geneviève Limestone (Mississippian), Missouri: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 954—68.
182. *Krebs, W.*, 1969. Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany): Sedimentology, v. 12, pp. 279—299.
183. *Krebs, W.*, 1971, Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge, in Sedimentology of parts of central Europe (Müller, G. ed.): Frankfurt, Verlag Waldemar Kramer, pp. 45—82.
184. *Krey, F., and Lamar, J. E.*, 1925, Limestone resources of Illinois: Bull. Illinois Geol. Surv., 46, 392 pp.
185. *Kuenen, Ph. H.*, 1933, The Snellius expedition. 5. Geological results. 2. Geology of coral reefs: Utrecht, Kemink, 125 pp.
186. *Kuenen, Ph. H.*, 1950, Marine geology: New York, Wiley, 568 pp.
187. *Kuenen, Ph. H., and ten Haaf, E.*, 1956, Graded bedding in limestone: Proc. Konink. Nederl. Akad. van Wetensch., ser. B., v. 59, no. 4, pp. 314—317.
188. *Lamar, J. E.*, 1961, Uses of limestone and dolomite: Illinois Geol. Surv. Circ. 321, 41 pp.
189. *Land, Lynton S.*, 1967, Diagenesis of skeletal carbonate: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 914—930.
190. *Land, Lynton S.*, 1971, Submarine lithification of Jamaican reefs, in Carbonate cements: Stud. in geol. No. 16, (Bricker, O. P., ed.): Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 59—62.
191. *Landes, K. K.*, 1946, Porosity through dolomitization: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 305—318.
192. *Loughlin, G. F.*, 1929, Indiana oolitic limestone: Bull. U. S. Geol. Surv. 811, pp. 113—202.
193. *LeBlanc, R. J., and Breeding, J. G., eds.*, 1957, Regional aspects of carbonate deposition: Soc. Econ. Paleont, Min. Spec. Publ. 5, 178 pp.
194. *Lecompte, M.*, 1937, Contribution à la connaissance des recifs du Devonien de l'Ardenne. Sur la presence de structures conservées dans des efflorescences crystalline du type «stromatactis»: Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, v. 13, pp. 1—14.
195. *Lecompte, M.*, 1938, Quelques types de recifs Siluriens et Devoniens de l'Amerique du Nord. Essai de Comparaison avec les recifs coralliens actuels: Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, 14, 51, pp.
196. *Lecompte, M.*, 1958, Les recifs Paleozoiques en Belgique: Geol. Rundschau, v. 47, pp. 384—401.
197. *Lees, A.*, 1964. The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) «reefs» of west-central Eire: Trans. Roy. Phil. Soc. London, ser. B, v. 247, pp. 483—531.
198. *Leighton, M. W., and Pendexter, C.*, 1962, Carbonate rock types, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 33—61.
199. *Linck, G.*, 1937, Bildung des Dolomits und Dolomitisierung: Chemie der Erde, v. 11, pp. 278—386.
200. *Lindholm, R. C., and Finkelman, R. B.*, 1972, Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron: Jour. Sed. Petrology, v. 42, pp. 239—242.
201. *Link, T. A.*, 1950, Theory of transgressive and regressive reef (bioherm) development and origin of oil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 34, pp. 263—294.

202. *Lobo, C. F., and Osborne, R. H.*, 1973, The American Upper Ordovician standard. — XVIII: Investigation of micrite in typical Cincinnatian limestones by means of scanning electron microscopy: Jour. Sed. Petrology, v. 43, pp. 478—483.

203. *Logan, B. W.*, 1961, Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia: Jour. Geol., v. 69, pp. 517—533.

204. *Logan, B. W., Davies, G. R., Read, J. F., and Cebulski, D. E.*, 1970, Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 13, 223 pp.

205. *Logan, B. W., Harding, J. L., Ahr, W. M., Williams, J. D., and Snead, R. G.*, 1969, Carbonate sediments and reefs, Yucatán shelf, Mexico: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 11, 198 pp.

206. *Long, M. B.*, 1953, Origin of the Conococheague Limestone: Ph. D. thesis, Johns Hopkins Univ.

207. *Loreau, J.-P.*, 1972, Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique: introduction à une classification des «micrites»: Comptes Rendus Acad. Sci. Paris, v. 274, pp. 810—813.

208. *Lowenstam, H. A.*, 1950, Niagaran reefs of the Great Lakes area: Jour. Geol., v. 58, pp. 430—487.

209. *Lowenstam, H. A.*, 1954, Factors affecting the aragonite/calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms: Jour. Geol., v. 62, pp. 284—322.

210. *Lowenstam, H. A.*, 1955, Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 270—272.

211. *Lowenstam, H. A.*, 1963, Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments: The Earth Sciences, Problems in Current Research, Rice Univ., Semicentennial Publ., pp. 137—195.

212. *Lowenstam, H. A., and DuBois, E. P.*, 1946, Marine pool., Madison County: Illinois Geol. Surv. Rept. Inv. 114, 30 pp.

213. *Lowenstam, H. A., and Epstein, S.*, 1957, On the origin of the sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank: Jour. Geol., v. 65, pp. 364—375.

214. *Lucia, F. J.*, 1972, Recognition of evaporitecarbonate shoreline sedimentation, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, M. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 160—191.

215. *Mackenzie, F. T.*, 1964, Bermuda Pleistocene eolinites and paleowinds: Sedimentology, v. 3, pp. 52—64.

216. *MacKenzie, W. S.*, 1970, Allochthonous reefdebris limestone turbidites Powell Creek, Northwest Territories: Bull. Canad. Petrol. Geol., v. 18, pp. 474—492.

217. *McCrossan, G. R.*, 1958, Sedimentary «boudinage» structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 316—320.

218. *McKee, E. D., and Gutschick, R. C.*, 1969, History of Redwall Limestone of northern Arizona: Geol. Soc. Amer. Mem. 114, 726 pp.

219. *McQueen, H. S.*, 1931, Insoluble residues as a guide to stratigraphic study: Missouri Bur. Geol., 56th Bien. Rept. App.

220. *Majewske, O. P.*, 1969, Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections: Leiden, Brill, 101 pp.

221. *Mamet, B.*, 1961, Reflexions sur la classification des calcaires: Bull. Soc. Geol. Belge, v. 70, pp. 48—64.

222. *Manten, A. A.*, 1962, Some Middle Silurian reefs of Gotland: Sedimentology, v. 1, pp. 211—234.

223. *Manten, A. A.*, 1966, Note on formation of stylolites: Geol. en Mijnb., v. 45, pp. 269—274.

224. *Manten, A. A.*, 1971, Silurian reefs of Gotland: Developments in sedimentology 13, Amsterdam, Elsevier, 539 pp.

225. *Martinet, B., and Sougy, J.*, 1961, Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées: Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar, Ann., 1961, v. 6, pp. 81—92.

226. *Matter, A.*, 1967, Tidal flat deposits in the Ordovician of western Maryland: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 601—609.

227. *Matthews, R. K.*, 1966, Genesis of Recent lime mud in southern British Honduras: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 428—454.

228. *Maxwell, W. G. H., and Swinchatt, J. P.*, 1970, Great Barrier Reef: Regional variation in a terrigenous-carbonate province: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 691—724.

229. *Meischner, K.-D.*, 1964, Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken, in Turbidites (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 156—191.

230. *Meischer, K.-D.*, 1971, Clastic sedimentation in the Variscan Geocyncline east of the Rhine, In Sedimentology of parts of central Europe (Müller, G., ed.), Heidelberg: VIII Int. Sediment. Congr. 1971, Frankfurt, Verlag Waldemar Kramer, pp. 9—43.

231. *Michard, A.*, 1969, Les dolomies, une revue: Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine 22, pp. 1—92.
232. *Milliman, J. D.*, 1965, An annotated bibliography on recent papers on corals and coral reefs: Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Coun., Pacific Sci. Board, Atoll Res. Bull. 111, 58 pp.
233. *Moore, H. B.*, 1939, Faecal pellets in relation to marine deposits, in Recent marine sediments: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 516—524.
234. *Müller, G., and Friedman, G. M., eds.*, 1968, Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe: New York, Springer, 255 pp.
235. *Müller-Jungbluth, W. U., and Toschek, P. H.*, 1969, Karbonat sedimentologische Arbeitsgrundlagen: Alpenkundliche Studies no. 4, 32 pp.
236. *Murray, R. C.*, 1960, Origin of porosity in carbonate rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 59—84.
237. *Murray, R. C., and Pray, L. C.*, 1965, Dolomitization and limestone diagenesis: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, 180 pp.
238. *Nelson, H. F., Brown, C. W., and Brineman, J. H.*, 1962, Skeletal limestone classification, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 224—252.
239. *Newell, N. D., Purdy, E. G., and Imbrie, J.*, 1960, Bahamian oolitic sand: Jour. Geol., v. 68, pp. 481—497.
240. *Newell, N. D., and Rigby, J. K.*, 1957, Geological studies on the Great Bahama Bank, in Regional aspects of carbonate deposition (LeBlanc, R. J., and Breeding, J. A., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 5, pp. 15—72.
241. *Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whiteman, A. J., Hickox, J. E., and Bradley, J. S.*, 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico: San Francisco, Freeman, 236 pp.
242. *Orme, G. R., and Brown, W. W.*, 1963, Diagenetic fabrics in the Avonian limestone of Derbyshire and North Wales: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 34, pp. 51—66.
243. *Osmond, J. C.*, 1956, Mottled carbonate rocks in the Middle Devonian of eastern Nevada: Jour. Sed. Petrology, v. 26, pp. 32—41.
244. *Park, W. C., and Schot, E. H.*, 1968, Stylolitization in carbonate rocks, in Carbonate sedimentology in central Europe (Müller, G., and Friedman, G. M., eds.), pp. 66—74.
245. *Parkinson, D.*, 1957, Lower Carboniferous reefs of northern England: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 511—537.
246. *Pelto, C. R.*, 1942, Petrology of the Gatesburg Formation of central Pennsylvania: M. S. thesis, Pennsylvania State Univ., 60 pp.
247. *Peterson, M. N. A.*, 1962, The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee: Jour. Geol., v. 70, pp. 1—31.
248. *Pettijohn, F. J., and Potter, P. E.*, 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures: New York, Springer, 370 pp.
249. *Philcox, M. E.*, 1965, Sedimentation of Upper Devonian Stromatactis bioherm, Alberta, Canada (abstr.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 82, p. 150.
250. *Pia, J.*, 1933, Die rezenten Kalksteine: Zeitschr. Krist. Min. Petrol., Erganbundesband, Abt. B, pp. 1—420.
251. *Picard, M. D.*, 1953, Marlstone — a misnomer as used in the Uinta Basin: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 1075—1077.
252. *Pinsak, A. P.*, 1957, Subsurface stratigraphy of the Salem limestone and associated formations in Indiana: Indiana Geol. Surv. Bull. 11, 62 pp.
253. *Plumley, W. J., and Graves, R. W., Jr.*, 1953, Virgilian reefs of the Sacramento Mountains, New Mexico: Jour. Geol., v. 61, pp. 1—16.
254. *Plumley, W. J., Risley, G. A., Graves, R. W., Jr., and Kaley, M. E.*, 1962, Energy index for limestone interpretation and classification, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham. W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 85—107.
255. *Potter, P. E.*, 1968, A selective, annotated bibliography on carbonate rocks: Bull. Canad. Petrol. Geol., v. 16, pp. 87—103.
256. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.
257. *Potter, P. E., and Scheidegger, A. E.*, 1966, Bed thickness and grain size: graded beds: Sedimentology, v. 7, pp. 233—240.
258. *Powers, R. W.*, 1962, Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks, in Classification of carbonate rocks — a symposium (Ham, W. E., ed.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, pp. 122—192.
259. *Pray, L. C.*, 1958, Fenestrate-bryozoan core facies, Mississippian bioherms, southwestern United States: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 261—273.
260. *Pray, L. C.*, 1960, Compaction in calcilutites (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, p. 1946.

261. *Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.*, 1965, Dolomitization and limestone diagenesis — a symposium: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, 180 pp.

262. *Price, W. A.*, 1933, Reynosa problem of south Texas and origin of caliche: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 17, pp. 488—522.

263. *Prokopovich, N.*, 1952, The origin of stylolites: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 212—220.

264. *Pugh, W. E.*, 1950, Bibliography of organic reefs, bioherms, and biostromes: Tulsa, Okla., Seismograph Service Corp., 139 pp.

265. *Purdy, E. G.*, 1963a, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and rearction groups; Jour. Geol., v. 71, pp. 334—355.

266. *Purdy, E. G.*, 1963b, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies: Jour. Geol., v. 71, pp. 472—497.

267. *Purdy, E. G.*, 1968, Carbonate diagenesis: an environmental survey: Geologica Romana, v. 7, pp. 183—228.

268. *Purser, B. H.*, 1969, Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin: Sedimentology, v. 12, pp. 205—230.

269. *Ramsden, R. M.*, 1952, Stylolites and oil migration: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2185—2186.

270. *Rich, M.*, 1964, Petrographic classification and mehod of description of carbonate rocks of the Bird Spring Group in southern Nevada: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 365—378.

271. *Richardson, W. A.*, 1919, The origin of Cretaceous flint: Geol. Mag., v. 56, pp. 535—547.

272. *Rigby, J. K.*, 1953, Some transverse stylolites: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 265—271.

273. *Rittenhouse, G.*, 1949, Petrology and paleogeography of Greenbrier Formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 33, pp. 1704—1730.

274. *Robbins, C., and Keller, W. D.*, 1952, Clay and other non-carbonate minerals in some limestones: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 146—152.

275. *Robertson, E. C.*, 1965, Experimental consolidation of carbonate mud (abstr.), in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, p. 170.

276. *Rodgers, J.*, 1954, Terminology of limestones and related rocks: an interim report: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 225—234.

277. *Rodgers, J.*, 1957, The distribution of marine carbonate sediments, in Regional aspects of carbonate deposition (LeBlanc, R. J., and Breeding, J. G., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 5, pp. 2—14.

278. *Ronov, A. B., Migdisoc, A. A., and Barskaya, N. V., 1969*, Tectonic cycles and regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeographic environments of sedimentation of the Russian Platform (an approach to a quantitative study): Sedimentology, v. 13, pp. 179—212.

279. *Root, S. I.*, 1965, Cyclicity of the Conococheague Formation: Proc. Pennsylvania Acad. Sci., v. 38, pp. 157—160.

280. *Runnels, R. T., and Dubins, I. M.*, 1949, Chemical and petrographic studies of the Fort Hays Chalk in Kansas: Bull. Geol. Surv. Kansas 82, pt. I, pp. 1—36.

281. *Russell, I. C.*, 1885, Geological history of Lake Lahontan, a Quaternary lake of northwestern Nevada: U. S. Geol. Surv. Monogr. 11, 288 pp.

282. *Russell, I. C.*, 1889, Subaerial decay of rocks and origin of the red color of certain formations: U. S. Geol. Surv. Bull. 52, 63 pp.

283. *Sander, B.*, 1951, Contributions to the study of depositional fabrics (Knopf, E. B., trans.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 207 pp.

284. *Sander N. J.*, 1967, Classification of carbonate rocks of marine origin: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 51, pp. 325—336.

285. *Sando, W. J.*, 1953, Beekmantown group (Lower Ordovician) of Maryland: Geol. Soc. Amer. Mem. 68, 161 pp.

286. *Sarin, D. D.*, 1962, Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 451—471.

287. *Sayles, R. W.*, 1931, Bermuda during the Ice Age: Proc. Amer. Acad. Arts Sci., v. 66, pp. 382—467.

288. *Schlanger, S. O.*, 1964, Petrology of the limestones of Guam: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 403-0, 52 pp.

289. *Schmidt, V.*, 1965, Facies, Diagenesis and related reservoir properties in the Gigas Beds (Upper Jurassic), northwestern Germany, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 124—168.

290. *Scholle, P. A.*, 1971, Sedimentology of finegrained deep-water carbonate turbidites. Monte Antola flysch (Upper Cretaceous), northern Apennines, Italy: Bull Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 629—658.

291. *Schopf, J. W., Olhler, D. Z., Horodyski, R. J., and Kvenvolden, K. A.*, 1971, Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites: Jour. Paleont., v. 45, pp. 477—485.

292. *Scobey, E. H.*, 1940, Sedimentary studies of the Wapsipinicon Formation in Iowa: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 33—44.

293. *Sedimentation Seminar*, 1966, Cross-bedding in the Salem limestone of central Indiana: Sedimentology, v. 6, pp. 95—114.

294. *Sestini, G.*, 1964, Paleocorrenti eoceniche nell' area tosco-umbra: Boll. Soc. Geol. Italiana, v. 83, pp. 1—54.

295. *Sharp, R. P.*, 1942, Stratigraphy and structure of the southern Ruby Mountains, Nevada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 647—690.

296. *Shaub, B.*, 1939, The origin of stylolites: Jour. Sed. Petrology, v. 9, pp. 47—61.

297. *Shearman, D. J.*, 1963, Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf: Proc. Geol. Soc. London, no. 1607, pp. 63—65.

298. *Shearman, D. J., Khouri, J., and Taha, S.*, 1961, On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura: Proc. Geol. Assoc., v. 72, pp. 1—12.

299. *Shinn, E. A.*, 1964, Recent dolomite, Sugarloaf Key, Florida, in South Florida sediments (Ginsburg, R. N., ed.): Geol. Soc. Amer. Guidebook, Field Trip 1, Ann. Mtg., Florida, pp. 26—33.

300. *Shinn, E. A.*, 1968, Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 215—223.

301. *Shinn, E. A., Ginsburg, R. N., and Lloyd, R. M.*, 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas, in Dolomitization and limestone diagenesis (Pray, L. C., and Murray, R. C., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, pp. 112—123.

302. *Shrock, R. R.*, 1939, Wisconsin Silurian bioherms (organic reefs): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 50, pp. 529—562.

303. *Shrock, R. R.*, 1948, Classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 118—129.

304. *Shrock, R. R.*, 1949, Sequence in layered rocks: New York, McGraw-Hill, 507 pp.

305. *Siever, R., and Glass, H. D.*, 1957, Mineralogy of some Pennsylvanian carbonate rocks of Illinois: Jour. Sed. Petrololy, v. 27, pp. 56—63.

306. *Skeats, E. W.*, 1905, The chemical and mineralogical evidences at to the origin of the dolomites of southern Tyrol: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 61, pp. 97—114.

307. *Skeats, E. W.*, 1918, The formation of dolomite and its bearing on the coral reef problem: Amer: Jour. Sci., ser. 4, v. 45, pp. 185—200.

308. *Sloss, L. L.*, 1953, The significance of evaporites: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 143—161.

309. *Spry, A.*, 1969, Metamorphic textures: New York, Pergamon, 350 pp.

310. *Stauffer, K. W.*, 1962, Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rocks, Caballo Mountains, New Mexico: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 357—396.

311. *Steidtmann, E.*, 1911, The evolution of limestone and dolomite: Jour. Geol., v. 19, pp. 323—345, 393—428.

312. *Steidtmann, E.*, 1917, Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 28, pp. 431—450.

313. *Stockdale, P. B.*, 1922, Stylolites: their nature and origin: Indiana Univ. Stud., v. 11, pp. 1—97.

314. *Stockdale, P. B.*, 1926, Stratigraphic significance of solution in rocks: Jour. Geol., v. 34, pp. 399—414.

315. *Stoskdale, P. B.*, 1931, Bioherms in the Borden Group of Indiana: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 42, pp. 707—718.

316. *Stockdale, P. B.*, 1943, Stylolites: primary of secondary?: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 3—12.

317. *Stockman, K. W., Ginsburg, R. N., and Shinn, E. A.*, 1967, The production of lime mud by algae in south Florida: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 633—648.

318. *Stoddart, D. R., and Cann, J. R.*, 1965, Nature and origin of beach rock: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 243—247.

319. *Stout, W. E.*, 1941, Dolomites and limestones of western Ohio: Ohio Geol. Surv., 4th ser., Bull. 42, 468 pp.

320. *Stout, W. E., and Lamborn, R. E.*, 1924, Geology of Columbiana County: Ohio Geol. Surv., 4th ser., Bull. 28, 408 pp.

321. *Strakhov, N. M.*, 1958, Facts and hypotheses co cerning the genesis of dolomite rocks: zv. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol., no. 6, pp. 1—18 (AGI trans. 1960).

322. *Strakhov, N. M.*, 1970, Principles of lithogenesis (trans.): New York, Plenum, v. 3, 577 pp.

323. *Swineford, A., Leonard, A. B., and Frye, J. C.*, 1958, Petrology of the Pliocene pisolitic limestone of the Great Plains: Bull. Geol. Surv. Kansas 130, pt. 2, pp. 98—116.

324. *Tanner, W. F.*, 1959, The importance of modes in cross-bedding data: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 221—226.

325. *Taylor, J. C. M., and Illing, L. V.*, 1969, Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qater, Persian Gulf: Sedimentology, v. 12, pp. 69—107.

326. *Tebbutt, G. E., Conley, C. D., and Boyd, D. W.*, 1965, Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric, in Contributions to geology (Parker, R. B., ed.): Laramie, Wyoming, Univ. Wyoming, pp. 1—13.

327. *Teodorovich, G. I.*, 1961, On the origin of sedimentary dolomite: Int. Geol. Rev., v. 3, no. 5, pp. 373—384.

328. *Terzaghi, R. D.*, 1940, Compaction of lime mud as a cause of secondary structure: Jour. Sed. Petrology, v. 10, p. 78—90.

329. *Textoris, D. A., and Carozzi, A. V.*, 1964, Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 48, pp. 397—426.

330. *Thiel, G. A.*, 1933, A correlation of marl beds with types of glacial deposits: Jour. Geol., v. 38, pp. 717—728.

331. *Thomson, A., and Thomasson, M. R.*, 1969, Shallow to deep water facies development in the Dimple Limestone (Lower Pennsylvanian), 332. Marathon Region, Texas, in Depositional environments in carbonate rocks (Friedman, G. M., ed.), Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 57—77.

332. *Thorp, E. M.*, 1936, The sediments of the Pearl and Hermes reefs: Jour. Sed. Petrololy, v. 6, pp. 109—118.

333. *Todd, T. W.*, 1966, Petrogenetic classification of carbonate rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 317—340.

334. *Trask, P. D.*, 1937, Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 186-N, pp. 273—299.

335. *Trurnit, P.*, 1968, Analysis of pressure-solution contacts and classification of pressure-solution phenomena, in Carbonate sedimentology in central Europe (Müller, G., and Friedman, G. M., eds.): New York, Springer, pp. 74—84.

336. *Tucker, M. E.*, 1969, Crinoidal turbidites from the Devonian of Cornwall and their paleogeographic significance: Sedimentology, v. 13, pp. 281—290.

337. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Coral and other organic reefs in geologic column: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 182—202.

338. *Van Tuyl, F. M.*, 1916a, The origin of dolomite: Ann. Rept., Iowa Geol. Surv., v. 25, pp. 251—422.

339. *Van Tuyl, F. M.*, 1916b, New points on the origin of dolomite: Amer. Jour Sci., ser. 4, v. 42, pp. 249—260.

340. *Vaughn, T. W.*, 1917, Chemical and organic deposits of the sea: Bull. Geol. Soc. America, v. 28, pp. 933—944.

341. *Voigt, E.*, 1959, Die ökologische Bedeutung der Hartgründe («hardgrounds») in der oberen Kreide: Palaeont. Zeitsch., v. 33, pp. 129—147.

342. *Voigt, E.*, 1959, Früh diagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Grossgleitung unter besonderer Berückschictung des Phacoid-Problems: Hamburg, Geol. Staatsinst. Mitt., v. 31, pp. 146—275.

343. *Wanless, H. R.*, 1973, Microstylolites, bedding, and dolomization (abstr.): Abstracts of Papers, Ann. Meeting Soc. Econ. Paleont. Min., Anaheim, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, p. 811.

344. *Wardlaw, N. C.*, 1962, Aspects of diagenesis in some Irish Carboniferous limestones: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 776—780.

345. *Weaver, C. E.*, 1958, Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 42, pp. 254—271.

346. *Weaver, C. E.*, 1959, The clay petrology of sediments: Proc. 6th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, New York, Pergamon, pp. 154—187.

347. *Weyl, P. K.*, 1959, Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory: Jour. Geophys. Res., v. 64, pp. 2001—2025.

348. *Weynschenk, R.*, 1951, The problem of dolomite formation considered in the light of research on dolomites in the Sonnwendmountains (Tirol): Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 28—31.

349. *Williams, F. T., and McCoy, E.*, 1934, On the role of mircoorganisms in the precipitation of calcium carbonate in the deposits of fresh water lakes: Jour. Sed. Petrology, v. 4, pp. 113—126.

350. *Wilson, J. L.*, 1969, Microfacies and sedimentary structures in «deeper water» lime mudstones: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 14, pp. 4—16.
351. *Wilson, R. C. L.*, 1966, Silica dialenesis in Upper Jurassic limestones of southern England: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 1036—1049.
352. *Winchell, A. N.*, 1924, Petrographic studies of limestone alterations at Bingham: Trans. Amer. Inst. Min. Metall. Eng., v. 70, pp. 884—902.
353. *Wolf, K. H.*, 1960, Simplified limestone classification: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 1414—1416.
354. *Wolf, K. H.*, 1961, An introduction to the classification of limestones: Neues Jahrb., pp. 236—250.
355. *Wolf, K. H.*, 1962, The importance of calcareous algae in limestone genesis and sedimentation: Neues Jahrb., pp. 245—261.
356. *Wolfe, M. J.*, 1968, Lithification of a carbonate mud: Devonian chalk in northern Ireland: Sed. Geol., v. 2, no. 4, pp. 263—290.
357. *Wood, A.*, 1941, Algal dust and the finer-grained varieties of Carboniferous limestone: Geol. Mag., v. 78, pp. 192—200.
358. *Zankl, H.*, 1969, Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks: Sedimentology, v. 12, pp. 241—256.
359. *Zen, E.*, 1959, Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks: Amer. Jour. Sci., v. 257, pp. 29—43.

ГЛАВА 11. НЕКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (БЕЗ ИЗВЕСТНЯКОВ)

Введение

Описываемые здесь некластические отложения подразделяются на три основные категории: первично осажденные осадки, вторичные, или диагенетические, сегрегации, или метасоматиты, и некоторые органические скопления (биолиты, по Грабау) [117].

Первично осажденные осадки включают эвапориты, которые формировались при испарении соляных растворов, главным образом рассолов, образовавшихся из морской воды. К эвапоритам относятся сульфаты (в основном ангидриты), хлориды (преимущественно каменная соль), некоторые карбонаты (преимущественно доломиты) и различные редкие нитраты.

Во вторую группу некластических осадков входят кремни, железосодержащие отложения и фосфаты. Они встречаются в основном в двух формах — в виде желваков или в форме пластовых скоплений. Происхождение этих отложений полностью не выяснено. Считается, что пластовые отложения осадились в результате реакции между растворенным материалом и мельчайшими взвешенными частицами глины или в результате изменения кислотности или окислительно-восстановительного потенциала. Некоторые из них могут быть продуктом диагенетического преобразования биохимически отложившихся скелетных обломков. Желваковые (конкреционные) осадки частично являются результатом преобразований внутри самого осадка, которые ведут к формированию сегрегаций второстепенных компонентов осадка (данный тип диагенетических сегрегаций рассматривается в гл. 12). Здесь мы также должны рассмотреть метасоматиты [19], которые являются группой пород, образовавшихся в результате химических изменений существовавших пород. В большинстве случаев они представлены известняками, которые подверглись доломитизации, окремнению, фосфатизации и т. д. В этих породах изменения происходят в таком большом масштабе, что, должно иметь место внедрение материала извне. Источником внедренного материала может быть морская вода (что справедливо для многих доломитов) или циркулирующие воды как метеорные, так и магматические. Метасоматоз — это процесс образования новых пород, химически отличных от исходных пород, но сохраняющих до некоторой степени структурные и текстурные особенности исходных. Эти изменения, следовательно, являются разновидностью метаморфизма, происходящего при относительно низких температуре и давлении.

Тереотически различия между метасоматитами, диагенетическими сегрегациями и первичными осадками определенны и бесспорны. Однако фактическое отнесение конкретных отложений к той или иной группе часто представляет собой трудную задачу. Более того, многие из этих некластических отложений являются полигенными и могут образовываться в результате нескольких процессов. Кремни, например, могут образовываться как сегрегации (кремневые желваки) путем заме-

щения (окремнелый известняк), путем изменения биолита (окремнелый диатомит) или, возможно, в результате осаждения либо кремнезема, либо силиката натрия, которые впоследствии превращаются в кремень. Из-за сложности образования некластических отложений этой группы и в целях краткости некластические осадки этих групп рассматриваются в соответствии с их химическим составом. Кроме того, отложения кремнезема, железа и фосфора имеют определенные общие свойства, и их геологическое распространение и формирование определяются некоторыми общими факторами.

Биолиты, или органические скопления, не представляют собой однородной группы, а образуют две характерные подгруппы (рис. 11-1): акаустобиолиты и каустобиолиты, соответственно негорючие и горючие породы [117]. Относящиеся к первой подгруппе кальциты, составляют важную часть группы известняков, и поэтому они рассматриваются вместе с этими породами в другом месте. Силициты (главным образом диатомит и радиолярит) помещены в одну группу с кремнями, с которыми они тесно связаны. Слои, сложенные фосфатными скелетами, объединены с фосфоритами. Горючие биолиты, в том числе уголь и битумы, хотя и являются сравнительно редкими породами, представляют большой промышленный и научный интерес. Поэтому они рассматриваются отдельно.

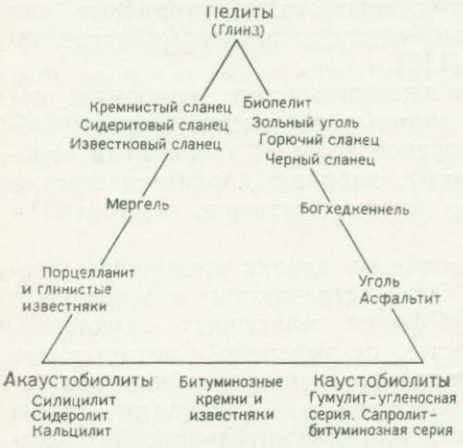


Рис. 11-1. Классификация и номенклатура биолитов и биопелитов

Здесь следует отметить, что многие некластические отложения, описанные в этой главе, являются конечным продуктом природного процесса геохимического фракционирования, который в некоторых случаях ведет к образованию отложений высокой чистоты. Поэтому они основной источник получения многих материалов, полезных для человека. Например, из эвапоритов мы извлекаем соли различных элементов: Na, Cl, Br, V, B, N и S. Крупнейшие скопления Si, P, Fe находятся во второй группе некластических отложений, в которых присутствуют некоторые редкие элементы, такие как V и U. Каустобиолиты — это самые крупные скопления углерода (без учета карбонатов) и являются основным источником энергии («ископаемое» топливо).

Кремни и другие кремнистые осадки

Определения и классификация

Тарр [292] представил обширную сводку, посвященную номенклатуре некластических кремнистых осадков; в большинстве случаев употребляемые в данной работе термины соответствуют терминам предложенным Тарром.

Кремни и флинты — это наиболее распространенные химические кремнистые отложения. В настоящее время существуют разногласия по вопросу о происхождении этих терминов, их точном значении и различиях (если таковые есть) между ними. Кремень представляет собой плотную породу, состоящую из одного или нескольких видов кремнезе-

ма — опала, халцедона (микрокристаллического волокнистого кварца) или микрокристаллического кварца. Он плотный, имеет занозистый или раковистый излом. Кремень может быть белым или окрашенным в различные оттенки серого, зеленого, голубого, розового, красного, желтого, коричневого и черного цветов. Термин «флинт» широко применяется и как синоним «кремня», так и для обозначения его разновидности. Тарр подчеркнул его идентичность кремню и предложил, чтобы термин «флинт» был изъят из обращения или сохранен для наименования поделок, для изготовления которых широко применяется. Хотя термин «флинт» появился раньше термина «кремень», используется преимущественно последний, как более точно характеризующий материал, для обозначения которого оба термина применяются.

Силексит — это французское название кремня, оно относится в основном к черной углистой его разновидности [48]. Используются также термины роговик, лидит и фтанит частично как синонимы «кремня», а также для обозначения особых его разновидностей. В настоящее время они малоупотребительны в Соединенных Штатах Америки.

Несколько специальных терминов применяются к слоистым кремням. Они имеют главным образом региональное значение и применяются неуниверсально.

Новакулит — это очень плотная, однородного строения, светло-окрашенная криптокристаллическая кремнистая порода. По существу, это пластовый кремень, характеризующийся преобладанием микрокристаллического кварца над халцедоном — свойством, которым обладают также докембрийские кремневые породы. Термин «новакулит» редко используется за пределами штатов Арканзас, Оклахома и Техас, где он применяется для обозначения некоторых среднепалеозойских пластовых кремней. Яшма представляет собой железистую кремнистую породу обычно красного цвета, хотя желтые, коричневые и черные кремни также называются яшмой. Термин джеспилит применяется к переслаиванию яшмы и гематита в докембрийских железосодержащих формациях, особенно в регионе озера Верхнего. Термин яшмоид употребляется для обозначения некоторых кремневых пластов в районах горных разработок Оклахомы, Миссури и Канзаса [261, 191].

Термин порцелланит применяется к плотным твердым породам, имеющим структуру и излом неглазурованного фарфора. Очень часто, но не всегда такие породы являются кремнями с многочисленными включениями. Эти нечистые кремни бывают глинистыми или известковыми, или более редко сидеритовыми. Глинистые порцелланиты постепенно переходят в кремнистые сланцы; а известковые порцелланиты — в кремнистые известняки. Некоторые порцелланиты, однако являются окремнелыми туфами.

Не все кремнистые осадки представлены плотными, крепкими породами. Некоторые из них рыхлые и пористые — это кремнистые земли, включающие диатомовые и радиоляриевые земли. Они состоят соответственно из опаловых панцирей диатомей и решетчатых скелетных структур радиолярий. Они обычно белого или кремового цвета; более редко они имеют темно-желтый, красный или коричневый цвет. Эти гомогенные, пористые и рыхлые породы сухие и землистые на ощупь и по внешнему виду. К этим осадкам применяют также термины диатомит и радиолярит, хотя они используются и для обозначения материала, который становится плотным и похожим на кремень в результате заполнения пор. Термины диатомовый кре-

мень и радиоляриевый кремень больше подходят соответственно для литифицированных диатомовых и радиоляриевых илов. Аналогичным образом могут скапливаться спикулы кремневых губок и образовываться спикулиты или в случае литификации спикуловые кремни.

Кремнистый туф — это также пористый материал, белый или светлоокрашенный и легкий, он отлагается водами горячих источников. Гейзерит — это просто разновидность кремнистого туфа, образованного гейзерами.

Трепел — это еще одна очень пористая, легкая, кремнистая порода (сложена главным образом халцедоном). Она имеет белый цвет или окрашена в серый, розовый, темно-желтый, красный или желтый цвет. На ощупь она шероховатая и грубая. Трепел образует довольно крупные скопления; поскольку он ограничен земной поверхностью, Тарр считает его продуктом выветривания (выщелачивания и гидратации) кремней и кремнистых известняков, из которых выщелочены карбонаты. Трепелы включают «гнилой камень» (rottenstone). Первоначально и в некоторой степени в настоящее время термин применяется к диатомовым и другим кремнистым осадкам, которые очень сходны с трепелом.

Еще одним продуктом выветривания являются силькреты; этот термин применяется для описания кремнистой отвердевшей корки или почвенного образования; считается, что они образуются при осаждении кремнезема из поднимающихся по капиллярной системе вод в засушливых и полузасушливых районах. Эта порода аналогична каличе (называемого также калькретом). Термин широко используется южноафриканскими геологами [61].

Состав кремней

Минеральный состав. Основными компонентами необломочных кремнистых осадков являются опал, халцедон и кварц. Остальные присутствующие здесь минералы, обычно развитые в смежных осадочных породах, следует считать примесями.

Кристаллохимия кремнистых минералов более сложная, чем принято считать. Изученные по этому вопросу материалы были обобщены в работах Крессмана [61], Дира, Хауи и Зуссмана [65]. Опал $SiO_2 \times nH_2O$, представляет собой преимущественно аморфный кремнезем с некоторым количеством воды. Он отличается низкой плотностью, около 2,1, и растворим в КОН. Он имеет низкий коэффициент преломления, изменяющийся от 1,38 до 1,46 в зависимости от содержания воды [287]. Измерения Брамлетта [28] дали для опала кремнистых организмов значение показателя преломления $1{,}440 \pm 0{,}002$, что соответствует содержанию воды около 9%. Опал встречается во многих кремнях и в некоторых из них является основным компонентом. Однако он обнаружен только в мезозойских и кайнозойских кремнях и предполагается, что в более древних породах он превращен в халцедон и кварц. В результате превращения — химической дегидратации — возникают определенные явления усыхания, особенно сфероиды с концентрической слоистостью [286]. Признаки усыхания у других кремней могут быть результатом превращения магадиита — предшественника кремня — в кремень [283].

Халцедон — доминирующая составная часть большинства кремней — является природным микроволокнистым кремнеземом с кристал-

лической решеткой кварца. Сосман [268] не считал халцедон разновидностью кварца, поскольку он имеет свои отличительные свойства. Он преимущественно волокнистый, обычно проявляет отрицательное удлинение, имеет показатели преломления 1,533 и 1,540, а двупреломления от 0,009 до 0,011, плотность от 2,55 до 2,63, отсутствует инверсия при 573°С, и теплоемкость отлична от теплоемкости кварца. Хотя халцедон состоит преимущественно из микроволокнистого кремнезема, некоторые исследователи объясняют его аномальные свойства, предполагая, что в нем присутствует и различное количество субмикроскопического аморфного кремнезема или опала. Уошберн и Навэ [317] сделали вывод, что «флинты и халцедоны состоят из коллоидного кварца. В

Таблица 11-1

Химические анализы кремней и других, необломочных кремнистых осадков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO_2	93,54	98,93	99,47	82,69	70,78	43,43	73,71	82,94
TiO_2	—	0,005	—	—	0,03	—	0,50	0,27
Al_2O_3	2,26	0,14	0,17	1,76	0,45	11,25*	7,25	0,1
Fe_2O_3	0,48	0,06	0,12	1,00	0,02	0,18	2,63	3,4
FeO	—	0,08	—	0,31	0,30	21,00	0,44	—
MnO	0,79	0,01	—	0,01	0,02	—	—	—
MgO	0,23	0,02	0,05	1,08	1,88	1,39	1,47	0,19
CaO	0,66	0,04	0,09	2,93	12,90	0,70	1,72	1,60
Na_2O	0,37	Сл.	0,15	0,50	0,05	1,21	1,19	0,65
K_2O	0,51	Сл.	0,07	2,61	0,06	3,99	1,00	1,40
H_2O+	0,72	0,17	1,12**	4,75**	0,32	0,50	6,94	0,33
H_2O-	0,21	0,27	—	—	0,48		2,88	
P_2O_5	—	Сл.	—	0,21	0,16	—	0,24	0,8
CO_2	—	0,02	—	2,28	12,04	15,76	Сл.?	0,40
SO_3	—	Нет	—	—	Сл.	—	0,16	—
Cl	—	—	—	0,15	—	—	—	—
C	—	0,18	—	—	0,33	0,08	0,00	—
Сумма	99,86	99,92	100,24	100,28	100,14	99,45	100,13	92,38***

* Включает P_2O_5.
** Потери при прокаливании.
*** Включает F — 0,10; S — 0,14; V_2O_5 — 0,06.

А. Францисканские кремни (юра?), Багли-Каньон, гора Дьябло, Калифорния, США [64].
Б. «Флинты» Ваппорт (карбон), Флинт-Ридж, Огайо, США. Аналитик Д. Шааф [54].
В. Новакулиты (девон), Рокпорт, Арканзас, США. Аналитик Р. Брэкит [54].
Г. Среднее из 10 кремниевых пород, формация Монтерей (миоцен), Калифорния [28].
Д. Известковый желваковый кремень, известняки Делавэр (девон) Огайо, США. Аналитик Д. Шааф [281].
Е. Сидеритовый порцеланит (докембрий), округ Айрон, Мичиган, США. Аналитик Б. Брунн.
Ж. Диатомовый «сланец», формация Монтерей (миоцен), Голливуд, Калифорния, США. Аналитик Фэрчайлд [148].
З. Кремень, формация Фосфория (пермь), Бразер-Каньон, Юта, США [266].

более чистых формах халцедона коллоид имеет гелеобразный характер, и отдельные частицы его являются микроскопическими и субмикроскопическими по размеру». Однако Сосман подчеркивает форму, а не размер частиц и отмечает, что частицы являются нитевидными или волокнистыми. Если они короткие и беспорядочно ориентированы, то излом раковистый, как и у флинтов и кремней. Электронные микроснимки халцедонового или волокнистого кремнезема показывают, что материал имеет губчатую структуру, которая предположительно обусловлена наличием мелких сферических пустот, заполненных водой. Признаки волокнистой структуры и присутствия опала не обнаружены [95].

Как было отмечено, халцедоновые волокна имеют отрицательное удлинение, следовательно ось «*c*» перпендикулярна к волокнам. Однако некоторые виды халцедона имеют положительное удлинение. Недавно Фолк и Питман [94] обратили внимание на этот факт и впоследствии отметили, что редкие типы халцедона с положительным удлинением всегда связаны с эвапоритовыми отложениями, где кремнезем замещает эвапоритовые минералы.

Тарр [291, 292], исследуя шлифы, убедился, что, хотя в кремнях преобладает халцедон, в них присутствует и кварц, а в некоторых отложениях он является доминирующим. Он считал, что микроволокнистый халцедон со временем превращается в кварц. Последовательный ряд таков: первичный гидрогель (опал) — халцедон — кварц. Джеймс [160] показал, что размер зерна кварца в некоторых докембрийских кремнях тесно связан со степенью метаморфизма: чем выше степень метаморфизма, тем кремень более грубозернистый.

Компоненты, отличающиеся от перечисленных выше форм кремнезема, встречаются в кремнях редко. Некоторые менее распространенные «нечистые» кремни содержат кальцит, доломит и сидерит. Даже некоторые распространенные кремни содержат отдельные ромбы доломита. Некоторые кремни содержат крупные зерна обломочного кварца. По высокому содержанию окиси алюминия в данных химического анализа предполагается наличие примесей глинистых минералов, хотя некоторое количество алюминия может замещать кремний.

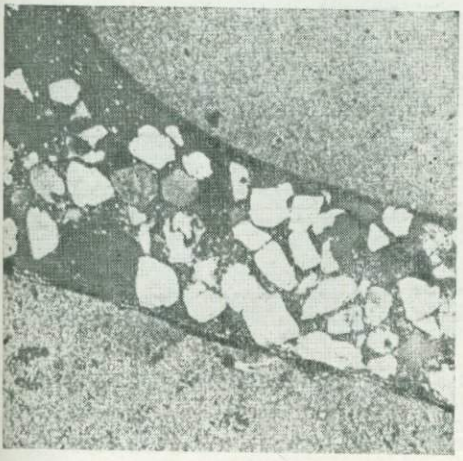
Химический состав. Как и следовало ожидать, кремни имеют высокое содержание кремнезема (табл. 11-1). В некоторых случаях содержание кремнезема превышает 99%. Изменения состава тесно связаны с различиями в литологии ассоциирующих осадков [61]. Радиоляриевые кремни обычно встречаются вместе с глинистыми сланцами; как радиоляриевым, так и диатомовым осадкам сопутствуют пирокластические породы. Поэтому как те, так и другие содержат больше глинозема, чем спикуловые кремни, для которых более характерна ассоциация с песчаниками или карбонатными породами. В некоторых черных кремнях присутствует железо в виде пирита или магнетита; в красной яшме — в виде гематита. Титан является второстепенным компонентом в большинстве кремней и только в некоторых силькретах его доля значительна. Содержание щелочных металлов незначительно, за исключением кремней, тесно связанных с вулканическими процессами.

Петрография кремней

Типичный кремень, как желваковый, так и пластовой, представляет собой твердую плотную породу с ровным раковистым изломом. Цвет в зависимости от примеси изменяется от белого до серого и черного, в других случаях порода имеет серо-зеленый, желтый, коричневый или красный цвет.

Под микроскопом кремень бесцветный, имеет тонкозернистую микрокристаллическую структуру (рис. 11-2). В некоторых кремнях круглые или эллиптические прозрачные пятна представляют собой остатки радиолярий, и если последние не очень затронуты процессом перекристаллизации матрикса, то в них заметны шипы или, реже, решетчатое внутреннее строение этих организмов. В кремнеспикуловых осадках содержатся многочисленные спикулы губок. Отдельные зерна кремня при сильном увеличении обычно имеют волокнисто-волнистое погасание, которое отличает их от соседних зерен. Некоторые, более

молодые кремни содержат изотропный материал, в котором можно видеть несколько или много поляризующих частиц. Весьма вероятно, что эти частицы являются кристалликами кварца — первая ступень в процессе девитрификации первичного аморфного геля кремнекислоты. Со временем опаловый кремнезем, подобно вулканическому стеклу, становится полностью кристаллическим. Древние кремни (все докембрийские кремни) в настоящее время состоят полностью из мелкозернистого мозаичного кварца. Под электронным микроскопом в не-



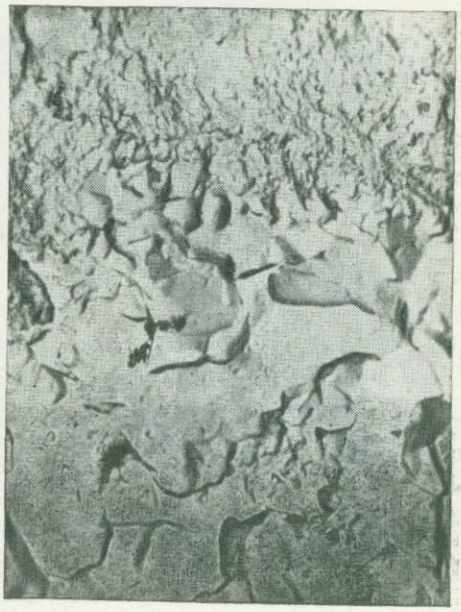


Рис. 11-2. Гертфордширский «пудинговый» конгломерат (эоцен), Англия. Скрещенные николи, ×28.

Обломки двух флинтовых галек и заполняющий матрикс. Флинт представлен чрезвычайно тонкозернистой мозаикой микрокристаллического кремнезема

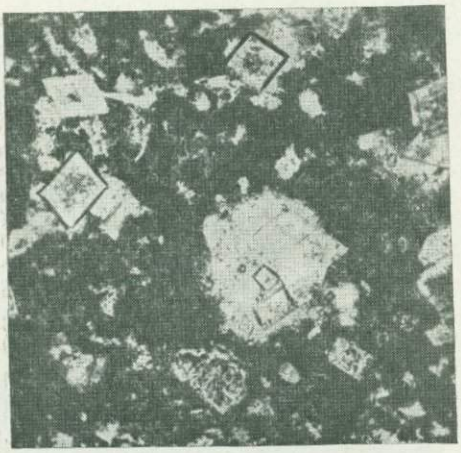
Рис. 11-3. Снимок под электронным микроскопом кремнистого новакулита Кабаллос (девон), бассейн Марафон, Техас. Длина поля 8 мкм — (фотография любезно предоставлена Э. Ф. Мак-Брайдом).

Обратите внимание на блоковые, субгедральные зерна размером от 3 до 5 мкм

которых кремнях проявляются четко очерченные многогранные обломки кварца; другие менее плотны и содержат многочисленные пузыреобразные углубления, иногда их бывает достаточно для того, чтобы кремень имел вид шлака [95] (рис. 11-3). Считается, что углубления заполнены водой.

Некоторые кремни не совсем чистые, и под микроскопом виден карбонат, рассеянный по всему кремню. Порцелланит содержит особенно большое количество такого карбоната. Породы, имеющие карбонатные включения, характеризуются наличием всех переходных форм от кремня, который содержит несколько рассеянных ромбов кальцита или доломита (рис. 11-4), до пород, в которых ромбы карбоната становятся настолько многочисленными, что они соприкасаются друг с другом и образуют губкообразные ячейки, промежутки

между которыми заполнены опалом или опалом и халцедоном. Карбонаты могут равномерно распределяться по всему кремню; в других случаях они могут концентрироваться в отдельных прослоях, проявляющихся при выветривании. Сидерит в большей степени, чем кальцит или доломит, может содержаться в порцелланитах, приуроченных к железосодержащим формациям (см. табл. 11-1). Выветривание такого материала сопровождается окислением и превращением карбоната в плотный, твердый лимонит, который образует черную корку на поверхности породы и скрывает ее истинную природу.



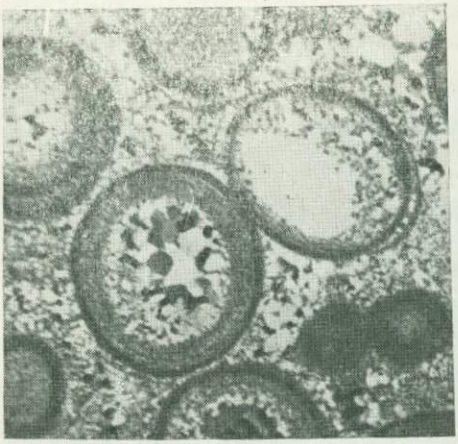


Рис. 11-4. Кремень Хантерсвиль (девон), округ Вуд, Западная Виргиния. Без анализатора, ×80.

Плотный кремень, состоящий из халцедона с рассеянными ромбами доломита. Пятнистость кремня позволяет предположить структуру окремнелого калькаренита с ископаемыми остатками

Рис. 11-5. Кремнистый оолит, формация Майнз (кембрий), Стейт Колледж, Пенсильвания. Скрещенные николи, ×30.

У ооидов, как правило, имеются детритовые кварцевые ядра, обычно со вторичным обрастанием (см. рис. 17-7). Окремнение известковых оолитов разрушило значительную часть концентрической структуры и превратило карбонат в микрокристаллическую мозаику кварца. Кварцевая микромозаика окружает и связывает ооиды вместе

Породы, состоящие из смеси глины или алевритовой глины и большой, но непостоянной доли опалового кремнезема, являются также фарфоровидными и называются порцелланитами [28]. Они постепенно переходят в кремнистые сланцы, которые состоят из смеси обычных компонентов глинистого сланца со значительным количеством осажденного кремнезема (см. с. 359). Кремнистые сланцы по степени твердости сходны с флинтами, образуют плитчатые отдельности и имеют полураковистый излом. Считают, что кремнезем сланцев Маури образовался из тонкозернистого вулканического пепла. Полагают, что эта порода образовалась при разрушении вулканического стекла в морской воде и одновременного осаждения кремнезема диатомовыми водорослями и другими агентами [246]. Аналогичное объяснение происхождения предложено для кремнистых сланцев в пластах Стэнли (карбон) в Оклахоме [112].

Песчанистые кремни распространены нешироко, хотя известны все переходы между кремнями, песчанистыми кремнями и песчаниками с кремневым цементом [48, 154,252]. В некоторых кремнях по всей мас-

се породы редко разбросаны крупные окатанные песчаные зерна (см., например, слой Суипингс докембрийской формации Айронвуд [2]).

Окремнелые туфы близки к кремням и во многом похожи на них по внешнему виду (см. гл. 9). Эти породы отличаются от истинных кремней включениями стеклообразного материала, с трудом отличающегося от изотропных опаловых спикул и других, изогнутых форм. Девитрификация вулканического стекла может усложнить это распознавание.

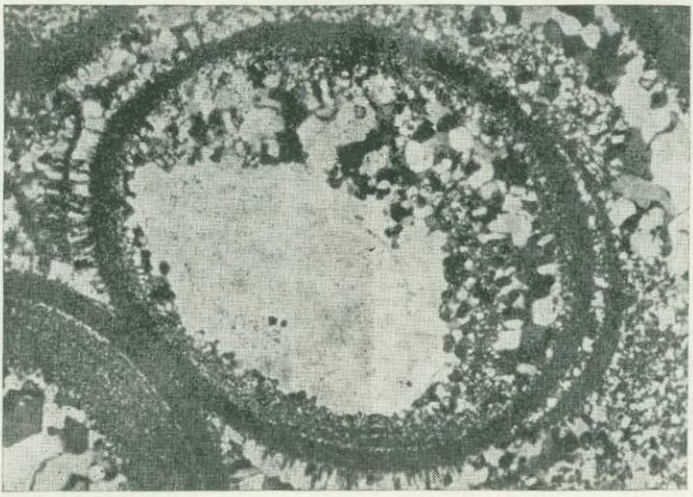


Рис. 11-6. Геопетальный кремнистый ооид, оолиты Стейт Колледж, Стейт Колледж, Пенсильвания. Скрещенные николи, ×58. Деталь рис. 11-5.
Обратите внимание на вторичное разрастание зерна кварца, смещенного в нижнюю половину ооида

Оолитовые кремни образуют специальный класс. Хотя кремнистые оолиты и являются немногочисленной разновидностью кремня, они наиболее ясно проявляют признаки происхождения в результате замещения, поэтому они и вызывают к себе наибольший интерес в связи с проблемой кремня. Наиболее известны кремнистые оолиты из Стейт Колледжа, штат Пенсильвания [71, 178, 52]. Под микроскопом (рис. 11-5) в этих кремнях видны многочисленные оолитовые тела, около 1 мм в диаметре, состоящие из микрокристаллического кварца и халцедона, имеющего концентрическое строение. Большинство из них содержат хорошо окатанное обломочное кварцевое ядро, которое заключено в оболочке вторичного кварца, нарастающего в оптическом продолжении на обломочное зерно. Граница между первоначальным песчаным зерном и каемкой обрастания отмечена карбонатными включениями. Пустоты между оолитами заполнены мозаикой тонкозернистого кристаллического кварца. В некоторых оолитах кварцевые ядра смещены в одну сторону; другие, лишенные кварцевых ядер, проявляют геопетальную структуру, возникшую в результате растворения центрального ядра ооида, при этом нерастворенный остаток сместился вниз, затем последовало заполнение осажденным крупнокристаллическим кварцем [52] (рис. 11-6).

Другие кремнистые оолиты имеют подобные характеристики. Оолитовые кремни из доломитов Шакопи (ордовик) в Утике, Илли-

нойс, примечательны наличием фестончатых отложений на внутренней части ооида и кремнистых псевдоморфоз по доломиту, присутствующих как в оолитах, так и в их матриксе (рис. 11-7). Эти оолиты явно замещают известковые оолиты, и все стадии трансформации можно видеть в соответствующем наборе образцов. Им подобны кремни, возникшие в результате окремнения биокалькаренитов, например кремни из известняков Осейдж (миссисипий) в Индиане, где отчетливо видны биогенные обломки, из которых они образовались (рис.11-8).





Рис. 11-7. Оолитовый кремень Шакопи (ордовик), Утика, Иллинойс. Без анализатора, ×90 (фотография Честера Джонсона).

Первоначальные известковые ооиды не проявляют признаков концентрического или радиального строения. При скрещенных николях они образуют микромозаику кристаллического кремнезема. Обратите внимание на ромбовидные псевдоморфозы кремнезема по доломиту, которые располагаются внутри и вне ооидов. Более поздняя генерация халцедона отложилась между ооидами. Халцедон проявляет тенденцию к радиальному и концентрическому расположению и частично отлагается в виде конформной оболочки вокруг окремнелых ооидов

Рис. 11-8. Ооолитовый кремень, формация Осейдж (?) (миссисипий), Индиана. Без анализатора, ×35.

Полностью состоит из кремнезема, но сохранились многие элементы текстуры первичного известняка, из которого он образовался в результате окремнения. Первичная порода содержала детритовый карбонат, ископаемые остатки и известковые ооиды

Хотя, как правило, желваки бесструктурны, у некоторых из них есть плотное черное внутреннее ядро, окруженное более светлой и в некоторых случаях белой внешней оболочкой («cotton rock»). В некоторых из них видны следы слоистости, которая продолжается во вмещающих породах; другие характеризуются концентрическим строением, сфероидами контракционного сжатия [286] или трещинами усыхания и сетчатым рисунком [283]. В некоторых из них включены фрагменты пород. Достаточно часто встречаются кремни, содержащие окаменелости, которые либо окремнелые, либо известковые. В последних карбонат может быть выщелочен, остаются только полости или отпечатки.

Геологические условия залегания кремней и связанных с ними пород

Кремни, наиболее широко распространенные кремнистые породы химического происхождения; залегают как в виде желваковых сегре-

гаций, главным образом в карбонатных вмещающих породах, так и в виде обширных по площади пластовых отложений.

Кремневые (флинтовые) желваки — очень неправильные по форме, обычно бесструктурные, плотные сгустки микрокристаллического кремнезема. Эти желваковые стяжения варьируют от более или менее правильных дисков (2—5 см в диаметре) до крупных весьма неправильных и цилиндрических тел, достигающих 20—30 см в длину. Они имеют самую разнообразную форму, но наиболее крупные, несмотря на округлые контуры, характеризуются бородавчатой или бугристой поверхностью (см. рис. 12-10). В большинстве случаев желваки вытянуты параллельно плоскости напластования и обычно скапливаются по определенным плоскостям напластования. В некоторых известняках они достаточно многочисленны и группируются, образуя более или менее непрерывные, хотя и неправильные, или «волнистые», слои. Кремнесодержащие слои могут в той или иной степени характеризоваться ритмическим распределением в разрезе [241]. В отдельном слое кремни образуют неправильную двухмерную сетку; если слои располагаются с небольшими промежутками, то между ними могут возникать некоторые связи или «мосты» и сетка кремней становится трехмерной. Некоторые известняки также кремневые, но в большинстве из них встречаются лишь рассеянные дискретные желваки.

Кремневые желваки широко распространены и встречаются в карбонатных породах всех возрастов. Хорошо известны кремни палеозойских известняков в долине верхнего течения р. Миссисипи [314, 290, 21], а также флинтовые желваки в верхнемеловом писчем мелe Англии и Франции [241]. Хотя желваковые кремни неизвестны в современных осадках, они обнаружены в плейстоценовых отложениях Восточной Африки. Эти желваки — неправильной формы, уплощенно-вытянутые и закрученные тела с сетчатым узором на поверхности, длиной от 5 до 10 см; они залегают в окремнелых аргиллитах и цеолитизированных туфах [85, 138]. Подобные кремни известны в других местах, особенно в отложениях р. Грин-Ривер (эоцен), штат Вайоминг [283].

Пластовые кремни образуют наиболее внушительные скопления химически осажденного кремнезема. Они не только слагают целые формации, но и имеют большую мощность и протяженность. Их обычная мощность — несколько метров, но известны также толщи мощностью 100 м и более.

Пластовые кремни можно сгруппировать в три класса. К первому относятся платформенные кремни, т. е. те, которые ассоциируют с мелководными известняками и кварцевыми аренитами и образуют с ними «ассоциацию» стабильного шельфа. Второй класс составляют геосинклинальные кремни или те, которые ассоциируют с предполагаемыми глубоководными образованиями — кремнистыми черными сланцами. Считают, что они являются аналогами глубоководных радиоляриевых и диатомовых илов. Третий класс кремней связан с эвапоритовыми отложениями или по крайней мере с отложениями пересыщенных солью бассейнов (предположительно с щелочными отложениями пересыхающих озер).

Платформенные кремни ассоциируют с известняками, содержащими многочисленные кремневые желваки, которые в некоторых случаях образуют неплотную сетчатую трехмерную сетку. С увеличением доли кремня эти породы переходят в толщу кремня с отдельными прослоями известняка. Пласты кремня обычно бывают искривленными и волнистыми. В них часто содержатся многочисленные окремнелые из-

вестковые окаменелости, характерные для нормальной мелководно-морской обстановки, — брахиоподы, мшанки и им подобные. Кремни этого типа слагают такие формации, как Шривер-Черт (девон) в Мэриленде, Бун-Черт (миссисипий) в Миссури [91], возможно, также Бигфорк-Черт (ордовик) в Оклахоме [147] и кремни Форт-Пейн-Черт (миссисипий) в Джорджии [156].

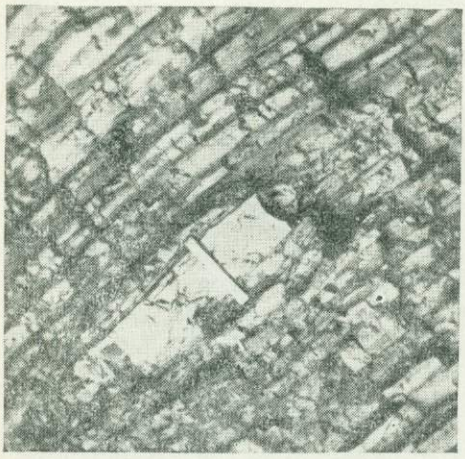


Рис. 11-9. Известковая конкреция в кремнистом сланце, округ Сан-Луис-Обиспо, Калифорния [28]

Геосинклинальные кремни представлены ритмически переслаивающимися породами. Слои, мощностью несколько сантиметров, разделены менее мощными пропластками кремнистых или темных сланцев, или, как в докембрийских железосодержащих формациях, прослоями сидерита (см. «кремневый железистый карбонат», с. 514). Несмотря на обычную ровнослоистость (рис. 11-9 и 11-10), слои кремня без видимой закономерности могут искривляться и раздуваться, разлинзовываться или даже раздваиваться. В большинстве случаев слои кремня слагают большую часть формации; разделяющие их пропластки занимают подчиненное положение. Как и в желваках, кремни имеют криптокристаллический, плотный и полустекловатый характер. Пластовые кремни — это хрупкие компактные породы. Многие из них залегают вместе с кремнистыми сланцами, пелагическими известняками, турбидитами и офиолитами [123].

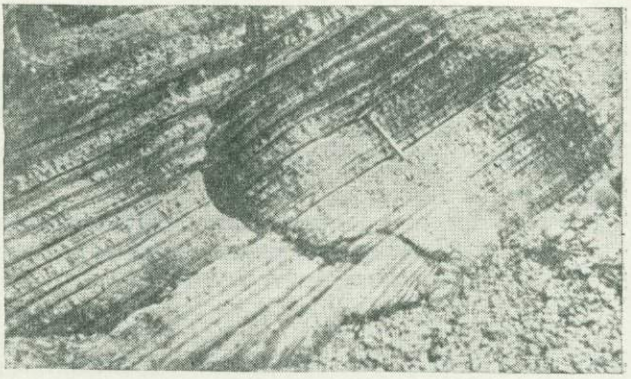


Рис. 11-10. Латеральная однородность слоев в ритмически повторяющихся пластах кремня, формация Монтерей (миоцен) Калифорния [28]

Наиболее известные примеры пластовых кремней такого типа дают миоценовые кремни Монтерей в Калифорнии [28], францисканские (юра?) кремни этого же района [64], пермские кремни Рекс в Айдахо [166, 62], новакулиты Кабаллос в Техасе [195] и знаменитые новакулиты Арканзаса [147, 112, 228]. Подобные пластовые кремни развиты также в ордовикской свите Норманскилл в штате Нью-Йорк [249] и в ордовикских отложениях эвгеосинклинали Кордильер в штатах Невада и Айдахо [168]. Джеспилиты и кремневые железистые карбонаты — это докембрийские пластовые кремни с аномально высоким содержанием железа. Они рассматриваются в следующей части данной главы. Известные отложения

кремня в Европе расположены в разрезе кульма в Северном Девоншире [236] и в породах того же возраста в ГДР и ФРГ [149], они включают мезозойские радиоляриевые кремни в Альпах и Апеннинах [325]. Грюнау [123] обобщил материал, касающийся распределения радиоляриевых кремней в пространстве и во времени.

Кремни, связанные происхождением с пересыхающими щелочными озерами, были выделены только недавно; их природа и распределение в геологических разрезах менее известны. Они бывают желваковыми и пластовыми; кремневые желваки имеют сетчатый узор. Кремни переслаиваются с кремнистыми аргиллитами, цеолитизированными туфами [138], а также в некоторых случаях сопровождаются нефтяными сланцами и переотложенными доломитами [89]. Кремни такого типа встречаются в плейстоценовых озерных отложениях Восточной Африки [85, 86], в отложениях Грин-Ривер (эоцен) в штате Вайоминг и, вероятно, в других местах. К этой группе могут относиться также некоторые докембрийские кремни [87].

Происхождение кремней

Существует обширная литература о кремнях. Предложены различные теории для объяснения происхождения этих отложений. Согласно первой концепции, кремнезем образовался в процессе осадконакопления; другая точка зрения объясняет появление кремнезема в результате постседиментационного замещения вмещающей породы, как правило известняка. Существуют различные модификации каждой из этих теорий (рис. 11-11).

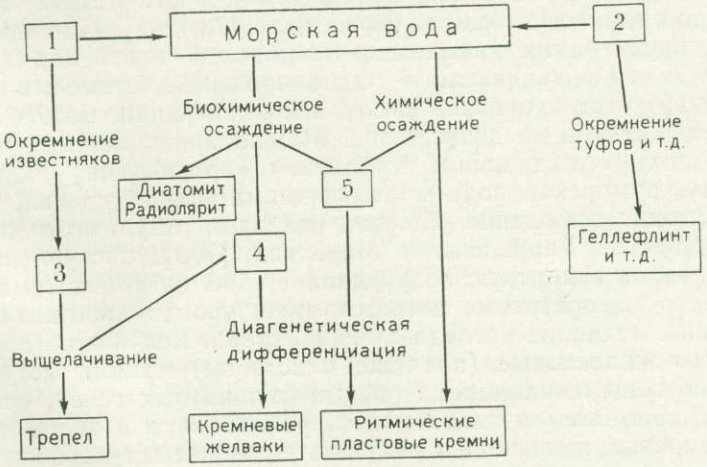


Рис. 11-11. Происхождение кремня и других кремнистых осадков.
1 — кремнезем, образовавшийся при выветривании; *2* — вулканогенный кремнезем; *3* — кремни замещения (метасоматиты); *4* — кремнистый известняк; *5* — кремнистые илы

Хотя единого мнения по вопросу о кремнях не существует, мнение большинства склоняется к происхождению желваковых кремней и флинтов, присутствующих в известняках и других карбонатных породах, путем замещения. Несколько авторов, особенно Тарр [290, 291] и некоторые другие [304, 301, 91, 136], решительно отстаивают точку зрения, согласно которой желваковые кремни образованы в результате прямого осаждения массы силикагеля на морское дно. Доказа-

тельств замещения (и, следовательно, постседиментационного происхождения) желвакового кремня много, и они очевидны. Ван-Туйл [315] и Биггс [2] обобщили доказательства по этому вопросу. Происхождение путем замещения подтверждают следующие факты: 1) залегание кремня вдоль трещин в известняке; 2) весьма негладкая форма некоторых кремневых желваков; 3) присутствие извилистых пятен известняка внутри некоторых желваков; 4) ассоциация окремнелых окаменелостей и кремней в некоторых известняках; 5) присутствие замещенных окаменелостей (см. рис. 11-8); 6) сохранность структур и текстур (особенно напластования) в некоторых кремнях [16, 22]; 7) отсутствие связи распределения некоторых кремней с зональностью известняков в карбонатных формациях и 8) наличие окремнелых оолитов, образованных замещением известковых оолитов.

Более важным, вероятно, является не критерий замещения, а время образования. Прожилки кремня позволяют отнести его образование к периоду после консолидации вмещающей породы. Прожилки кремня встречаются довольно редко, и Твенхофел [304] совершенно прав, ссылаясь на этот факт как на доказательство, что кремень не всегда отлагается из циркуляционных вод. Факт, что некоторые кремневые желваки имеют стилолитовый контакт с соседним известняком, принимается за доказательство эпигенетического происхождения путем замещения [16], хотя такие же контакты между пропластками кремня и сидеритом не интерпретировались подобным образом [162].

Различные геохимические соображения делают маловероятным осаждение силикагеля из обычных морских вод. При 25°С аморфный кремнезем растворим до концентрации 100—140 мгм/л, а поскольку морская вода содержит только около 4 мгм/л кремнезема, то маловероятно, что силикагель осаждался из нее [173, 262]. По-видимому, невысокая концентрация кремнезема в морской воде поддерживается извлечением его организмами — радиоляриями, диатомеями и кремневыми губками, так что более высокая концентрация, необходимая для осаждения, никогда не достигается. Можно предположить, что до появления этих осаждающих кремнезем организмов концентрация кремнезема в морской воде могла подниматься до уровня, при котором происходит осаждение. Но, как показали результаты экспериментов, проведенных Гаррелсом и Маккензи [105], поступление глинистых минералов в морскую воду удаляет избыток кремнезема и, таким образом, его концентрация остается ниже уровня насыщения. С другой стороны, недавние исследования Югстера, Хея и др. [85, 138] показали, что желваковые (а также пластовые) кремни могут образоваться при выщелачивании натриевых силикатных гелей, осажденных в богатых кремнеземом щелочных озерах. Однако в целом происхождение кремневых желваков в результате замещения карбонатных вмещающих пород подтверждается многочисленными наблюдениями как полевыми, так и под микроскопом. Определенно решетчатые двух-и трехмерные сетки, образуемые некоторыми кремнями в известняках, трудно объяснить чем-нибудь другим, кроме замещения.

Источник кремнезема и механизм образования желваков менее ясны. Основная проблема заключается в том, чтобы установить, был ли замещающий кремнезем привнесен извне или заимствован из вмещающего пласта? Предполагается, что кремнезем осаждался одновременно с отложением известняка, предположительно за счет радиолярий, диатомей и губок, а затем через некоторое время растворялся и переосаждался в виде желваковых стяжений, замещающих матрикс,

в котором они заключены [144, 241, 21]. Следовательно, кремнезем, необходимый для образования желваков, выделяется из морской воды в результате обычных широко распространенных биохимических процессов. Нет необходимости в привлечении каких-то особых источников кремнезема, аномальных концентраций или особых условий осаждения. С учетом теоретического обоснования, данного Рамбергом [239], по поводу того, почему должно происходить растворение и переосаждение рассеянного кремнезема, идея о диагенетической дифференциации является наиболее правдоподобным объяснением появления желваковых кремней в известняках. Большая подверженность замещению некоторых пластов может объяснить концентрацию желваков в определенных слоях; более легкое замещение, в направлении параллельном напластованию, объясняет удлинение желваков по этим плоскостям. Полевые данные также поддерживают эту концепцию. Лоуэнстем [193] отмечал определенную связь между типом кремня и сохранностью и распределением кремнистых губок в ниагарских (силур) доломитах в Иллинойсе. Он пришел к выводу, что кремнезем кремней образовался из губок; это заключение ранее было сделано относительно некоторых палестинских кремней [192] и поддержано исследованиями Миддлтона [212].

Если эти идеи верны, то возникает вопрос: в какое время образовались кремни, в процессе раннего диагенеза, или позже, после отвердения и воздымания? Петрографические данные свидетельствуют о том, что образование кремней происходило вслед за доломитизацией [21]. Высказано предположение, что желваковые кремни являются продуктом окремнения, сопровождавшего процесс выветривания. Но стратиграфическая непрерывность большинства кремневых зон и специфический характер кремней различных пластов указывают на отсутствие связи кремней с современной дневной поверхностью (в большинстве случаев нет связи и с древней поверхностью, фиксируемой по несогласиям) и, наоборот, свидетельствуют о связи с седиментацией вмещающей породы. На основании лучшей сохранности окаменелостей внутри кремней предполагается, что стяжения сформировались достаточно рано, до того как окаменелости могли быть раздавлены под воздействием геостатического давления [21].

Происхождение горизонтально-слоистых кремней в темных кремнистых сланцах, является спорным вопросом; было выдвинуто много теорий для объяснения этих отложений. Некоторые исследователи, отмечая, что кремневые желваки замещают вмещающие известняки, считают, что пластовые кремни образуются, в результате распространения процесса замещения на всю породу. Например, Логан и Чейз [188] полагают, что кремни Кумбердал в Западной Австралии мощностью свыше 1000 м образовались в результате окремнения известняка. Для процесса окремнения такого крупного масштаба необходимо поступление кремнезема извне; ясно, что перераспределение кремнезема, первоначально присутствовавшего в известняках, не может служить удовлетворительным объяснением.

Другие исследователи рассматривают пластовые кремни как уплотненные и затвердевшие кремнистые биолиты, т. е. литифицированные радиоляриевые илы, подобные тем, которые обнаруживаются в настоящее время на глубоководном морском дне. Поскольку организмы в настоящее время образуют чистые кремнистые отложения, то логика единства процессов требует присутствия таких отложений или их литифицированных эквивалентов в древних геологических разрезах.

Так объяснялось происхождение, например, юрских кремней на о. Калимантан, которые имеют мощность 152 м и занимают площадь более 40 000 км² [214], каменноугольных кремней хребта Индепенденс в Неваде [90] и почти всех радиоляриевых кремней [129].

Многие исследователи, изучающие пластовые кремни, особенно докембрийского возраста, отвергают как идею о крупномасштабном окремнении известняков, так и теорию биохимического происхождения этих отложений; они связывают пластовые кремни с прямым осаждением кремнезема [64, 251, 253, 2, 159]. Отсутствие современных отложений, имеющих такую природу, и геохимические соображения делают маловероятным осаждение кремнезема в открытых морских водах; некоторые исследователи пытаются найти другие решения проблемы кремней. Частичным ответом, по-видимому, является та идея, что, хотя сами кремни не являются первично осажденными, они образуются путем выщелачивания натриевых силикатных гелей, выпавших в осадок в некоторых пересыхающих щелочных озерах. Такое объяснение происхождения кремней было предложено для кремневых эоценовых отложений Грин-Ривер [89] и для кремней докембрийских железосодержащих формаций [87].

Очень убедительны доказательства окремнения известняка. Логан и Чейз [188] наблюдали переход доломитовых известняков в кремни; присутствие окремнелых окаменелостей и оолитов, которые, по всей вероятности, первоначально были известковыми, реликтовых включений карбонатов в кремнях; псевдоморфное замещение кремнем доломита и обрастание некоторых обломочных зерен кварца. Постепенное окремнение известняка хорошо показано в работе Макки [198], изучившего известняк Редуолл мощностью 21—37 м в штате Аризона. Процесс окремнения можно проследить, начиная от известняка с редкими неправильными линзами и желваками кремня, через кремни с трехмерной решеткой и до кремней с реликтовыми включениями или линзами известняка. Кремни содержат окаменелости в изобилии. В известняках их нет. Предполагается, что замещение кремнем происходило на ранних этапах диагенеза, перед доломитизацией. Вполне возможно что платформенные кремни, т. е. тесно связанные с мелководными известняками и чистыми кварцевыми песками, являются конечным продуктом процесса окремнения. Равномерное напластование, ритмичное строение и отсутствие признаков замещения в геосинклинальных кремнях делают гипотезу метасоматического происхождения этих отложений несостоятельной.

Поскольку во многих кремнях обнаружены остатки радиолярий, диатомей и спикул кремневых губок, а в некоторых кремнях эти окаменелости представлены в большом количестве, не является неожиданным вывод, что эти организмы ответственны за образование кремня. Хотя морская вода содержит только 4 мгм/л кремнезема, организмы способны извлекать этот материал и во многих местах образовывать обширные отложения почти чистого кремнезема. В современных условиях эти отложения ограничены участками, куда практически не поступает материал, сносимый с суши, и которые имеют слишком большую глубину для отложений известковых осадков, т. е. глубже уровня компенсации карбоната кальция. Многие исследователи пластовых кремней считают их литифицированными окремнелыми биолитами. Некоторые кремни формации Фосфория (пермь) в штате Монтана объяснялись «...скоплением и диагенетическим преобразованием спикул губок и других кремнистых остатков...» [60]. Брамлетт [28] считал,

что пластовые кремни Монтерей (миоцен) в Калифорнии (см. рис. 11-10) были образованы путем добавления кремнезема к диатомовому илу. В большинстве случаев этот добавлявшийся кремнезем образовывался из того же диатомового материала на ранней стадии образования породы. Поэтому кремни Монтерей являются продуктом диагенетического преобразования кремнезема в диатомовом иле. Ритмическое переслаивание — особенность, унаследованная от неизмененного диатомита и диатомовых сланцев. Если взять в равных пропорциях чистый кремнезем и средний диатомовый сланец, то образующаяся порода будет иметь состав, очень близкий к составу ассоциирующих пластовых кремней. Идея о том, что пластовые кремни являются эквивалентом радиоляриевых илов, была привлечена для объяснения происхождения юрских радиоляриевых кремней на о. Калимантан [214], в Альпах [271] и в других местах [90, 123, 296]. Однако многие авторы рассматривают радиолярии в этих кремнях как случайные включения, особенно в тех кремнях, где их остатки встречаются редко, и считают их второстепенными компонентами, не связанными с происхождением кремней. Следовательно, многие авторы связывают пластовые кремни с прямым химическим осаждением кремнезема. Как отмечал Джеймс [159], в некоторых местах кремневые слои включены в структуры обрушения и во внутриформационные брекчии; в этом случае кремни должны иметь преимущественно конседиментационное происхождение, т. е. возникнуть до литификации.

Если пластовые кремни сложены первично осажденным кремнеземом, то уместно выяснить условия, допускающие их формирование. Кремнезем выносится в моря водами рек, и, хотя они содержат больше кремнезема, чем морская вода, концентрация кремнезема не очень высока. Корренс [58] констатировал, что концентрация кремнезема, существенно бóльшая, чем в современных породах, не может обеспечиваться никаким из известных агентов и поэтому кремнезем кремней должен осаждаться биохимическим путем. Чтобы избежать этой трудности, другие авторы прибегают к вулканизму как источнику поступления кремнезема и доведения концентрации этого материала до уровня, при котором возможно неорганическое осаждение [64, 285, 313]. Несмотря на то что некоторым кремням сопутствуют продукты подводных излияний (зеленокаменные породы и туфы), многие не образуют ассоциации ни с вулканическими потоками, ни с отложениями пеплопадов. При отсутствии такой ассоциации вулканизм нельзя рассматривать как источник кремнезема.

Если воды океана значительно недонасыщены аморфным кремнеземом, то, по-видимому, этот материал не может осаждаться в обычных морских условиях. И, действительно, в настоящее время такое осаждение не наблюдается нигде. Следовательно, необходимо предполагать, что в прошлом моря имели другой состав или что обстановка осаждения не была обстановкой открытого моря и что бассейны накопления были ограничены и имели резко различающийся химический состав вод. Сивер [262] предположил, что биохимическое осаждение удерживало содержание кремнезема в открытых океанах на его современном низком уровне по меньшей мере с кембрийского периода. Поэтому мы должны допускать аномальные притоки кремнезема или особые условия для осаждения кремнезема. Необходимые условия ускользали от внимания седиментологов вплоть до Югстера [85], заметившего, что кремень образуется при выщелачивании предшественника натриевого силиката, например магадиита — $NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$ — который был

осажден из щелочных вод оз. Магади, пересыхающего озера в Восточной Африке. Превращение магадинита в кремень происходит довольно быстро, так что раннеплейстоценовые отложения оз. Магади содержат большое количество желваковых и пластовых кремней. Наблюдения Югстера были подтверждены работами Хея [138] и др. Насколько общим является этот механизм образования кремней и как широко его можно применять к пластовым кремням древних геологических разрезов? Кремни типа Магади были обнаружены в породах юрского возраста [283]. Они в изобилии встречаются в формации Грин-Ривер (эоцен) в Вайоминге [89]; Югстер и Чау [87] предположили, что кремни докембрийских железорудных формаций могли образовываться этим же способом.

Мало вероятно, что данный механизм образования кремней можно применить ко всем пластовым кремням. Глубина воды при отложении кремней типа Магади очень незначительна. Некоторые, сопутствующие кремням горизонты представлены растрескавшимся илом, что свидетельствует о выходе на поверхность. С другой стороны, «геосинклинальные» кремни считаются предположительно абиссальными. На основе палеонтологических данных предполагается, что радиоляриевые породы Норманскилл и Дипкилл (ордовик) в штате Нью-Йорк отложились на глубине 3660 м [249]. Подобная точка зрения была высказана по поводу альпийских кремней [13]. С другой стороны, Девис [64] и Тальяферро [288] предположили, что францисканские (юрские?) кремни в Калифорнии накапливались в мелководье; это предположение основано главным образом на их тесной связи с грубозернистыми песчаниками, которые, однако, в настоящее время интерпретируются как турбидиты. Отложение таких грубообломочных осадков даже на абиссальных глубинах уже было установлено, поэтому излишне привлекать гипотезу мелководного происхождения или предлагать частые и радикальные изменения глубины моря для разрезов, содержащих как пластовые кремни, так и песчаники. Часто встречающаяся ассоциация пиритовых черных глинистых сланцев с геосинклинальными пластовыми кремнями дает основание предполагать, что они образовались в ограниченном бассейне. Этот бассейн имеет все свойства «угнетенного» бассейна, т. е такого бассейна, в который практически не поступал кластический материал и который был слишком глубоким или имел какие-либо другие неблагоприятные условия для развития нормальных бентосных организмов и такой низкий pH, что планктонные известковые остатки растворились. Это объяснение подтверждается современными исследованиями океанов, благодаря которым обнаружены кремни в глубоководных отложениях [23]. В таких условиях осадконакопление происходит чрезвычайно медленно и сводится к накоплению тонколистоватых черных сланцев и соединений железа, фосфора и кремня.

После отложения кремнезем (опаловые обломки организмов) претерпевают диагенетические изменения. Опал превращается в халцедон и микрокристаллический кварц. Рассеянный в известняках кремнезем сегрегируется в обычные кремневые желваки. Отложившийся таким образом в иле материал может образовывать слои. Такая предполагаемая диагенетическая дифференциация заложена в интерпретации ритмического напластования калифорнийских кремней, данной Девисом [64]. Другие объясняют ритмическое напластование в результате сезонного отложения осадков [250, 150]. В условиях щелочных озер диагенетические изменения приводят к образованию кремней путем выщелачивания первично осажденного магадинита.

В заключение можно сказать, что кремни, как желваковые, так и пластовые, являются полигенной породой и что нет единого способа происхождения кремней. В свете геологических данных и с учетом того, что известно о современных скоплениях кремнезема, становится ясно, что в одних случаях кремни являются продуктом замещения (окремнелые известняки), в других — биохимическими скоплениями (в угнетенных бассейнах на глубине ниже уровня карбонатной компенсации), а иногда — продуктом пересыхания щелочных озер, богатых кремнеземом. Нет сомнения в том, что пластовые кремни в геологическом прошлом отлагались одним из перечисленных или весьма похожим способом. Платформенные кремни, по-видимому, являются продуктом окремнения; геосинклинальные кремни — это абиссальные биохимические скопления. Кремни щелочных озер, вероятно, распространены более широко, чем считалось до сих пор. Не всегда ясно, с какими условиями связано образование кремней в каждом отдельном случае, поскольку еще не до конца изучены критерии, позволяющие их различать. Например, новакулиты Арканзаса обнаруживают некоторые особенности обстановки щелочных озер; то же можно сказать и о докембрийских кремнях железистых формаций [93, 87].

Силькреты

Силькреты являются поверхностными кремнеподобными отложениями ограниченной мощности, предполагается, что это — продукт химического выветривания в относительно засушливых областях с низким рельефом. Это — кремнистый аналог каличе. Они обычно массивны или в лучшем случае слабослоисты. Характерной чертой является брекчиевидное строение; оно обусловлено повторным окремнением ранее образованных силькретов, которые были брекчированы в процессе денудации. Кремнезем представлен частично халцедоном, а частично кристаллическим кварцем. Силькреты, очевидно, могут образовываться по породам различных типов. Содержание акцессорных минералов в силькретах находится в тесной связи с их содержанием в материнских породах. Во многих образцах, образовавшихся по изверженным породам, отмечается относительно высокое содержание TiO_2 [61].

Наиболее известны силькреты Австралии и Южной Африки [218, 324]. Древние силькреты, относимые к реликтам твердых корок, образовавшихся в позднедокембрийском цикле, отличавшемся засушливым климатом и интенсивным выветриванием, описаны Джеймсом и др. [162].

Железистые осадки

Определения

Железо является одним из наиболее распространенных химических элементов земной коры; в сущности, немногие породы не содержат железа. Средний глинистый сланец, например, содержит 6,47% FeO и Fe_2O_3 [54]. Следовательно, в широком смысле все осадки, вероятно, являются железосодержащими. Однако, как правило, термин *железистый* сохраняется за теми породами, которые содержат намного больше железа, чем обычно. Термин *ожелезненный*, возможно, был бы более подходящим, если бы он не применялся к песчаникам и сланцам, окрашенным в красный цвет окисью железа. Такие породы, хотя они и

называются ожелезненными, могут содержать железа не больше, чем такие же, но неокрашенные отложения (с. 347). Часто к породам, богатым железом, применяют термины железистый кварцит и железняк; реже употребляется термин железосодержащий. Джеймс [161] установил различие между железистыми кварцитами, обычно слоистыми, кремнесодержащими отложениями (главным образом докембрийского возраста) и железняками, не содержащими кремня (и в основном постдокембрийского возраста). Железистому кварциту давались местные названия, такие как итабирит (в Бразилии), полосчатый гематитовый кварцит (в Индии), кварцитовая полосчатая руда (в Скандинавии) [29]. Термин таконит используется в районе оз. Верхнего для обозначения железистых кварцитов, не окисленных в процессе выветривания. К этим породам часто применяется термин железная руда. В прямом смысле руда — это то, что можно рентабельно разрабавывать; следовательно, определение включает в себе как содержание металла, так и учет экономических факторов. В районе оз. Верхнего железная руда должна содержать по меньшей мере 50% железа. Большинство таких отложений являются вторичными и образовались при изменении и обогащении железистого кварцита.

Точное определение железистого кварцита или железняка трудно выработать, поскольку это понятие охватывает минералогически и структурно неоднородную группу пород. Единственным обязательным свойством должно быть значительно более высокое, чем в обычных осадках, общее содержание железа. Для железистых кварцитов и железняков района оз. Верхнего содержание железа должно быть не менее 15% [159]. Это должно соответствовать 21,3% Fe_2O_3 или 19,4% FeO.

К другим осадкам, богатым железом, относятся болотная железная руда, глинистый железняк и латерит. Глинистый железняк представляет собой сидеритовые желваки диагенетического происхождения; болотные железные руды представлены незначительными скоплениями в небольших пресноводных озерах в высоких широтах; латериты — это богатые железом элювиальные отложения, родственные силькретам и бокситам, — все они являются продуктами выветривания.

Систематизация железосодержащих осадков сопряжена с отходом от основного принципа обычной классификации химических осадков — классификации, основанной главным образом на анионах и примененной для сульфатов, фосфатов и карбонатов. Однако железосодержащие осадки тесно связаны друг с другом и более удобно рассматривать их как целую группу.

Минералогия и классификация

Железосодержащие осадки богаты железом вследствие присутствия или преобладания одного или более железосодержащих минералов в аномальных количествах (табл. 11-2). Центральной задачей петрографов является расшифровка сложного минерального состава железосодержащих осадков и выяснение, какие минералы образованы первичными седиментационными процессами, какие являются продуктами диагенеза, какие обусловлены метаморфизмом и какие являются результатом выветривания как в современном цикле, так и в более ранние геологические эпохи. Взгляды петрографов существенно расходятся, и эти

расхождения приводят к большим противоречиям и разногласиям. В этой работе мы рассматриваем минералы, являющиеся первичными или диагенетическими, хотя многие из них образуются также в процессе метаморфизма и выветривания. Эти минералы распадаются на четыре группы: окислы, карбонаты, силикаты и сульфиды. Многие железосо-

Таблица 11-2

Железосодержащие минералы осадков

Группа	Минерал	Состав
Сульфиды	Пирит	FeS_2
	Марказит	FeS_2
	Гидротроилит	$FeS \cdot nH_2O$
Окислы	Лимонит	$FeO(OH) \cdot nH_2O$
	Гётит	$HFeO_2$
	Гематит	Fe_2O_3
	Магнетит	Fe_3O_4
Силикаты	Глауконит	$KMg(Fe, Al)(SiO_3)_6 \cdot 3H_2O$
	Шамозит	$3(Fe, Mg)O \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot 2SiO_2 \times nH_2O$
	Стильпномелан	$2(Fe, Mg)O \cdot (Fe, Al)_2O_3 \cdot 5SiO_3 \cdot 3H_2O$
	Миннесотаит	$(OH)_2(FeMg)_3Si_4O_{10}$
	Гриналит	$FeSiO_3 \cdot nH_2O$
Карбонаты	Сидерит	$FeCO_3$
	Анкерит	$Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$
Фосфаты	Вивианит	$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$

держащие осадки являются сложными; в них представлен не один тип железосодержащих минералов, а присутствуют и другие минералы (рис. 11-12).

Карбонаты железа. Единственно важный железосодержащий карбонат — это сидерит, $FeCO_3$, который обнаружен в изобилии в железосодержащих осадках всех возрастов; он также является второстепенным компонентом многих обычных осадков. В молодых железняках он образует тесные ассоциации с шамозитом, реже с лимонитом. Многие докембрийские железистые кварциты представлены преимущественно переслаиванием сидерита и кремня. Железные руды являются продуктом изменения этих отложений; изменение заключается в окислении сидерита до гематита и в выщелачивании кремней. Сидерит в осадочных породах в большинстве своем очень тонкозернистый и образует однородную смесь с другими материалами. Однако в некоторых случаях сидерит образует более крупные кристаллические сферолиты (см. рис. 11-21); во многих

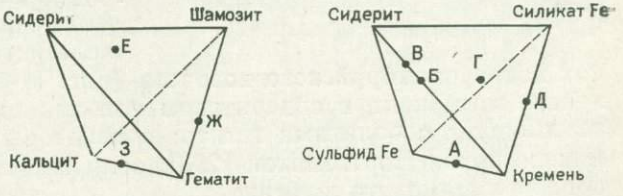


Рис. 11-12. Приблизительный минеральный состав железосодержащих пород; их анализы представлены в табл. 11-3. Компоненты, содержащиеся в незначительном количестве, не учтены

других случаях он образует крупные ромбы, замещающие шамозитовые оолиты. Химический анализ показывает, что сидерит содержит в твердом растворе небольшие и непостоянные примеси $MnCO_3$, $MgCO_3$ и $CaCO_3$. Сидериту свойственны обычные характеристики класса карбонатов, к которому он принадлежит: ромбические формы кристаллов, ромбическая спайность, очень высокое двойное лучепреломление (0,242), показатели преломления 1,603 и 1,875. В шлифах он почти бесцветный, но по контуру и по плоскостям спайности он обычно окислен до появления пятен окислов, окрашивающих его в желтый или бурый цвет.

Сидерит известен также в глинистых железняках, которые представляют собой конкреционные тела, обнаруживаемые в некоторых глинистых сланцах, особенно в сланцах палеозойских угленосных толщ, где он залегает также в виде тонких прослоев так называемых блэкбендов [306].



Рис. 11-13. Оолитовый шамозит, железняк Вестморленд (силур), близ Лэрдсвилла, Нью-Йорк. Без анализатора, ×22.

Шамозитовые (септехлоритовые) оолиты, некоторые с ядрами, представленными песчаными зернами кварца, в карбонатном матриксе

Поскольку сидерит легко окисляется, то он почти во всех обнажениях изменен до лимонита.

Силикаты железа. К железистым силикатам явно первичного происхождения и первостепенной важности относятся только шамозит, глауконит и гриналит. Достаточно распространены тюрингит, миннесотаит и стильпномелан и поэтому они включены в эту группу, несмотря на диагенетическое или даже раннеметаморфическое происхождение. Рибекит также является компонентом некоторых древних железистых кварцитов, особенно в Австралии.

Шамозит, $3(Fe, Mg)O \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$, является наиболее распространенным первичным железистым силикатом в железняках последокембрийского возраста (рис. 11-13). Он слагает оолиты зеленого материала в сидеритовом или кальцитовом матриксе и обычно ассоциирует с оолитами гетита: в некоторых случаях, как, например, в железняках Нортгемптон [293], оолиты состоят из переслаивающихся оболочек шамозита и гётита.

Уточнение природы минерала шамозита было объектом обширных исследований. Все известные материалы по этому вопросу обобщены Диром, Хауи и Зуссманом [65] и Джеймсом [161]. Шамозит по структуре и составу очень близок к хлоритам. Собственно шамозит характеризуется межплоскостным расстоянием 7 Å, но он легко переходит в хлорит (тюрингит) с межплоскостным расстоянием 14 Å. Шамозитовые оолиты мезозойских железняков Англии [130, 293] состоят из очень тонких пластинок бледно- и темно-зеленых, расположенных по касательной таким образом, что в скрещенных николях фигура погасания в ооидах образует крест. Пластинки имеют положительное удлинение,

коэффициент преломления, изменяющийся от 1,62 до 1,66, и низкое двупреломление — от 0 до 0,003. Изменение показателя преломления связано с соотношением закисного и окисного железа. Согласно Холимонду [130], шамозит является первично осажденным минералом, возможно, в виде аморфного геля, из которого впоследствии образовалась современная его форма. Он может также образовываться вследствие прогрессивного замещения глины, в результате чего иногда могли формироваться оолиты того же состава. По Деверину [69], шамозит в железняках доггера в Швейцарских Альпах не является первичным химическим осадком, а образовался в результате замещения карбонатных обломков, главным образом обломков иглокожих.

Гриналит — кристаллический гидратированный железистый силикат, широко распространенный; первичным был железистый силикат в районах Мезаби и Ганфлинт региона оз. Верхнего, где он был впервые обнаружен и получил название [184]. Дир, Хауи и Зуссман (65) определили его как септехлорит.

В отличие от шамозита и глауконита гриналит распространен только в докембрийских породах, хотя его присутствие отмечено и в более молодых отложениях. Он, как и глауконит, представлен округлыми или обломочными, изотропными, светло- и темно-зелеными пеллетами и обычно не обладает концентрическим строением, характерным для шамозита. Он обычно ассоциирует с магнетитом.

Глауконит, $KMg(Fe, Al)(SiO_3)_6 \cdot 3H_2O$, обнаружен в некоторых железняках более молодого, чем докембрий, возраста. Хотя глауконит представляет собой самостоятельную минеральную разновидность, он очень изменчив. Он встречается в виде ярко-зеленых гранул, но также заполняет межгранулярное пространство, встречается в рассеянном виде, замещает фекальные пеллеты, заполняет пустоты в окаменелостях [284] и даже образует пленку на зернах тяжелых минералов [121]. Диаметр гранул колеблется от 0,01 до 0,50 мм. Гранулярный глауконит тесно ассоциирует с обломочным кварцевым песком (см. рис. 7-25).

Берст (36, 37) подразделяет глауконит на четыре класса: упорядоченный, неразбухающий, с высоким содержанием калия, с решеткой по типу слюды; неупорядоченный, неразбухающий, с решеткой по типу слюды, с низким содержанием калия; весьма неупорядоченный, разбухающий, с низким содержанием калия, решеткой по типу монтмориллонита; смесь двух или более глинистых минералов, например каолинита и иллита. Корреляция между составом глауконита и геологическим возрастом, по-видимому, отсутствует [96].

Глауконит — компонент современных осадков во многих частях мира [57]. Он залегает как в прибрежных песчаных отложениях [103, 104], так и в глубоководноморских; более часто он встречается в интервале глубин от 18 до 730 м. В некоторых древних осадках («зеленых песках») он накапливается в виде пластов мощностью несколько десятков футов, содержащих 75% или более глауконита [204]. По содержанию железа глауконитовые пласты относятся к промышленным железнякам, хотя их редко разрабатывают с целью извлечения из них железа.

Тюрингит (бавалит), $(Si_{4,8}Al_{3,2})(Mg_{1,4}Fe_{7,4}Fe_{1,6}Al_{1,7})(OH)_{16}O_{20}$, широко распространенный минерал нижнесилурийских железняков в Тюрингии, ФРГ, где он образует оолиты в матриксе, представленном кварцем и магнетитом [84]. Тюрингит по составу очень близок шамозиту, из которого, как считают, он образовался в результате слабого метаморфизма.

Миннесотаит, $(FeMg)_3Si_4O_{10}(OH)_{12}$, — это железистый тальк, обнаруженный в некоторых докембрийских железистых кварцитах. Из-за исключительно малых размеров зерен его очень трудно выявить и, по-видимому, его иногда не замечают. Хотя Грюнер [126] считал его минералом первичного осаждения, другие исследователи рассматривают его как продукт метаморфизма низкой ступени.

Стильпномелан, $2(Fe, Mg)O \cdot (Fe, Al)_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 3H_2O$, представляет собой слюдоподобный минерал, внешне очень похожий на биотит. Он является обычным компонентом многих железистых кварцитов региона оз. Верхнего [159]. В других местах он известен как вторичный минерал. Как породообразующий минерал он сложен макроскопическими игольчатыми и пластинчатыми кристаллами, характеризующимися интенсивным плеохроизмом и абсорбцией. Он окрашен в оливково-зеленый или темно-коричневый цвет в зависимости от соотношения закисного и окисного железа. Показатель преломления также изменяется в широком диапазоне в зависимости от этого соотношения. Стильпномелан может залегать в виде жил, но чаще он рассеян в сидерите или образует тонкие прослои.

Рибекит представляет собой натровый амфибол, $Na_2Fe_3Fe_2(Si_8O_{22})(OH, Fe)_2$, волокнистая разновидность которого известна как крокидолит. Хотя обычно рибекит является компонентом изверженных пород, однако он присутствует в массивной или волокнистой форме в слоистых железистых кварцитах Южной Африки и Австралии. В этих формациях рибекит является диагенетическим, а в южноафриканских разрезах, вероятно, — продуктом метаморфизма низких ступеней; в них рибекит представлен агрегатами и радиальными группами мелких волокон.

Сульфиды железа. Из сульфидов только пирит и марказит — играют сколько-нибудь важную роль в осадочных породах, обогащенных железом. Эти сульфиды железа могут образоваться из менее стабильных аморфных черных сульфидов железа, встречающихся в современных нелитифицированных осадках. Пирит, FeS_2, наиболее распространенный сульфид, встречается в виде рассеянных изолированных кристаллов диагенетического происхождения. Иногда он образует слои, состоящие из пеллет, округлых тел и замещенных обломков раковин. В одних случаях пирит — исключительно тонкозернистый (0,003 мм) и рассеянный; в других — он накапливается в виде тонких слоев мощностью несколько миллиметров.

Марказит, FeS_2, редкий компонент железняков, он может полностью отсутствовать в них. Обычно он встречается в виде желваков в угольных разрезах.

Обогащенные железом осадки могут содержать также другие минералы. Одни железняки — высокоизвестковые и содержат большое количество кальцита; другие — глинистые и содержат широкий набор глинистых минералов. Некоторые из них, особенно образовавшиеся в окислительной обстановке, представлены песчаными разновидностями и содержат большое количество обломочных зерен кварца.

Фации железосодержащих осадков

Наиболее важное звено в проблеме генезиса и распределения представляет задача определения первичных осадочных фациальных обстановок, устанавливаемых по преобразованию того или иного железистого минерала: сульфида, карбоната, окисла или силиката.

Пластовые сульфиды железа. Породы, в которых сульфиды железа (главным образом пирит) составляют основную или даже доминирующую часть, встречаются редко. Пласты пирита мощностью 15 см или немногим более 30 см, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами, обнаружены в ордовикских породах района Уобана на о. Ньюфаундленд [135]. Пиритовые пласты состоят из мелких пиритовых сферолитов, смешанных с пиритизованными и непиритизованными обломками окаменелостей; все это сцементировано очень тонкозернистой кремнистой основной массой. Пирит составляет около 65% этих отложений.



Рис. 11-14. Фация сернистого железа (докембрий), Айрон-Ривер, Мичиган. Снимок немного увеличен.

Пиритовые пласты кажутся светлыми, неотполированные образцы тусклые и почти черные [158]

В некоторых докембрийских черных аспидных сланцах, ассоциирующих со слоистыми кремневыми железистыми карбонатами в районах Айрон-Ривер, Кристаллфолз, в штате Мичиган, также выявлено переслаивание пластов пирита, мощность которых изменяется от толщины пленки до 2,5—5 см [162]. Однако самым крупным скоплением осадочного пирита в данном районе является пиритовая пачка Уосека, так называемый «графитовый сланец» лежачего бока формации; мощность пачки составляет 1,5—6,1 м. Определенное по нескольким образцам среднее содержание пирита составляет около 38%. В этой породе пирит очень тонкозернистый, а отдельные кристаллы (0,003 мм) почти невидимы невооруженным глазом. Пирит имеет тенденцию скапливаться в определенных слоях и часто равномерно переслаивается с темными углистыми сланцами (рис. 11-14). Содержание сульфида железа в этих обогащенных слоях достигает 75%. Валовой химический состав этой породы представлен в табл. 11-3,А.

Пирит встречается также и в некоторых известняках. Представителем таких известняков является пласт мощностью 1,2 м в основании формации Гринхорн (верхний мел), штат Вайоминг [247]. Он состоит из кальцита 45,4%; пирита 25,2%; гипса (частично вторичного происхождения) 17,6%; окислов железа 6,1%; органического вещества 2,6% и костного фосфата 2%. Известняк тьюли (девон), штат Нью-Йорк, является исключительно пиритовым и местами переходит в тонкий, но выдержанный по площади пиритовый пласт [189]. Тьюли тесно ассоциирует с известковыми черными глинистыми сланцами. Довольно распространенной является ассоциация пирита с карбонатами и органическим веществом (а следовательно, и с углистыми остатками). Наибольшим содержанием пирита характеризуются черные глинистые и аспидные сланцы. На основе этого предполагается, что источником серы является азотный компонент органического вещества; возможно также, что эта ассоциация обусловлена главным образом восстановительной средой, необходимой для сохранения органического материала и бактериального восстановления сульфатов морской воды. Руби [247]

Таблица 11-3

Химический состав железосодержащих осадков

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З
SiO_2	36,67	28,86	24,25	31,84	61,90	8,51	12,59	8,71
TiO_2	0,39	0,20	—	0,12	Нет	0,36	0,27	—
Al_2O_3	6,90	1,29	1,71	2,09	0,37	6,12	5,71	3,67
Fe_2O_3	—	1,01	0,71	13,83	15,00	1,77	75,12	30,24
FeO	2,35	37,37	35,22	20,59	10,28	36,91	—	—
FeS_2	38,70	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Сл.	0,90	2,11	2,35	—	0,42	0,06	—
MgO	0,65	3,64	3,16	3,80	2,33	3,75	0,42	7,84
CaO	0,13	0,74	1,78	1,49	0,28	5,54	1,49	20,64
Na_2O	0,26	—	0,04	Н.о	Нет	0,05	—	—
K_2O	1,81	—	0,20	Н.о	Нет	0,03	—	—
H_2O+	1,25	0,68*	0,21	1,80	4,17	4,05	2,17*	—
H_2O-	0,55		—		2,50	10,00	0,52	—
P_2O_5	0,20	Сл.	0,91	0,83	Нет	1,30	1,63	0,75
CO_2	—	25,21	27,60	19,40	2,04	20,70	—	24,78
SO_3	2,60	—	—	Нет	—	—	—	0,15
S	—	—	Н.о	0,33	—	0,05	Нет	—
C	7,60	—	1,96	—	—	1,27	—	—
Сумма	100,21**	99,90	99,86	99,47	99,53***	99,86	99,98	96,7

* Прокаливание.
** Включает 0,15% V_2O_5.
*** Включает 0,64% окислов железа и алюминия в растворимой части.

А. Сульфидный железистый кварцит (докембрий). 10-й горизонт, рудник Бак, Айрон-Ривер, Мичиган, США. Аналитик К. Уоршо [159].

Б. Кремневый железистый карбонат, железистые кварциты. Айронвуд (докембрий), Мичиган, США. Аналитик У. Хиллебранд [157]. Приблизительно 29% кремния и 62% сидерита.

В. Кремневый железистый карбонат (докембрий), район Айрон-Ривер Мичиган, США. Аналитик Л. Шапиро [158]. Около 24% кремня и 70% сидерита.

Г. Кремневый железистый карбонат (докембрий), Кристалл-Фолз, Мичиган, США. Аналитик Дж. Фэрчайлд [230]. Около 20% кремня, 48% сидерита и 23% стильпномелана.

Д. Гриналитовый железистый кварцит, формация Бивабик (докембрий), Миннесота, США. Аналитик Дж. Стайгер [184]. Приблизительно 50,4% гриналита и 50% кремня.

Е. Сидерит-шамозитовый аргиллит, железняк Кривленд (юра), Великобритания. Аналитик Дж. Стед [130]. Около 34,2% шамозита, 34,7% сидерита.

Ж. Шамозитовый гематит, пласт Доминион, зона 2 (ордовик), Уобана, Ньюфаундленд, Канада [139]. Около 65% гематита и 24% шамозита.

З. Гематитовая «окаменелая руда», формация Клинтон (силур), Алабама. Аналитик Ю. Сюлливан [35]. Около 30% гематита, 17% кальцита и 36% доломита.

Таблица 11-4

Содержание карбонатов, органического вещества и пиритов в меловых породах Блэк-Хилс. По [247]

	Карбонаты плюс органическое вещество	Пирит
Группа Колорадо (ср. из 5 обр.)	2,3	0,4
Глинистые сланцы Пьерр (ср. из 3 обр.)	8,7	0,8
Известковые составляющие формаций Гринхорн и Ниобрара	42,7	9,1

отмечал связь пирита, органического вещества и карбонатов в некоторых меловых формациях (табл. 11-4).

Возрастает количество опубликованных материалов по вопросу об «эксгаляционно-осадочных» пластовых сульфидах, таких как меденосные сланцы в ГДР и ФРГ (Kupferschiefer). Возможно, что к этому типу относится пачка докембрийских железистых кварцитов района Мишипикотен в Онтарио [115].

Пластовые сидериты (кремневые железистые карбонаты, глинистые железняки). Железистый карбонат — сидерит — встречается в виде тесного переслаивания с кремнем («кремневый сидерит») или в виде смеси во всех пропорциях с глинистым материалом (глинистые железняки). Типичные пластовые кремневые карбонаты состоят из тонкозернистых светло- или темно-серого сидерита и плотных черных кремней (рис. 11-15). Компоненты в виде пропластков, мощность которых составляет 7—10 см, ритмически чередуются. В менее богатых кремнем формациях он залегает в виде небольших желваков. Пропорции бывают различными, но обычно от $^1/_4$ до $^1/_3$ формации составляют кремни от $^1/_2$ до $^2/_3$— сидерит. Местами мощность таких формаций достигает 100 м. Содержание железа в породе в целом составляет 20—30% (50—70% сидерита) (см. табл. 11-3, Б, В, Г).

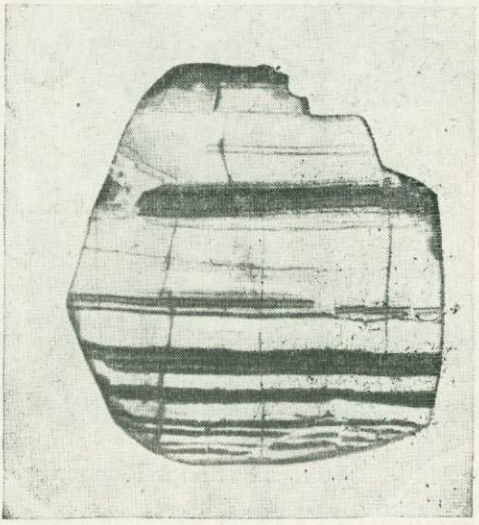


Рис. 11-15. Фации железистого карбоната, формация Ривертон Айрон (докембрий), Айрон-Ривер, Мичиган. По [161].

Кремень — темный, сидерит — светлый. Уменьшен приблизительно вполовину от натуральной величины

Сидеритовые слои могут содержать тончайшие пропластки железистых силикатов или сульфидов железа; они могут состоять из практически чистых карбонатов, в которых обычно отмечаются стилолиты. Формации железистых карбонатов обычно не содержат обломочного материала. В них отсутствуют оолитовые структуры.

Кремневые сидериты широко распространены в районе оз. Верхнего, в США. Эту формацию обычно рассматривают как основные первично-осадочные железосодержащие отложения этого района, а большинство других типов железорудных формаций считаются постседиментационными модификациями этой породы. Если не считать настоящих метаморфизованных кремневых карбонатных пород, сейчас представляется очевидным, что другие типы железосодержащих формаций (силикаты и окислы) сами являются первично-осадочными фациями, а не окисленными (выветрелыми) или окремнелыми (метаморфизованными) железистыми карбонатными породами [159]. Первично осажденные пластовые железистые карбонаты являются основным видом железосодержащих формаций в районе Кристалл-Фолз — Айрон-Ривер, в штате Мичиган. Они широко представлены также в районах Годжебик и Маркетт.

В последокембрийских железняках сидерит может образовывать основную массу, в которую включены и лимонитовые оолиты, которые обычно значительно диагенетически замещены. Он может встречаться в виде тонкозернистых сидеритовых литифицированных илов или образовывать матрикс и частично замещать обломки раковин и кальцитовые ооиды, может также замещать кальцитовый матрикс. Он также встречается в виде желваковых стяжений, «сферосидеритов», в

шамозитовых и каолинитовых железняках. Только мелкозернистые сидеритовые литифицированные илы являются первичным осадком; все другие считаются диагенетическими.

Термин глинистый железняк применяется к глинистым сидеритовым конкрециям и пластам, встречающимся в угленосных разрезах как в Великобритании, так и в США. [280]. Глинистый железняк залегает либо в виде прослоев желваков, многие из которых обнаруживают септариевое строение, либо образует более или менее выдержанные маломощные пласты. Они имеют темно-серый или бурый, реже





Рис. 11-16. Оолитовый гематит Клинтон или «руда-льняное семя» (силур). Без анализатора, ×30.

Нитроцеллюлозное покрытие полированной поверхности. Во многих ооидах, очевидно, в качестве ядер присутствуют зерна кварцевого песка. Обратите внимание на уплощение некоторых оолитовых тел

Рис. 11-17. Руда с окаменелостями формации Клинтон (силур). Без анализатора, ×30.

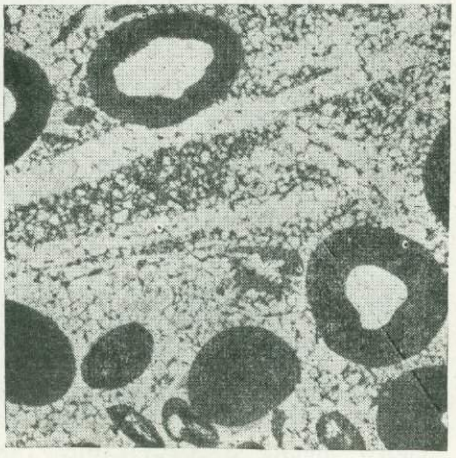
Нитроцеллюлозное покрытие полированной поверхности ископаемой руды. Окаменелости хорошо сохранились в гематите

черный (углистый железняк) цвет. Глинистые железняки тонкозернистые; содержание глины варьирует от 1 до 30%. Чаще всего желваки или пласты железняка перекрывают угольные пласты; в них часто встречаются окаменелости.

Пластовые окислы железа (включая болотный железняк). Некоторые железистые кварциты состоят в основном из окиси железа. Среди них наиболее распространенным является, вероятно, гематит. Лучшим примером осадочного гематита являются железосодержащие силурийские породы Клинтон [267, 6, 258, 155]. Эти несколько пластов прослеживаются по всему Аппалачскому региону и образуют крупные залежи железной руды в районе Бирмингема, в штате Алабама [35]. Большинство железосодержащих пород представлено оолитовым гематитом и «рудой с окаменелостями» (рис. 11-16 и 11-17). Местами тонкие пласты оолитового шамозита залегают вместе с глинистыми сланцами. Ооиды гематита имеют ядра. сложенные обломочным кварцем и зернами окаменелостей. Зерна окаменелостей обычно частично замещены гематитом, и их внутренние пустоты заполнены железистыми

минералами. Все оолитовые гематиты сцементированы кальцитом и доломитом.

То, что гематиты либо являются первично осажденными, либо продуктом раннего, возможно, почти одновременного с осадкообразованием замещения, доказывается непрерывностью их разреза; их распределением (не связанным ни с обнажениями, ни с несогласиями); наличием обломков руды в вышележащих пластах известняка той же формации; присутствием гематитовых оолитов в известковых пластах, в которых матрикс состоит из доломита и кальцита, а также известковых окаменелостей, оболочку которых составляют концентрические слои гематита.



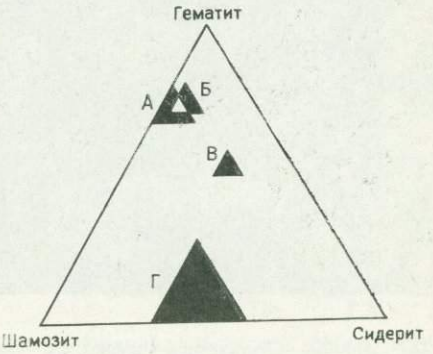


Рис. 11-18. Гематитовые ооиды, Уобана (ордовик), о. Ньюфаундленд, Канада. Без анализатора, ×20.

Шлиф гематитовых ооидов (черные), некоторые с ядрами детритового кварца (белые) в доломитовом матриксе. В доломите заметны окаменелости

Рис. 11-19. Минеральный состав железосодержащих осадков, Уобана, о. Ньюфаундленд, Канада. По [139].

А, Б, В — железосодержащие пласты; Г — железистый песчаник

Руды Уобана (ордовик) на о. Ньюфаундленд имеют сложный состав и содержат гематит, шамозит и реже сидерит [139]. Гематит имеет оолитовое строение (рис. 11-18); некоторые оолиты сами являются составными и сложены чередующимися слоями гематита и шамозита. Шамозит залегает в виде чистых оолитов и присутствует также в матриксе оолитовых пород. Средний железняк содержит от 50 до 70% гематита; 15—25% шамозита; 0—50% сидерита; 4—5% фосфата кальция; 0—1% кальцита и 0—10% обломочного кварца. Состав трех типичных железосодержащих пластов (А, Б, В,) и железистого песчаника (Г) отражен на рис. 11-19. Хейс приводит ряд признаков, указывающих на первичное морское происхождение гематитовых оолитов. О таком происхождении свидетельствуют сортированность; следы ряби и косая слоистость оолитовых слоев; тесная связь с морскими окаменелостями; следы сверлений морских организмов в оолитовых слоях, которые заполнены илом и содержат редкие оолиты; наличие внутриформационных конгломератов, содержащих гальку гематит-шамозитовых пластов.

Пластовые оолитовые гематиты встречаются также и в докембрийских железистых кварцитах в районе оз. Верхнего и в Лабрадорской впадине. Оолитовая структура легко прослеживается в некоторых яшмах, в которых ооиды состоят главным образом из кремнезема (рис. 11-20). Присутствуют также оолиты, содержащие большое количество гематита; несомненно то, что многие гематитовые слои были когда-то оолитовыми. Однако чаще гематитовые слои не являются оолитовыми. Ритмически переслаивающиеся яшма и стально-серый гематит образуют одну из самых эффектных разновидностей пород в районе оз. Верхнего. Джеспилит, как его называют, встречается в районах Маркетт, Меномини и Годжебик в штате Мичиган и в районе Вермильон в штате Миннесота. Когда-то он считался продуктом дометаморфического выветривания кремневого сидерита. Однако Джеймс [159] считал его первично-осадочным. Сохранность очень тонкой слоистости и резкие контакты между гематитом и яшмой нехарактерны для выветрелых пород. Кроме того, присутствие выдержанных, хотя и маломощных прослоев гематита в неокисленной карбонатной формации является еще одним свидетельством первичной природы гематита. Тесная связь оолитовой текстуры большинства гематитов с зернами кварцевого песка и отсутствие таких особенностей в других фациях железистых кварцитов также являются доказательствами первичного происхождения гематита в турбулентной среде.



Рис. 11-20. Оолитовый железняк (докембрий). Хребет Месаби, Миннесота. Без анализатора, ×22.

Ооиды состоят главным образом из кремнезема, но с текстурой, определяемой гематитом

Магнетит, присутствующий во многих железистых кварцитах, может быть продуктом метаморфизма. Он известен так же, как и основной компонент черных песков — концентрации магнетита типа россыпи. Магнетит, содержащийся во многих железистых кварцитах, имеет иное происхождение. Обилие магнетита в породах, по существу неметаморфизованных, о чем свидетельствуют тонкозернистость кремней и присутствие низкотемпературных железистых силикатов, должно служить критерием отличия конседиментационного магнетита от магнетита, образовавшегося в результате более позднего метаморфизма высокой ступени. Магнетит необломочного происхождения обнаружен в современных осадках [20, 100]. Он содержится даже в зубах моллюсков полиплакофор [194]. Магнетит многих докембрийских железистых кварцитов встречается в виде загрязненных примесями слоев, чередующихся с кремнем. Джеймс [161], как и Димрот [72], считает магнетит диагенетическим. Магнетитсодержащие полосчатые породы часто, а точнее, почти всегда ассоциируют с фацией железистых силикатов; можно проследить все переходы между этими двумя фациями.

«Лимонит» (гётит) встречается в форме оолитов в некоторых железняках, главным образом мезозойского и кайнозойского возраста;

исключение составляют ордовикские отложения Мейвилл в Висконсине [137]. Эта фация представлена оолитовыми или пеллетовыми зернами лимонита, ядром для которых служит обломочный материал, в шамозитовом или кальцитовом матриксе. Некоторые породы содержат смесь шамозитовых и лимонитовых ооидов, при этом шамозит может или частично превратиться в лимонит или содержать лимонит в измененных слоях шамозита. Сидерит, присутствующий в количестве 10% или более, по-видимому, имеет диагенетическое происхождение.

Болотная руда является в основном землистой смесью желтых и темно-коричневых гидроокислов железа [131, 161]. Такие руды отлага-

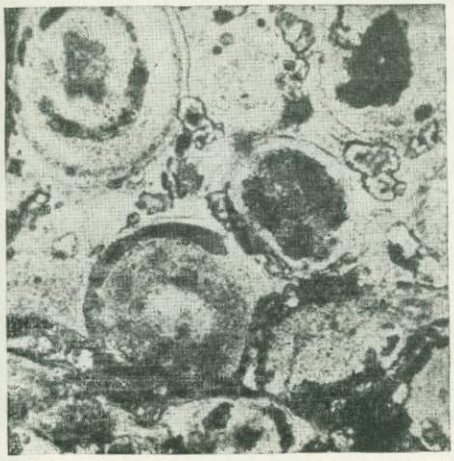




Рис. 11-21. Оолитовый шамозит, руды Лоррен (юра), Франция. **Без анализатора, ×35.** Главным образом шамозит (ооиды) с несколькими маленькими сферолитами сидерита (светлые гранулы с высоким рельефом)

Рис. 11-22. Шамозитовые ооиды, деформированные и окисленные, формация Монтабелло (девон), Харрисберг, Пенсильвания. Без анализатора, ×22

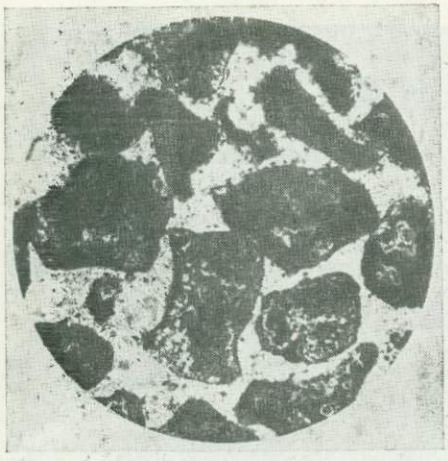
ются вдоль берегов некоторых озер и в болотах. Озерные руды состоят главным образом из уплощенных, дисковидных или неправильной формы конкреционных стяжений гидроокиси железа мощностью 0,3—0,6 м или из слоев разной твердости пористого, желтого, слоистого лимонита или представлены лимонитовым цементом в песке. Собственно болотные руды встречаются в болотах или маршах в виде губчатой массы, перемешанной с торфом. Одни имеют трубчатую форму, другие — пизолитовые, а третьи образуют желваковые или конкреционные тела. Некоторые из них образуют твердые тела, обычно имеющие небольшие размеры и содержащие песчаные и глинистые примеси. Болотная руда встречается в изобилии в ледниковых районах Северной Америки и Европы. Железо, растворенное при дрейфе ледников, осаждается либо химическим, либо биологическим путем. Хотя это достаточно мелкие по размеру скопления, но они представляют интерес, так как их относят к железосодержащим осадкам, образующимся в настоящее время.

Пластовые железистые силикаты (без глауконита). К фации силикатов относятся те породы, в которых преобладают первичные силикаты — шамозит, гриналит и глауконит, а также породы, в которых при-

сутствуют миннесотаит, стильпномелан и рибекит (вероятно, диагенетического или метаморфического происхождения).

Фация шамозитового железняка является наиболее характерной силикатной фацией после докембрийских железняков. В некоторых районах железняки тесно ассоциируют с лимонитовыми известняками; в других — они ассоциируют с сидеритовыми породами или постепенно переходят в них.

Шамозитовые железняки обычно оолитовые. Шамозитовые оолиты обнаружены, например, в железняках Клинтон (силур) в регионе Аппалачей. Шамозитовые ооиды представлены преимущественно богаты-



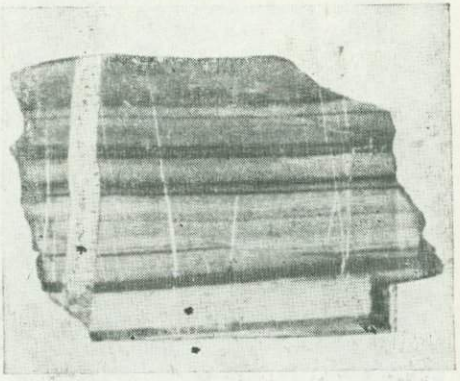


Рис. 11-23. Гриналитовые гранулиты, формация Ганфлинт (докембрий), Онтарио. Скрещенные николи, ×30. По [160].
Гриналитовые гранулы в кремневом матриксе. Гриналит проявляет своеобразную пятнистость, вызванную перекристаллизацией кремня

Рис. 11-24. Сидерит-стильпномелановый железняк, железистые кварциты Ривертон (докембрий), Кристалл-Фолз, Мичиган. Близок к натуральной величине.
Тонкозернистый сидерит (светлый), пересливающийся с пластами стильпномелана (темный)

ми железом септехлоритами с межплоскостным расстоянием 7 Å [258]. Ооиды шамозита, как и ооиды гематита, в качестве ядра содержат обломки раковин; они имеют концентрическое строение и характеризуются крестом погасания. Они ассоциируют с обломками окаменелостей и сцементированы кальцитом. Кроме железняков Клинтон в Северной Америке известны такие отложения, как железняки Уобана (ордовик) на о. Ньюфаундленд [139] и маломощные железосодержащие пласты формации Монтебелло (девон) в штате Пенсильвания [260] (рис. 11-21 и 11-22). Шамозитовые железняки часто встречаются в юрских известняках Великобритании, Франции и Швейцарии.

В докембрийских железистых кварцитах силикаты представлены не шамозитом, а граналитом или каким-либо диагенетическим силикатом: миннесотаитом, стильпномеланом или рибекитом. Джеймс [159] выделил два главных типа силикатных железистых кварцитов. В одних из них силикатный минерал присутствует в виде гранул или оолитов; в других — силикат не зернистый, а обычно тонкослойчатый или листоватый. Особенностью гриналита, как и глауконита, является зернистость. Хотя внутренняя часть некоторых гранул имеет микрокристал-

лический и бесструктурный характер, в других проявляется неясная пятнистость в шлифах (рис. 11-23). Типичные гранулы силикатов имеют диаметр около 0,5 мм и в шлифе имеют форму, приближенную к эллипсу. Они могут быть заключены в матриксе, состоящем из кремня или других силикатных материалов. Ко второму типу силикатных железистых кварцитов — негранулярному — относятся тонкослойчатые или листоватые породы. Характерно то, что мощность этих пропластков может составлять лишь миллиметр или доли миллиметра (рис. 11-24). Величина соотношения FeO/Fe_2O_3 в породах, состоящих из стильпномелана, судя по показателю преломления, указывает на то, что слои, по существу, представлены первичным минералом.

Состав железисто-силикатной фации изменяется в широких пределах главным образом из-за того, что наряду с силикатами, имеющими изменчивый состав, в этих породах присутствуют в различном количестве примеси карбонатов и окислов железа (см. табл. 11-3). Негранулярные железисто-силикатные породы, по-видимому, содержат значительную долю обломочного материала. В молодых отложениях они соответственно описываются как хлоритовые аргиллиты, шамозитовые аргиллиты и т. п.

Силикатные железистые кварциты очень широко распространенный тип железосодержащих осадков. Глауконитовые песчаники и известняки характерны для кембрийских и более молодых отложений. Некоторые из них, такие как зеленые пески Нью-Джерси (мел), на 50% или более состоят из глауконита и содержат 20% или более FeO и Fe_2O_3 (см. табл. 7-11, А, Б и В) и, следовательно, являются в какой-то степени железняками. Содержащие шамозит пласты встречаются в юрских железняках в Великобритании, Франции и Швейцарии. Шамозит — второстепенный компонент силурийских отложений свиты Клинтон и ордовикских (Уобана). Они, по-видимому, не представлены в разрезах района оз. Верхнего, где из железистых силикатов распространены гриналит, стильпномелан и миннесотаит. Гриналит считается первичным; остальные могут иметь диагенетическое или метаморфическое происхождение. Стильпномелан железистых кварцитов (Брокман) в Австралии, по-видимому, образовался из вулканического пепла.

Распространение и распределение железосодержащих осадков

Железосодержащие осадки широко распространены в пространстве и во времени. Наиболее мощные и интересные отложения относятся к докембрию. Многие локальные железистые кварциты архейского возраста (2 500 млн. лет или древнее) переслаиваются с зеленокаменными породами и ассоциируют также с мощными разрезами граувакк и шиферных сланцев. Это так называемые железистые формации типа Киватин [78, 115].

Наиболее эффектные отложения имеют протерозойский возраст, сформировавшиеся преимущественно от 1 700 до 2 500 млн. лет назад. К наиболее известным отложениям этого возраста относятся толщи на островах Белчер, в заливе Ричмонд, у мыса Смит в Лабрадорской впадине в Канаде [74,73] и в районе оз. Верхнего [313, 158, 162], главным образом на территории США. Они формировались в серии бассейнов в течение одного крупного цикла накопления железистых осадков; это происходило, например, в пределах провинции оз. Верхнего на Канадском щите. Также хорошо известны два других протерозойских бассей-

на накопления железистых осадков. Это бассейн Хаммерсли в Западной Австралии и бассейн Трансваальской системы в Южной Африке (303). Первый бассейн длиной более 480 км содержит железистые кварциты (Брокман) мощностью свыше 915 м. Второй бассейн, еще более крупный, содержит одну, а возможно, две железистые формации большой мощности. Трендаллом была опубликована работа [303], в которой приводится сравнение этих двух бассейнов и бассейна Анимики (район оз. Верхнего). Хорошо известны также докембрийские железистые кварциты Кривого Рога, отложения на Индостанском полуострове и в Бразилии.

Весьма возможно, что периоды железистой седиментации представлены в каждом геологическом периоде фанерозойской эры. Например, в Северной Америке железняки известны в кембрийских песчаниках Блисс в Нью-Мексико [167], в ордовикской формации Мейвилл в Висконсине [137], в свите Уобана на Ньюфаундленде [139, 140], в силурийских отложениях Клинтон в Аппалачах [6, 258, 155], в девонских известняках Бойл в округе Бат, штат Кентукки [34], в каменноугольных глинистых железняках и углистых железняках Аппалачского угольного бассейна [280], меловых оолитовых железняках провинции Альберта [211] и в меловых глауконитовых песках, особенно в Нью-Джерси [211] и в Техасе [80].

Очень хорошо известны оолитовые железные руды Минетт (юра) во Франции [45, 47], пласты доггера в Швейцарии [69], железняки Нортгемптон в Великобритании [130, 293]. Этот перечень как докембрийских, так и фанерозойских железосодержащих отложений может быть продолжен. Джеймс [161] опубликовал очень полный и аннотированный табличный материал по этим отложениям.

К каким геологическим структурам приурочиваются железосодержащие осадки и какова связь геологической среды и проблемы седиментации железа? По самым общим соображениям железосодержащие осадки могут быть сгруппированы в два класса: кремневые железосодержащие осадки — железистые кварциты; главным образом докембрийские, и некремневые отложения — железняки, относящиеся по возрасту в основном к фанерозою. Эти отложения можно рассматривать и под другим углом зрения. В одной группе, которую можно назвать оолитовой фацией, железистые минералы встречаются в форме оолитов и гранул и первичные компоненты здесь представлены большей частью окислами железа или закисно-окисными силикатами. Этот материал переслаивается или перемешивается со зрелыми кварцевыми песками, строматолитовыми кремнями, доломитами и в фанерозое обычно ассоциирует с морскими известняками. Нередко встречаются косая слоистость и знаки ряби. Сидерит, если он присутствует, чаще всего имеет диагенетическое происхождение и замещает силикаты или другие карбонаты. Многие железистые кварциты района оз. Верхнего относятся именно к этому типу. Железистая формация Ганфлинт в районе Анимики, в Онтарио, подстилается маломощными конгломератами, залегающими на архейском фундаменте; железосодержащая толща Бивабик в Миннесоте залегает на маломощных кварцитах (Покегама), которые, в свою очередь, лежат на архейском фундаменте. Железистые кварциты Айронвуд в районе Пиноки, в Висконсине, залегают на сверхзрелых кварцитах Палмз, а самый нижний горизонт кремней содержит крупные окатанные зерна кварцевого песка и оолиты. Как отмечалось рядом исследователей, структура многих таких железистых формаций сходна со структурой калькаренитов с оолитами, пелоидами и интракластами,

при это тексты указывают на турбулентную мелководную обстановку [72, 75, 122]. Палеозойские и более молодые железняки также преимущественно оолитовые, при этом оолиты имеют обломочные кварцевые ядра; для отложений характерны косая слоистость и ассоциации с калькаренитами. Зеленые пески представляют собой смесь кварцевых и глауконитовых песков. Наличие окаменелостей в фанерозойских пластах указывает на мелководноморскую обстановку. Нет оснований считать, что докембрийские оолитовые фации были иными.

Вторую группу железосодержащих осадков образует полосчатая фация, в которой железистые минералы представлены чередованием тонких пропластков преимущественно магнетита и железистых си-

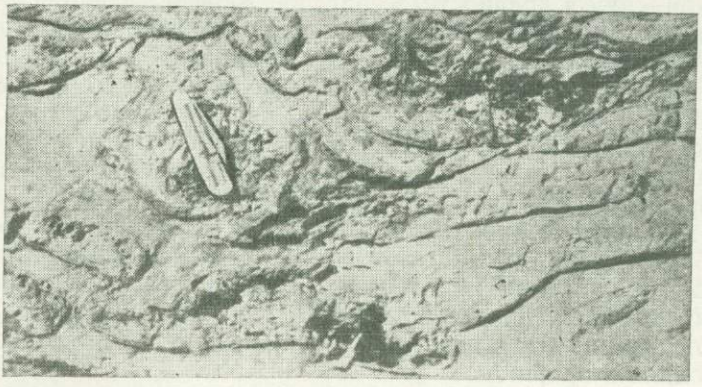


Рис. 11-25. Обнажение железистых кварцитов алгоманского типа (архей), оз. Миннитаки, Онтарио, Канада.
Кремень переслаивается со слоями магнетитсодержащего железистого силиката

ликатов с сидеритом, а в некоторых случаях с пиритом, переслаивающимся с темными аспидными сланцами и пиритовыми глинистыми сланцами. К ним относятся «сланцеватые» железистые кварциты, описываемые в ряде работ (преимущественно силикат-магнетитовые породы), и кремневые сидериты. Породами такого типа являются железистые кварциты Гайаны и района Айрон-Ривер—Кристалл-Фолз и большая часть архейских железняков Алгома [78] (рис. 11-25). Железистые кварциты бассейнов Трансвааль и Хаммерсли [303], по-видимому, также относятся к этому типу. Оолитовые и гранулярные текстуры, как и в окисно-железистой фации, как правило, отсутствуют. Минеральный состав, характер ассоциирующих осадков и седиментационные текстуры свидетельствуют о резко восстановительной обстановке накопления, об угнетенном бассейне, в котором, по существу, отсутствовали следы течений, за исключением брекчий и граувакк, привнесенных оползнями или турбидитными потоками, таких, как, например, «сланцеватая брекчия» или другие распространенные на большой площади или локальные мощные брекчии (олистостромы) в районе Айрон-Ривер [162]; присутствуют в этих отложениях и другие признаки тектонической нестабильности, например, граувакковые дайки.

Это деление на оолитовую, или мелководную (картонную), фацию и на полосчатую фацию, или глубоководную (открытого моря), не исключает присутствия обеих фаций в одном районе, обусловленного су-

щественными изменениями глубины воды. Это аналогично случаю с известняками, когда мы имеем карбонаты как мелководной или платформенной фации, так и глубоководной фации открытого моря.

Происхождение железосодержащих осадков

Происхождение железосодержащих осадков является одним из наиболее спорных вопросов петрологии осадочных пород (рис.11-26). До сих пор не существует приемлемой модели отложения железняков и железистых кварцитов, хотя все основные классы железосодержащих минералов отлагаются и в настоящее время, и изучение процессов, ведущих к их формированию, может дать ключ к разгадке происхождения крупных скоплений в древности. Сернистое железо в современных условиях обнаружено в некоторых черных илах, отложившихся в сильно восстановительной среде. Сидерит является компонентом некоторых болотных железных руд в озерах и болотах. Глауконит, очевидно, образуется в настоящее время в Монтерей-Бей, Калифорния [103, 104]. Окислы железа накапливаются в современных озерах и болотах, в латеритовых почвах тропиков (местами пизолитовые) и в виде оолитов на дне Северного моря [235]. Ни одно из этих скоплений по масштабу не сопоставимо с отложениями древних геологических разрезов, как несопоставимы по объему современные отложения кремня или эвапоритов со скоплениями этих же материалов в геологическом прошлом. Однако современные отложения свидетельствуют о том, что возможны перенос железа и отложение его в виде сульфидов, силикатов или окислов, как это происходило в прошлом.

Хотя можно считать общепринятым мнение о том, что обогащенные железом осадки являются химически осажденными породами (если не учитывать влияния биологического фактора, вероятно, в случае с сульфидами и окислами), существуют большие разногласия относительно химической обстановки их осаждения, их палеогеографического значения и источника поступления железа. Две господствующие точки зрения по вопросу об источнике железа можно кратко выразить так: с н и з у и с в е р х у [226]. Согласно первой концепции, железо (и кремнезем кремневых отложений) образовалось из вулканического источника либо в результате эксгаляций — пара и вулканических вод, либо при выпадении вулканического материала при подводных извержениях. Эта точка зрения, ранее сформулированная Ван-Хайзом и Лейтом [313] и поддержанная Олдричем [2] и другими [64], получила новое подтверждение в работах Тантона [289], Гилда [127, 128], Гудвина [113, 114, 115], Офтедала [226], Хардера [132], Трендалла [302] и Ла Бержа [180, 181]. Другая концепция, вероятно более актуальная, допускает, что извлечение, перенос и концентрацию железа из смежных материковых областей могли обеспечить поверхностные процессы. Эту точку зрения, ранее высказанную Грюнером [124], Муром и Мейнардом [216], в последние годы защищают Сакамото [250], Джеймс [158, 159, 161], Уайт [321], Александров [3], Хаф [150], Хьюбер [153], Лепп и Голдич [186] и Говетт [116]. Недавно Борхерт [24] предложил теорию «и з н у т р и», предусматривающую внутрибассейновое перераспределение железа в результате диагенетического процесса сегрегации — точка зрения, близкая к высказанной Кайе [45, 46], считавшим железняки продуктом диагенетических изменений первичных известковых отложений.

Обращение к вулканизму как к источнику железа (и кремнезема) диктуется предполагаемым несоответствием масштабов обычных процес-

сов объемам поставляемого и переносимого железа. Свидетельством в пользу вулканических источников служит предполагаемая тесная связь во времени и в пространстве осаждения железа и вулканизма. Существуют неоспоримые примеры переслаивания железистых кварцитов и вулканических пород и даже в отдельных случаях реликтовой оскольчатой структуры в некоторых стильпномелановых пластах, что дает основание предполагать образование этого минерала в результате выпадения богатого железом вулканического пепла [180]. Большая часть более поздних железистых кварцитов и многие (если не большинство)

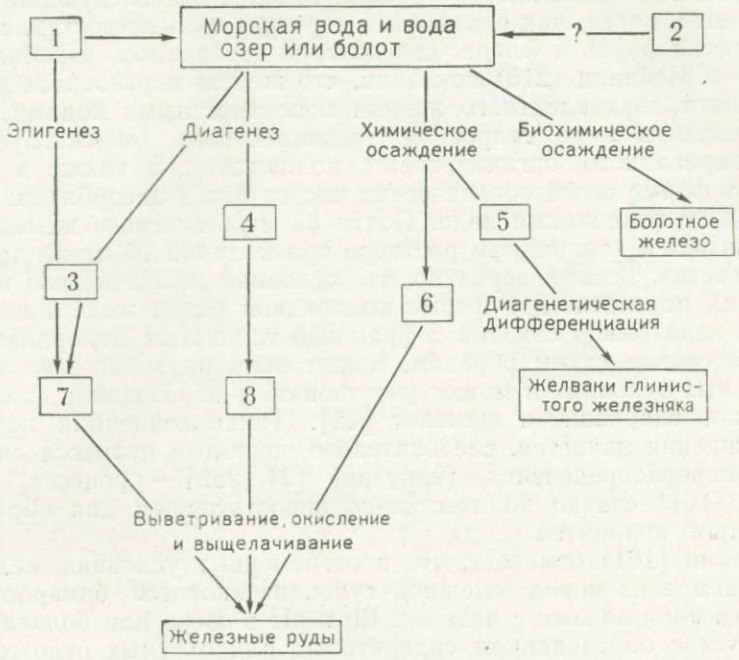


Рис. 11-26. Происхождение железосодержащих осадков.

1 — вадозное железо; *2* — вулканогенное железо; *3* — замещение известняков; *4* — реакция с глинистыми илами; *5* — железистые илы; *6* — пластовые железистые сульфиды, карбонаты, окислы, силикаты; *7* — железняки замещения; *8* — железистые силикаты, включая глауконит

докембрийские осадки не встречаются вместе с вулканическими породами того же возраста. Если можно доказать, что поверхностные процессы в состоянии обеспечить поступление железа (и кремнезема), тогда не будет необходимости связывать его с вулканизмом.

Как отмечали Грюнер [124], Джилл [108] и Джеймс [159], содержание железа и кремнезема в водных потоках в тропических и субтропических регионах достаточно высокое, чтобы обеспечить отложение железистых кварцитов. Как отмечал Грюнер [124], Амазонка при содержании железа в воде 3 мг/л способна перенести 1 940 000 млн. т железа за 176 000 лет, количество, примерно равное содержанию в формации Бивабик в Миннесоте.

Перенос железа также представляет собой проблему. Необходимы какие-то способы выделения железа из почвы, переноса его на место отложения и отделения его от других материалов, которыми оно было соединено,— кластических обломков и известковых отложений. Соединения окисного железа обычно нерастворимы; окислы и гидроокислы же-

леза имеют тенденцию накапливаться в почве и при некоторых условиях образуют латеритовые отложения,— нерастворимый остаток при выветривании. Несмотря на легкую растворимость солей закисного железа, таких как $Fe(HCO_3)_2$, они неустойчивы в присутствии кислорода и склонны к гидролизу и осаждению. Учитывая эти соображения, некоторые авторы для объяснения широкого переноса и осаждения сидеритового железа в докембрии предполагают существование восстановительной атмосферы (например, [308]). Такая крайняя точка зрения представляется ненужной, так как железо переносилось и отлагалось с образованием железняков в морских водах и в последующие геологические эпохи, когда, как показывает изучение окаменелостей, существовала богатая фауна и флора, для которой требовалось аэробная среда.

Мур и Мейнард (216) показали, что железо переносится не в виде бикарбоната двухвалентного железа поверхностными водами, а преимущественно в виде гидрозоля трехвалентного (окисного) железа, стабилизированного органическими коллоидами, а также в меньшей степени в форме солей органических кислот или в адсорбированном органическими коллоидами виде. Почти 36 мг/л окисного железа может удерживаться в коллоидном растворе при наличии 16 мгм/л органического вещества. Весьма вероятно, что основная масса железа в настоящее время переносится в форме коллоидной окиси железа и большая часть ее неразрывно связана с фракцией глинистых минералов. Железо, перенесенное таким образом, может быть высвобождено в восстановительных условиях и может участвовать в образовании таких минералов, как глауконит и шамозит [42]. Такая концепция переноса и высвобождения является, следовательно, аспектом процесса диагенетического перераспределения (изнутри) [24, 282] — процесса, который Джеймс [161] считал количественно недостаточным для образования железистых кварцитов.

Джеймс [161] отмечает, что в современных условиях железо, выщелачиваемое из пород смежной суши, переносится бикарбонатными грунтовыми водами с низкими Eh и pH в озера или болота, где оно осаждается с образованием сидеритовых или окисных отложений. Он считает, что с помощью этого механизма, действующего в более крупном масштабе, железо переносилось в до какой-то степени ограниченные бассейны прошлого и осаждалось в соответствии с превалировавшими условиями Eh и pH. Предполагается, что грунтовыми водами переносился кремнезем, за счет которого образовалась кремневая формация в бассейне оз. Магади в Центральной Африке [86]; этот механизм предполагается даже для бассейнов накопления железосодержащих осадков докембрия [87]. Этот механизм мог действовать во время осаждения фанерозойских железняков, но Джеймс считал, что для процессов таких масштабов и огромного объема кремня в докембрийских отложениях требуется другой способ образования.

Неясно, существует ли вообще проблема переноса железа, поскольку, как отмечал Джеймс [159], для скопления железистых кварцитов необходима только выдержанность химических условий, регулирующих их осаждение; ни повышенная концентрация, ни избыточное количество железа в водах в данное время не нужны. Аномальное скопление известкового карбоната на Багамских банках является продуктом локализованного химического (и биохимического) осаждения из морской воды, в которой содержание кальция очень мало отличается от содержания его на участках, где не происходило отложения этого элемента. Для широко распространенных отложений кремнистого ила на

дне моря не требуется ни необычный источник, ни аномальная концентрация кремнезема. Железо присутствует в океанических водах и может вступать в реакции с образованием глауконита. Так происходило в меловое время, когда образовались пласты зеленого песка мощностью 12 м в Нью-Джерси. Нет оснований считать, что силикаты железа (гриналит или шамозит) не накапливались в прошлом, поскольку гла-

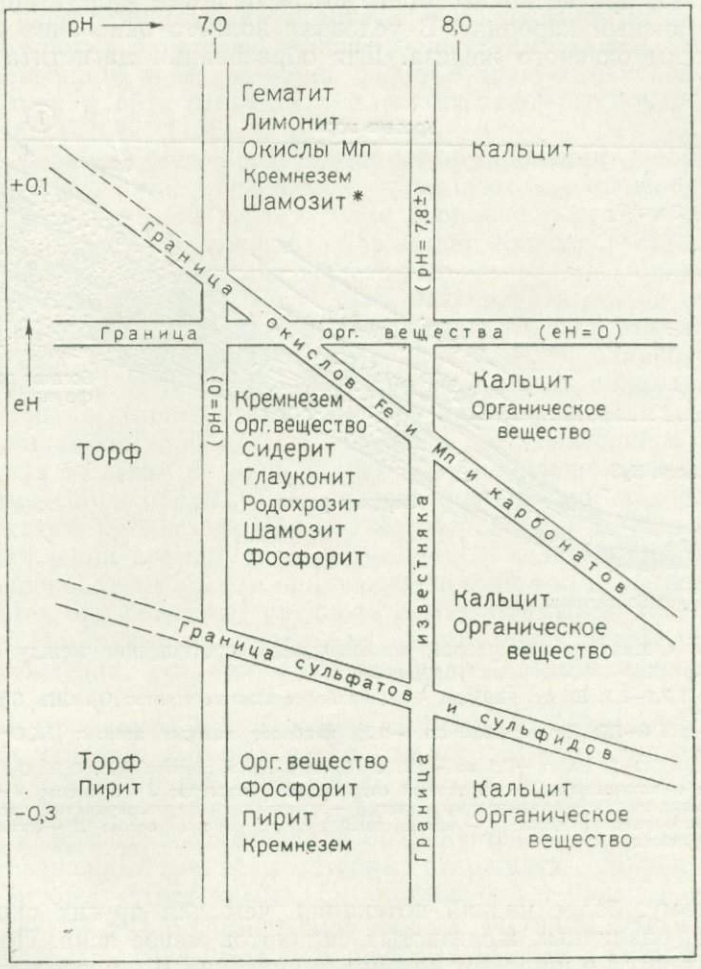


Рис. 11-27. Химическая классификация некластических осадков (эвапориты не включены), основанная на Eh и pH. По [176].

* Шамозит здесь представляет осадочные железистые силикаты

уконит накапливается в настоящее время в пласты мощностью от 12 до 120 м, если геологически стабильная обстановка сохранялась достаточно долго.

Форма, в которой о с а ж д а е т с я железо, даже в виде карбоната закисного железа, является функцией местных условий аккумуляции, а не способа п е р е н о с а железа. Местные восстановительные условия, несмотря на кислородную атмосферу, в настоящее время широко распространены и даже известно образование сульфида закисного железа

в этих условиях. Состав осажденного железа зависит от окислительно-восстановительного потенциала (Eh). Эксперименты, проведенные Кастеньо и Гаррелсом [43, 152, 176], и геологические наблюдения показывают, что стабильность некоторых железосодержащих минералов больше зависит от окислительно-восстановительного потенциала, чем от водородного показателя (pH) среды, с которой они контактируют (рис. 11-27). При наиболее низком потенциале образуется только сульфид железа, при несколько более высоком потенциале стабильным является закисный карбонат. В условиях полного окисления образуются гидроокислы окисного железа. Для образования магнетита требуется,

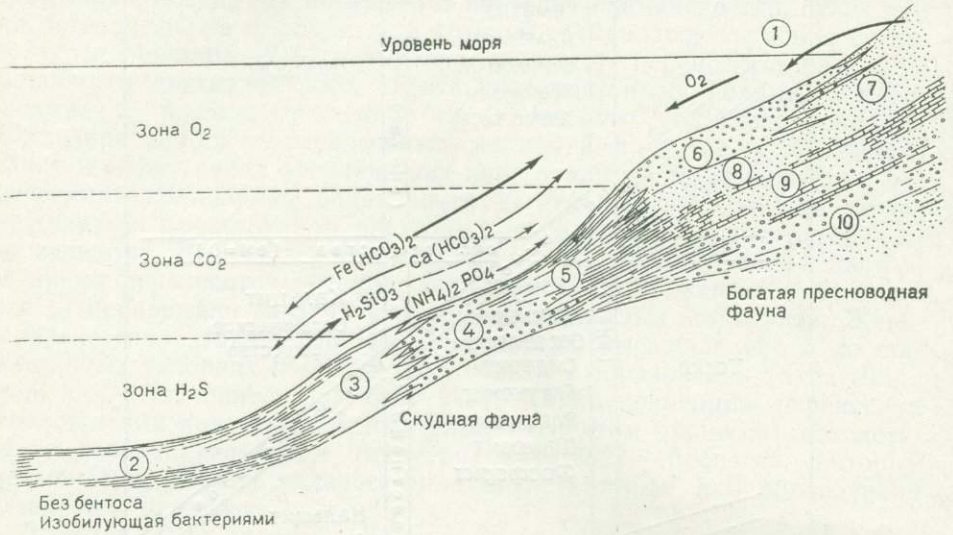


Рис. 11-28. Схематический разрез, показывающий соотношение между фациями железняка и физико-химическими условиями.

Зона O_2 — pH 7,2—8,5; Eh от +0,05 до +0,4; наиболее важные агенты: O_2, CO_2, Cl^{-1}, SO^{-2}_4, CO^{-2}_3, HCO^{-1}_3, NO^{-1}_3.
Зона CO_2 — pH 6—7,5; Eh от +0,05 до —0,2; наиболее важные агенты: HCO^{-1}_3, Cl^{-1}, SO^{-2}_4, PO^{-3}_4, NO^{-1}_2.
Зона H_2S — pH 7,2—9; Eh от —0,2 до —0,5; наиболее важные агенты: H_2S, $C_xH_yO_2$, C_xH_y, NH_4OH.
1 — обломки с континента; *2* — пиритовый сапропелевый мергель; *3* — кремень; *4* — шамозит; *5* — глинистый железняк; *6* — лимонитовый оолит; *7* — известковый крупнозернистый песок; *8* — глауконитовый тонкозернистый песок; *9* — лимонитовый крупнозернистый песок; *10* — лимонитовый оолит и крупные обломки

по-видимому, более низкий потенциал, чем для других окислов. Стабильность различных железистых силикатов менее ясна. По-видимому, они образуются в широком интервале значений Eh, поскольку в них отмечается различное соотношение FeO/F_2O_3. Согласно Теодоровичу [50], хлориты железа образуются в нейтральной зоне, тогда как для образования глауконита требуется слабоокислительная обстановка.

Встречающиеся в природе ассоциации (минеральные фации) подтверждают экспериментальные данные и теоретические построения. Сульфиды встречаются в чистом виде или в ассоциации с сидеритом; силикаты ассоциируют с сидеритом и магнетитом; окислы встречаются или сами по себе, или с силикатами (как в случае магнетита). Окислам (и некоторым силикатам, таким как глауконит) присущи такие особенности, как оолиты и гранулы и ассоциация с зернами кварцевого песка, которые указывают на турбулентность — условие, более вероятное в аэробной, чем в анаэробной среде. Отсутствие этих признаков или ас-

социаций в сульфидных либо карбонатных фациях явно указывает на то, что фации окислов и силикатов не являются простыми диагенетическими модификациями сульфидов и карбонатов; это также свидетельствует о том, что сульфиды и карбонаты были образованы в совершенно разных фациальных условиях. Ряд исследователей показали связь между несколькими фациями железняков и физико-химическими условиями [23, 282, 161]. Пока не создано полной схемы основных фаций, латерально переходящих одна в другую, как показано на рис. 11-28, однако для многих площадей выявлены частичные схемы, заключающиеся в изохронном переходе одной фации в другую: окислов в шамозит в Клинтоне [155], гематита в магнетит, силикат и карбонат на участке Уобаш-Лейк [106].

Трудно оценить роль организмов в формировании железняков и кремней. Хотя известно, что бактерии участвуют в осаждении железа, нет точных доказательств того, что они играли определяющую роль в формировании железосодержащих формаций. Хардер [131] связывал многие отложения гидроокислов железа с деятельностью бактерий. Хотя некоторые болотные руды могут быть бактериальными по происхождению и некоторые сульфиды железа являются продуктом деятельности сульфатовосстанавливающих бактерий [10, 102], однако бактерии не осаждают железистые карбонаты или железистые силикаты. А, поскольку главными компонентами наиболее крупных железосодержащих отложений являются карбонаты и силикаты, роль бактерий в формировании богатых железом осадков может быть довольно незначительной.

Как отмечено в предыдущем разделе, радиолярии и другие организмы осаждают кремнезем. Неясно, какую роль они играют (если играют) в осаждении кремня, ассоциирующего с железистыми кварцитами. В этих породах не было обнаружено неоспоримых радиоляриевых остатков, хотя они содержат предполагаемые примитивные водорослевые формы. По-видимому, кремневые строматолиты имеют органическое происхождение, но, какую роль играют водоросли в осаждении кремнезема, неясно.

Главной проблемой в осаждении железа, по-видимому, является определение условий, которые позволяют осаждаться соединениям железа, но препятствуют осаждению извести и замедляют привнос кластических осадков в бассейн осадконакопления. Отсутствие или малый объем кластического материала объясняется, если рельеф местности очень сглаженный или если материал отложился где-либо еще, т. е. если бассейн был «угнетенным». Отсутствие окиси кальция, вероятно, связано с низким PH. Седиментация железа частично отмечена в прибрежных зонах, где вода была солоноватая или по меньшей мере более пресная, чем в открытом море [155].

Большие дискуссии велись по вопросу об установлении природы бассейна отложения. Многие железняки были образованы в близких к морским, если не полностью морских условиях, на что указывают содержащиеся в них окаменелости. По некоторым из них предполагается, что докембрийские полосчатые железистые кварциты отложились в совершенно пресноводном озере [150]; этот вывод объясняет механизм образования ритмического залегания различных железистых минералов и кремня. Переслаивание объяснялось сезонными перемешиваниями озерных вод, в которых кремнезем осаждался в нижних более кислых слоях воды в летнее время, а железо осаждалось в зимнее время, когда озерные воды перемешивались и становились насыщенными кислородом. Сакамото [250] также объяснял слоистость сезонными изме-

нениями химического состава вод, при этом железо осаждалось в сухой период, а кремнезем отлагался в сезон дождей. Большинство исследователей, однако, ратуют за морские условия, несколько ограниченные или изолированные от открытого моря барьером [159]. Происхождение ритмичности кремневых слоев удовлетворительного объяснения пока не получило. Подобная ритмичность обнаружена также в кремнях верхнемеловой толщи в Англии, в пластовых кремнях она считается результатом диагенетической сегрегации [64].

Диагенез железосодержащих осадков

Наиболее трудно выявить и объяснить постседиментационные изменения, происходящие с железосодержащими осадками. Диагенетическая перестройка, метаморфизм и выветривание — все это вызывает заметные изменения минерального состава и структуры.

Признаки замещения — сидерит, замещающий окаменелости, гематитовая руда, содержащая окаменелости, и т. п. — свидетельствуют о том, что железо, мигрируя, легко замещает карбонат кальция. Важное значение таких замещений было ранее отмечено Кайе [46, 45, 47] и позже подчеркнуто Деверином [69]. Процесс сидеритизации был широко распространен в железняках Нортгемптон [293]. Исследования Кайе, в частности, привели его к заключению, что железняки, по существу, являются продуктом метасоматического замещения, и к отказу от теории прямого осаждения. Шамозитовые ооиды были объяснены как замещение криноидных и других обломков раковин. Деверин допускал образование ооидов в одном месте и отложение их в другом. Согласно Кайе, первоначальный или первичный кальцит превратился в сидерит, который, в свою очередь, был замещен хлоритом (шамозитом). Последующее окисление приводит к образованию лимонита или даже магнетита и гематита. Эта последовательность замещений непостоянна. Деверин, например, отмечал, что сидерит часто замещает шамозит и что в некоторых породах гематит непосредственно замещает кальцит. Джеймс [159] заметил, что диагенетические реакции обычно протекают в сторону более низкого Eh, например, сидерит замещает глауконит. Поровые воды, в которых происходят такие реакции, характеризуются бо́льшим восстановительным потенциалом, чем воды над границей раздела осадок — вода. Изменения в процессе выветривания происходят в обратном направлении, что требует более высокого Eh.

Халлимонд [130] и большинство других исследователей, изучавших железняки, считают, что от теории метасоматического происхождения различных фаций железняка необходимо отказаться. Халлимонд отметил присутствие неизмененных кальцитовых раковин в сидеритовом матриксе. В других случаях наличие сидеритизированных раковин и известковых галек, обнаруженных в основной массе кристаллического кальцита, объяснялось тем, что сидеритизация происходила на морском дне. Стратиграфическая выдержанность железосодержащих пластов, разнообразие фаций железистых кварцитов, сохранение тонких осадочных текстур и структур, присутствие пород каждой фации в виде обломков во внутриформационных брекчиях и кластических дайках — все это делает гипотезу происхождения железистых кварцитов в результате последовательного замещения маловероятной [158].

Проявления замещения (сидеритизированные окаменелости и т. п.), рассмотренные выше, следует поэтому рассматривать как доказательства более позднего преобразования: в большинстве случаев

раннедиагенетического и в отдельных случаях метаморфического. Считается, что сидерит особенно подвержен растворению и переотложению, поскольку сидеритовые сферолиты и сидеритовые метакристаллы (см. рис. 11-21) обнаруживаются в различных силикатных формациях и в виде замещения окаменелостей в известковых железняках.

Процессы выветривания и метаморфизма могут вызвать глубокие изменения в железосодержащих формациях. Это особенно справедливо для формаций района оз. Верхнего, где первичные железистые минералы окислены и превращены в лимонит или гематит и где кремнезем (главным образом кремень) был удален «массовым» выщелачиванием, что превратило породу в руду. В результате метаморфизма первичная порода превратилась в сложную грюнерит-магнетитовую породу. В рамках данной книги невозможно рассмотреть ни образование массы окисной руды, ни продукты метаморфизации этих формаций. По этому вопросу следует обращаться к оригинальным работам [185, 160, 192, 99].

Глауконит

Глауконитсодержащие осадки тесно связаны с силикатными железистыми кварцитами, хотя некоторые его накопления содержат достаточно глауконита, чтобы считать их железистыми кварцитами, реже содержание железа в них поднимается до уровня железных руд. Глауконит наиболее широко распространен по сравнению с другими железосодержащими силикатами и, следовательно, чаще встречается. Поэтому он заслуживает особого рассмотрения.

Как было отмечено, глауконит представляет собой диоктаэдрический микрокристаллический минерал, богатый железом и калием. Несколько структурных типов его были описаны Берстом [36, 37]. Примерно $^1/_2$ глауконитовой молекулы представлена кремнеземом, $^1/_4$ — окислами железа, $^1/_{10}$ — окисью алюминия и окисью магния, $^1/_6$ — окисью калия и водой. Он образует гранулы, приблизительно эллиптической формы в разрезе, диаметр которых в среднем составляет 0,5 мм. Они не имеют четко выраженной внутренней структуры; однако они характеризуются многолопастными контурами и в некоторых случаях внутренними трещинами усыхания. Невооруженному глазу гранулы представляются блестящими, зелеными и зеленовато-черными, а в шлифе они от светлых зеленовато-желтых до травяно-зеленых (желто-бурые, если окислены). Как исключение, глауконит образует оболочку или корочку вокруг зерен коллофана, кварца, полевых шпатов, слюды или даже тяжелых минералов [121].

Глауконитовые гранулы встречаются во многих богатых кварцем песчаниках (см. рис. 7-25); несмотря на то что они обнаружены в некоторых полевошпатовых песчаниках, они, по-видимому, нехарактерны для граувакк. Их находят также в некоторых разновидностях калькаренитов и доломитов (см. рис. 10-6). Следовательно, гранулярный глауконит, вероятно, отлагался в обстановке перемешивающихся течений. Считается, что тонкоразмельченный и рассеянный глауконит встречается в некоторых глинистых сланцах. Современные представления о геологии и распределении глауконита были обобщены Хаддингом [129], Клаудом [57] и др. [109, 257, 103, 104, 284]. Минералогия глауконита исследовалась Грюнером [125], Берстом [36, 37], Хоуером [151] и Бентором и Кастнером [18]; геохимические данные были обобщены Джеймсом [161].

Зеленые пески и «глауконитовые мергели» являются наиболее важными из содержащих глауконит осадков. Термин *зеленые пески* применяется для обозначения неуплотненных богатых глауконитом песков. При рассмотрении под лупой видно, что лучшие зеленые пески состоят полностью из глауконита, менее 1% осадка представлено зернами кварцевого песка. Но чаще кварц является доминирующим компонентом, составляющим половину или более всего осадка. Цвет песков, состоящих преимущественно из глауконита, темно- или светло-зеленый; смешанные пески имеют пеструю окраску («соль с перцем»); при окислении зерна приобретают красный или бурый цвет.

Зеленые пески преобладают в каменноугольных и эоценовых пластах Прибрежной равнины Востока США, особенно Нью-Джерси и Делавэра [11, 204]. Хотя мощность отдельных пластов редко превышает 7,6 м, по площади они распространены широко и потенциально являются крупным источником получения калия (а также железа и фосфора). Зеленые пески широко представлены в отложениях нижнего мела [240] и в кембрийских песчаниках [129] в Европе. Кембрийские породы долины верхнего течения р. Миссисипи также являются глауконитсодержащими, как и кембрийские породы штата Миссури [4], гор Арбакл в Оклахоме и Гранд-Каньоне. Докембрийские глауконiты, хотя и не являются широко распространенными, известны в отложениях серии Белт в Канаде [219] и в песчаниках Виндхиан полуострова Индостан [12]. Глауконит, по-видимому, образуется в морских условиях и в настоящее время. Он был обнаружен драгированием в водах на глубине от 336 до 550 м [222] и в сравнительно мелких водах: на глубине 9—110 м [103, 104]. Глауконит драгирован с Атлантического шельфа и континентального склона от мыса Гаттерас до Флориды (США) с глубин от 30 до 800 м и более [82].

Много литературы написано на тему о происхождении глауконита. Геологические аспекты проблемы были рассмотрены Клаудом [57], который пришел к выводу, что глауконит образуется только в морских водах нормальной солености; необходимы слабовосстановительные условия (слабоокислительные, согласно Чилингару [51]); его образованию способствует органическое вещество; он характерен в основном для интервала глубин от 18 до 730 м; накапливается только на участках медленного осадконакопления; образуется преимущественно из слюдистых минералов или донных илов, обогащенных железом. Установлено, что глауконит образуется в результате преобразования глинистого выполнения фораминиферовых раковин [57]. Как отмечали Хаддинг [129] и др., место образования может не совпадать с местом аккумуляции. Какая-то часть глауконита перерабатывается и переносится.

Галлихер [103, 104] сделал вывод, что глауконит образовался по биотиту в процессе подводного выветривания. Он наблюдал серию переходных зерен, на которых можно было проследить процесс трансформации. Он заметил, что обогащенные биотитом пески прибрежных участков переходят дальше от берега в морские смешанные глауконито-слюдистые алевритовые пески, а те, в свою очередь, с глубины 180 м переходят постепенно в глауконитовые илы. Грюнер [125] показал, что расположение ионов и структура элементарных ячеек глауконита и биотита очень сходны, если не идентичны, так что переход биотита в глауконит не сопровождается большими изменениями.

Несмотря на то что наблюдения Галлихера были подтверждены наблюдениями в других местах [81], многие глауконiты, по-видимому,

не образуются из слюды [4]. Такахаши [284] говорит, что «...глауконитизация является одним из процессов подводного метаморфизма, ведущих к образованию минерального глауконита. Это явление известно только в морских осадках, которые образовывались в анаэробных или восстановительных условиях. Обычно процесс протекает в присутствии сульфида железа, хотя последующие преобразования могут привести к концентрации глауконита в песчаных отложениях и при отсутствии сульфида железа». В заключение Такахаши говорит, что «...глауконит, по-видимому, образовался в морских условиях в процессе гидратации кремнезема и последующей абсорбции оснований и потери окиси алюминия. Глауконит может формироваться из многих исходных материалов, таких как фекальные пеллеты, глинистые вещества, заполняющие полости фораминифер, радиолярий и раковин других морских организмов, а также из силикатных минеральных веществ, например вулканического стекла, полевых шпатов, слюды или пироксена. Присутствие органического вещества, по-видимому, способствует образованию глауконита. В соленой воде «...материнские породы в процессе глауконитизации теряют окись алюминия, кремнезем и щелочи, за исключением калия, и приобретают окисное железо и поташ. Таким образом, присутствие морской воды является, по-видимому, существенным обстоятельством...»

Интересен тот факт, что шамозит и глауконит обычно взаимоисключают друг друга. Хантер [155] заметил, что шамозитсодержащие железняки в Клинтоне в направлении к центру бассейна переходят в глауконитовые осадки. Редкое совместное залегание этих двух минералов было объяснено переотложением глауконита или в других случаях формированием этих двух минералов в различное время и в различных окислительно-восстановительных обстановках [51]: глауконит — в слабоокислительных условиях, а шамозит — в более восстановительной обстановке.

Фосфориты и другие фосфатные осадки

Введение

Почти все осадки содержат фосфор в небольших количествах; некоторые — очень много. Тогда они называются фосфатными, например фосфатный известняк или фосфатные глинистые сланцы. Средний глинистый сланец, например, содержит 0,17% P_2O_5, средний известняк — 0,04% [55]. Большинство фосфатов присутствует в органических скелетных структурах, особенно в скелетах определенных фосфатных брахиопод, ракообразных, в скелетах и зубах позвоночных [56]. Содержание фосфатов в осадках довольно изменчиво и в некоторых из них аномально высокое; например, некоторые известняки могут содержать несколько процентов P_2O_5.

Породы, содержащие более 19,5% P_2O_5 (почти 50% «апатита»), определяются как фосфориты; если они содержат более 7,8% P_2O_5 (почти 20% «апатита»), то их называют фосфатными [62]. Однако большинство исследователей склонны характеризовать породы как фосфатные, если содержание P_2O_5 на один или два порядка выше, чем в обычном осадке. Фосфориты могут содержать достаточно мало минеральных примесей. Однако в некоторых из них фосфатные минералы цементируют обломочные минералы; фосфатные компоненты могут также смешиваться и с другими материалами.

Принимая во внимание то, что термин фосфорит используется для тех осадков, в которых фосфатный минерал — основной компонент, для обозначения фосфорсодержащих пород применяются такие термины, как фосфатная порода, пластовой фосфат и т. п. Делаются различия также между теми породами, которые были первоначально фосфатоносными, и теми, которые были фосфатизованы гораздо позже. Некоторые известняки, например, были изменены под действием фосфатсодержащих растворов и превратились в фосфатные породы точно так же, как изменяются известняки под действием вод,

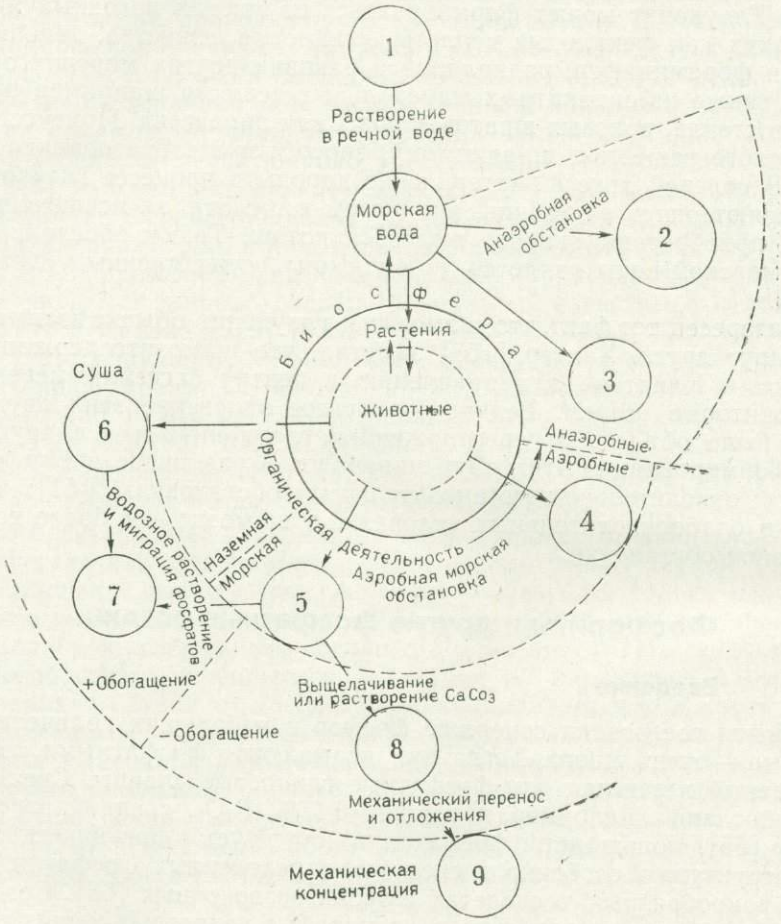


Рис. 11-29. Цикл фосфора.

1 — фосфаты (апатит) изверженных пород; *2* — «первичное» фосфатное замещение известковых илов; *3* — фосфатные желваки, «гальки»; *4* — костеносные слои; *5* — фосфатный известняк; *6* — гуано; *7* — фосфатизированные известняки; *8* — остаточный фосфат; *9* — галечный фосфат

содержащих кремнезем, и становятся окремнелыми. Такое же разграничение проводится обычно между осадками, содержащими фосфатные желваки, желваковыми фосфатами и пластовыми фосфатами — разграничение, аналогичное выделению желваковых и пластовых кремней. Термин остаточный фосфат применяется к поверхностным скоплениям нерастворимого фосфатного материала, оставшегося после растворения известняка, в котором он был когда-то

рассеян. Эти отложения являются аналогом скоплений остаточного кремня и, подобно кремневым галечникам, являющимся остаточными образованиями, переработанными потоками, выделяются галечниковые фосфаты, образованные таким же способом. Особым типом фосфатных скоплений, не имеющим кремневых аналогов, является гуано, которое представляет собой преимущественно скопления экскрементов птиц, встречающихся на некоторых засушливых островах восточной части Тихого океана и Вест-Индии. Костяные брекчии, или костяной фосфат, являются другими типами органических остаточных образований, которые, как можно понять по названию, представляют собой скопления костей позвоночных (обычно рыб), по объему достаточные, чтобы составить пласт, а следовательно, и залежь фосфатов.

В итоге рассмотренная терминология дает возможность предложить обычную генетическую классификацию:

Органические остатки — костяные брекчии.
Органические экскременты — гуано.
Метасоматический фосфат — фосфатизированный известняк.
Остаточный фосфат.
Переотложенный фосфат — галечниковые фосфаты.
Фосфатные стяжения — желваковые фосфаты.
Пластовой фосфат — фосфорит, фосфатная порода и т. п.

Большинство этих отложений, за исключением последнего класса, образуют мелкие, локальные скопления (рис. 11-29).

Минералогия и химический состав

Многочисленные исследования показали, что состав фосфоритов сложен [182, 254, 244, 245, 143, 38, 197]. Мак-Коннел [197] перечислил 38 фосфатных минералов, известных в фосфатсодержащих породах; многие из них встречаются редко. Минеральные компоненты фосфоритов трудно исследовать из-за их скрытокристаллического характера (субмикроскопических размеров кристаллов) и из-за примеси в них тонких включений. Изучение кристаллического строения показывает, что распространенным является изоморфное замещение; это объясняет, почему минеральный состав фосфоритов охарактеризован и истолкован недостаточно. Термин коллофан [24], применяемый к этому комплексу минералов, вероятно, обозначает не настоящую разновидность минерала, а служит только подходящим названием для группы родственных минералов.

Наиболее распространенными компонентами являются фосфаты кальция, особенно несколько разновидностей апатита:

фторапатит, $Ca_{10}F_2(PO_4)_6$;
хлорапатит, $Ca_{10}Cl_2(PO_4)_6$;
гидроксилапатит, $Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$;
оксиапатит (вёлькерит), $Ca_{10}(PO_4)_6$;
карбонатапатит, $Ca_{10}CO_3(PO_4)_6$.

Общая формула может быть выражена следующим образом: $Ca_{10}(PO_4, CO_3)_6(F, Cl, OH)_2$. Строение апатита благоприятствует широкому развитию замещений второстепенных компонентов [196]. Например, VO_4, As_2O_4, SO_2, SO_4 и CO_3 могут замещать эквивалентное количество PO_4; место F может быть частично или полностью занято F, Cl или OH: а незначительные количества Mg, Mn, Sr, Pb, Na, U, Ce и Y и других редких земель могут замещать Ca. Эти замещения объяс-

няют, почему в фосфатах содержится повышенное количество таких элементов, как ванадий и уран, и объясняют, почему их залежи вызывают глубокий интерес и в атомный век.

Апатит — первичный минерал, но несколько других минералов часто встречаются в отложениях, сформировавшихся в процессе выветривания фосфатной породы и гуано [199].

Карбонатфторапатит большинства морских фосфоритов состоит из микрокристаллических частиц, размер которых составляет 1 или 2μ, характеризуется слабым двупреломлением и в отличие от тонкозернис-

Таблица 11-5

Химический состав фосфатных осадков и желваков

Компоненты	А	Б	В	Г
SiO_2	0,46	11,70	36,65	1,21
TiO_2	—	—	0,16	—
Al_2O_3	0,97	4,11	1,02	1,30
Fe_2O_3	0,40	3,75	1,77	8,36
FeO	—			—
MnO	—	—	0,04	—
MgO	0,35	0,84	0,50	0,10
CaO	48,91	40,96	29,43	40,38
Na_2O	0,97	—	1,01	Сл.
K_2O	0,34	—	0,47	Сл.
H_2O^+	1,34	3,65**	3,14[3*]	—
H_2O^-	1,02	—		3,02
P_2O_5	33,61	23,54	17,14	21,44
CO_2	2,42	10,64	5,19	9,20
SO_3	2,16	1,39	1,48	Нет
Cl	Сл.	—	—	Сл.
Fe	0,40	—	2,08	1,52
S	0,40	—	0,05[4*]	—
Органическое вещество	Н.д.	—	0,58[5*]	0,37
Сумма	95,97*	100,18	99,25	100,14[5*]

* Включает 2,62% «нерастворимого» остатка.
** Прокаливание.
[3*] Включает «органическое» вещество.
[4*] FeS_2.
[5*] Углерод.
[4*] Включает 13,24% «нерастворимого в HCl материала».

А. Фосфатный пласт, формация Фосфория (пермь), Коквилл, Вайоминг, США. Аналитик Дж. Стайгер [54].

Б. Фосфатный желвак со дна моря, глубина 3475 м. Аналитик К. Клемент [222]. Пересчитанные данные отдельных анализов растворимой и нерастворимой частей.

В. Верхний фосфоритовый пласт (сеноман), Брянск, СССР [38].

Г. Оолитовые фосфаты, формация Модело (миоцен), Калифорния, США. Аналитик Дж. Фэрчайлд [148].

того кремня «точечным» погасанием. Цвет минерала изменяется от янтарного до черного. Обычно он состоит из пеллет и оолитовых образований, которые в некоторых случаях окружены полосчатыми зонами кристаллических волокон. Многие фосфатные скелетные зерна состоят из светло-желтого или бурого изотропного материала. В других проявляется слабое неправильное двупреломление, обусловленное, вероятно, ориентировкой мелких кристаллов.

Химический анализ фосфоритов показывает, что они состоят главным образом из водного трикальцийфосфата с изменяющимся количеством карбоната кальция и фторида. Из-за примесей нефосфатных ма-

териалов, таких как кальцит, доломит или халцедон, присутствующих в виде цемента, а также обломочных примесей, в частности кварца и глины, результаты анализа значительно колеблются (табл. 11-5).

В фосфорите обычно содержатся углеводороды, обусловливающие неприятный запах, возникающий при ударе по фосфориту молотком.

Петрология

Большинство пластовых первичных фосфатов имеет черный цвет. Даже так называемые «бурые» фосфаты Теннесси включают черные участки. Вторичные скопления, образованные атмосферными водами, наоборот, белого, желтого или, реже, коричневого цвета. Часть пластовых фосфатов представлена поровым цементом, а в некоторых слоях они сконцентрированы в фосфатных брахиоподах и рыбьей чешуе. Основная масса фосфатного материала собрана в пеллеты и желваки. Стяжения имеют в разрезе эллипсовидную форму, причем их продоль-



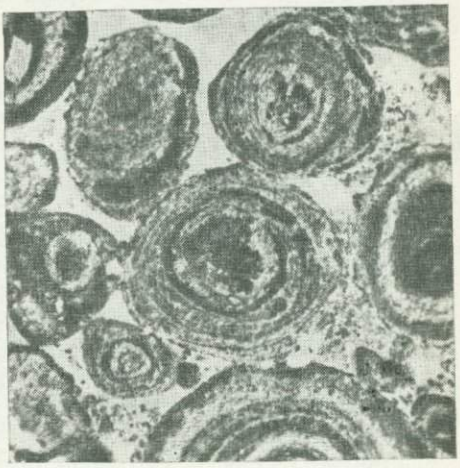


Рис. 11-30. Фосфорит, формация Фосфория (пермь), ущелье Мак-Дуглас, хребет Солт-Ривер, Вайоминг. ×3 [206].
Желваковая и пизолитовая фосфатная порода

Рис. 11-31. Оолитовый фосфорит. Формация Фосфория (пермь), Монтана. Без анализатора, ×22.
Фосфатные ооиды с кремневым матриксом

ные оси параллельны напластованию. Их диаметр изменяется от 0,05 мм до более чем 3 см; обычно они хорошо отсортированы. Большинство из них представлены бесструктурными гранулами, или «пеллетами», но многие имеют концентрическую слоистость (рис. 11-30 и 11-31). Некоторые из более крупных желваков являются составными и, по-видимому, представляют собой несколько сцементированных более мелких пеллет.

Фосфатные породы обычно хорошо сцементированы карбонат-фторапатитом, глинистым веществом, кремнем, кальцитом или доломитом. В формации Фосфория (пермь) в Монтане фосфориты залегают в виде слоев, мощность которых изменяется от 1—2 мм до нескольких

метров [200]. Большинство из них имеет мощность несколько миллиметров, они переслаиваются с содержащими меньше фосфатов аргиллитами или карбонатными породами.

Фосфатные желваки, или «гальки», обнаружены не только в самих фосфатных отложениях; они представлены в рассеянном виде в некоторых известняках [229] и особенно в меловой толще писчего мела [92], а также в других осадках [1]. Они залегают также на дне современных морей [222, 70]. Фосфатные стяжения варьируют от небольших гранул до галькоподобных образований диаметром несколько сантиметров. Они обычно черного цвета, неправильной формы и имеют твердую блестящую поверхность. Крупные желваки содержат много инородных примесей, включая песчаные зерна, чешуйки слюды, обломки раковин и спикулы губок. Черный цвет становится более интенсивным у внешнего края желвака.

В метасоматических фосфатах, образованных при замещении известняков фосфатсодержащими растворами, проявляются реликтовые структуры замещенных пород, аналогичные наблюдаемым в окремнелых известняках.

Ассоциации и геологические условия залегания

Морские фосфориты обычно встречаются вместе с глауконитом или зеленым песком. Это относится и к желвакам, образующимся в настоящее время [222, 70], и к желваковым слоям верхнего мела Англии [92], и к залежам фосфатов в СССР [38]. Это также справедливо для фосфатов Теннесси [141] и кембрийских желваковых слоев на юге провинции Нью-Брансуик [209]. На эту ассоциацию указывали Кайе [44] и Голдман [110].

Считается, что фосфатоносные пласты приурочены к крупным и второстепенным несогласиям; фосфаты и глауконит рассматривались даже как показатель поверхностей несогласия [118, 110]. Петтиджон [229] интерпретировал зоны, богатые фосфатными гранулами, или «гальками», как остаточные образования на «коррозионной поверхности» или поверхности диастемы, обусловленные подводным растворением; возможно, что несогласия, отмеченные наличием фосфатного и глауконитового материала, являются подводными несогласиями — поверхностями, скорее отражающими обстановку осадконакопления, а не эрозию или выход на поверхность. Исключительно медленный характер осадконакопления зафиксирован для фосфоритов Марокко, где от сеномана (поздний мел) до лютетского времени (эоцен) накопилось без перерывов всего несколько метров отложений.

Костные остатки, зубы акул, чешуя рыбы, остатки лингул и других фосфатных брахиопод и трилобитов (все они имеют высокое содержание фосфора) широко представлены в некоторых фосфатных скоплениях. В некоторых местах костяными брекчиями сложены отложения значительной мощности, так называемые костные пласты.

Фосфорит содержится в породах почти всех возрастов и встречается, вероятно, более часто, чем считалось ранее. Одними из наиболее известных и обширных по площади являются пластовые фосфаты формации Фосфория (пермь) на территории штатов Юта, Айдахо, Вайоминг и Монтана и прилегающих участков штатов Колорадо и Невады [203, 206, 201, 202]. Формация Фосфория развита на территории по меньшей мере 225 650 км^2. Она содержит больше 20 богатых фосфата-

ми пластов суммарной мощностью 22 м; наибольшая мощность пласта составляет 2,1 м. Фосфатные пласты частично состоят из оолитов, пеллет и песчаного материала, сцементированных халцедоном, а также частично сложены углистыми, пиритовыми, фосфатными аргиллитами. Отдельные пласты могут содержать 30% и более P_2O_5. Они ассоциируют с темными глинистыми сланцами и пластовыми кремнями. Хорошо известны также обширные скопления фосфоритов мелового и эоценового возраста в Западной и Восточной Африке. Эти и другие месторождения были кратко охарактеризованы в работах Мак-Килви [199] и Твенхофела и Блеквелдера [305] и были предметом обсуждения на сессии XIX Международного геологического конгресса в Тунисе (1953).

Фосфатные отложения редко встречаются в докембрийских породах, по-видимому, из-за полного отсутствия живых организмов с фосфатсодержащими скелетными материалами. Считается, что абиотические процессы не образуют крупных скоплений [107]. Однако фосфатные желваки известны в докембрийских торридонских отложениях в Шотландии [77].

Происхождение

Для объяснения происхождения фосфатных отложений предлагались различные теории (см. рис. 11-29). Большинство из них несостоятельно и представляет только исторический интерес. Фосфатные пласты считались, например, скоплением копролитов рыб и более крупных животных, т. е. представляли собой разновидность подводного гуано. Перерыв в осадконакоплении, обусловленный отсутствием материалов, сносимых с суши, вызвал к жизни гипотезу концентрации копролитового материала [92]. Другие авторы предполагали, что неблагоприятные условия для формирования карбонатов кальция во время перерыва в осадконакоплении способствовали скоплению фосфатных твердых частиц организмов [213]. Хейс и Улрич [142] считали, что черные девонские фосфаты в Теннесси были образованы в процессе механической переработки морем остаточных концентраций известных ордовикских фосфатов, развитых на той же территории. Фишер [92] интерпретировал копролитовые пласты в Голте (Англия) как фосфатизированные губки.

Ни одна из приведенных теорий не объясняет всех наблюдаемых особенностей широко распространенных пластовых фосфоритов. Известны фосфаты, извлеченные из морской воды обитающими в ней организмами и сконцентрированные в твердых частях этих организмов. Аномально высокие концентрации таких костей, зубов, скелетов рыб или фосфатоносных твердых частей беспозвоночных образовали богатые фосфатом пласты. Однако относительная роль биогенного и абиогенного осаждения фосфора не совсем еще ясна. Тесная ассоциация фосфоритов и органического вещества и изобилие фосфатных скелетных остатков предполагают наличие причинно-следственной связи. Полное отсутствие фосфоритов в докембрии и их накопление в фанерозое с появлением первых скелетных организмов служит еще одним аргументом в пользу биогенного происхождения. С другой стороны, фосфориты и органическое вещество, как и сопутствующие им кремни, могут быть продуктами только одинаковых окружающих условий. Фосфатные гранулы и пеллеты связываются с фекальным происхождением. Но, как отметил Мак-Килви с соавторами, широкие пределы их размерно-

сти, хорошая сортировка отдельных слоев, региональная зональность распределения средних размеров, сложная природа наиболее крупных образований, а также оолитовое строение многих из них не подтверждают гипотезы органического происхождения. Высказано предположение, что фосфат аммония, образовавшийся при разложении пелагических организмов, может быть агентом осаждения фосфата [22].

Присутствие окаменелостей свидетельствует о морском происхождении фосфоритов. Черный цвет и обычное присутствие углеводородных соединений указывают на анаэробные условия. Отсутствие окаменелостей организмов прикрепленных и донных типов и присутствие угнетенных форм, а также пирита и ассоциирующих с фосфатами темных сланцев еще раз подтверждают эту интерпретацию. Нехватка карбоната кальция как в скелетной форме, так и в виде осажденного карбоната и присутствие большого количества кремня свидетельствуют о несколько пониженном значении pH.

Казаков [165] подметил, что фосфориты образуются главным образом в пограничной зоне между мелководными платформенными осадками и глубоководными геосинклинальными скоплениями. Платформенные фосфориты обычно желваковые и ассоциируют с глауконитом и песчаным материалом. Геосинклинальные фосфориты, пластовые, плитчатые, обогащены P_2O_5 и, как отмечали Мак-Килви и др., залегают вместе с темными глинистыми сланцами и кремнями. Эта концепция распределения фаций, по-видимому, подтверждается исследованиями стратиграфии пермской формации Фосфория и смежных формаций (рис. 11-32).

Несмотря на то что фосфор, как и железо, присутствует в морской воде лишь в незначительных количествах, в отдельных местах при благоприятных условиях он будет осаждаться в большом объеме. При определенных значениях Eh и pH могут создаваться условия, относительно неблагоприятные для отложения кальция. Сходство многих микроструктур (гранулы и оолиты) и общность литологических ассоциаций (пластовые кремни и темные глинистые сланцы), совместное залегание железистых силикатов (глауконита) и некоторых фосфатных отложений, а также аномально высокие концентрации P_2O_5 в некоторых железистых силикатах и железистых карбонатах, особенно в глубоководных железистых кварцитах (см. табл. 11-3, Е и Ж) — все это свидетельствует о том, что обстановка накопления фосфоритов и железняков имеет много общего. В каждой из них накапливались две противоположные фации: кратонная, или платформенная, фация (желваковые фосфаты с глауконитом и оолитовые железняковые фации) и геосинклинальная, или глубоководная, фация (пластовые фосфаты и пластовые железняки без оолитов). Глубоководная фация, по-видимому, требует в некоторой степени анаэробной обстановки, т. е. с несколько пониженным значением pH и с очень медленным или затрудненным процессом кластического осадконакопления. Платформенная фация является аэробной, с несколько повышенной турбулентностью и песчанистостью, хотя объем кластических скоплений невелик. Если эти условия сохраняются достаточно долго, то в результате циркуляции океанических вод будет обеспечено необходимое количество фосфора и железа. Таким же образом будет обеспечена поставка необходимого количества кремнезема для образования пластовых кремней, характерных как для докембрийских железистых кварцитов, так и для некоторых фосфоритов. Необычные условия, например бассейн с затрудненной конвекцией, не связанный с океаном, достаточно хороши, чтобы оттуда поступал приток нового мате-

риала плюс в значительной степени ограниченный привнос кластического материала и длительная стабильность земной коры — все это объясняет относительный дефицит слоистых отложений железа и фосфора. Если эти условия выполняются не полностью, то происходит отложение железа в виде рассеянных глауконитовых зерен, а фосфат осаждается в скелетных структурах беспозвоночных или присутствует в виде изолированных желваков или пеллет.

Остается открытым вопрос об истинном процессе осадконакопления фосфатов. Как и в случае с доломитами, кремнями и железняками, мы можем спросить: был ли первичным компонент, который существует в настоящее время? Были ли фосфатные материалы осаждены прямо из

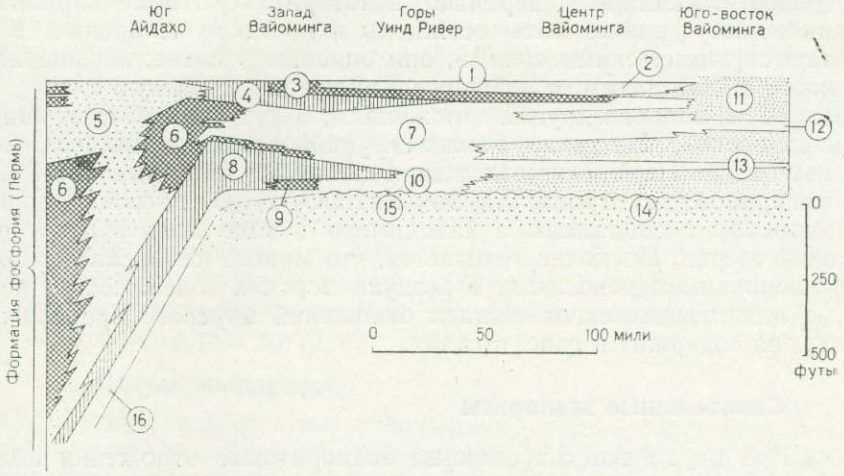


Рис. 11-32. Стратиграфическое соотношение формации Фосфория, Парк-Сити и Чагуотер, в Айдахо и Вайоминге. По [202].

1 — формация Динвуди (триас); 2 — пачка Эрвей (карбонаты); 3 — пачка Тоси (кремни); 4 — пачка Реторт (фосфатные сланцы); 5 — пачка кремневых аргиллитов; 6 — пачка Рекс (кремни); 7 — формация Парк-Сити (карбонаты); 8 — пачка Мид-Пик (фосфатные сланцы); 9 — нижняя кремневая пачка; 10 — пачка Грандер; 11 — формация Чагуотер (пермь и триас); 12 — форелевый известняк (пермь); 13 — глинистый сланец Сатанка (пермь) с клином известняка; 14 — формация Каспер (пенсильваний и пермь); 15 — песчаник Тенслип (пенсильваний); 16 — клин Грандер

морской воды или существовали отложения, которые первоначально были известковыми, а впоследствии замещены фосфатом? А если это так, было замещение конседиментационным, происходившим на морском дне, или оно было эпигенетическим и происходило после литификации и воздымания? В общем, в настоящее время склоняются в пользу первой точки зрения, а именно, первичному осаждению фосфатов. Каких-либо переходов от известняков к фосфатам не наблюдается. Не обнаружены также раковинные пласты, которые были фосфатизированными. Пеллеты и оолиты несколько отличаются от пеллет и оолитов обычных известняков; они несколько сплющены, имеют трещины усыхания, во многих случаях они бесструктурны и характеризуются асимметричным расположением слоев. Они не выглядят как замещенные карбонатные ооиды. Существует вероятность того, что фосфор был извлечен из морской воды биологическим агентом (например, водорослями, согласно [49]) и был высвобожден для более позднего осаждения в виде оолитов и гранул. Доказательства по этому вопросу в настоящее время недостаточно убедительны.

Соляные отложения и другие эвапориты (исключая карбонаты)

Определения и классификация

Соляные отложения образуются при осаждении солей из концентрированных растворов, или рассолов. Поскольку концентрация вызывается процессом испарения, то соляные отложения называются эвапоритами. Наиболее распространенными отложениями такого рода являются сульфаты, гипс и ангидрит; менее распространены хлориды, главным образом каменная соль (галит), и сравнительно редко встречаются полигалиты и другие соли калия. Определенные карбонаты, особенно травертин, каличе и, вероятно, некоторые оолитовые карбонаты и доломиты могут также быть осаждены в процессе испарения. Хотя они являются химическими солями, они описаны в главе, посвященной известнякам и доломитам, и поэтому не включены в данную главу.

Эвапориты, подобно другим отложениям, могут быть классифицированы по их составу. Их также можно сгруппировать в два класса: морские и неморские. Неморские отложения включают натровые отложения таких минералов, как трона, $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$, не обнаруживаемого в морских ассоциациях, а находимого в виде соли в некоторых внутренних озерах. Поскольку считается, что многие неморские отложения произошли из переносимых в воздухе морских солей, состав некоторых из них отличается от состава отложений морского происхождения; так, они содержат и гипс, и галит.

Современные эвапориты

Несмотря на то что современные эвапоритовые отложения имеют малую мощность и занимают относительно небольшие площади, они освещают происхождение более широко распространенных и более мощных отложений геологического прошлого.

Поскольку эвапоритовые отложения образуются там, где потеря воды в результате процесса испарения превышает объем выпадающих осадков, они ограничены аридными областями. Многие из них образуются во внутренних бассейнах на подветренной стороне гор, расположенных на пути господствующих ветров. Это неморские эвапоритовые бассейны, в которых существуют постоянные озера рапы, например Большое Соляное озеро штата Юта [79] и Мертвое море [224], либо находятся пересыхающие озера, или плайя (playa), развитые, например бассейны, в которых существуют постоянные озера рапы, например в долине Солин [134], в долине Смерти оз. Дип-Спринг [164] и оз. Сирлез [265, 88] — все они расположены в Калифорнии. Некоторые из отложений, такие как в озерах долины Солин, немного мощнее корок выцвета (мощность до 1 м), богатых солями глинистых илов и песков. Другие, например отложения оз. Сирлез, являются натриевыми и отлагают трону. В этих бассейнах соли отлагаются большей частью в плайя из рассолов, поднявшихся на поверхность под действием капиллярных сил.

В условиях окраин морских бассейнов аналогичная континентальным плайя обстановка, которая привлекает все большее внимание в настоящее время, создается в себхах. Себха представляет собой прибрежную засолоненную равнину; типичные примеры себх находят в регионе Персидского залива [170]. Соленакопление на большей части

этих равнин является результатом испарения рассолов, поднимавшихся на поверхность в результате капиллярных явлений и осажденных в порах осадка или в виде корок выцвета.

Истинные морские эвапориты образуются при частичной или полной изоляции испаряющейся массы воды от открытого моря и в заметно засушливых условиях. К таким местам относятся краевые солончаки, морские соляные болота, лагуны и реликтовые моря [119]. Многократно приводимым примером современного краевого солончака является Ранн-ов-Катч, на северо-западе Индии. Площадь почти 18 130 км^2 ежегодно затапливается, и со временем вода испаряется, образуя соляную корку мощностью несколько футов. В настоящее время исследований Ранн-ов-Катч почти не проводится, а более ранние интерпретации оспариваются [232]. В морские соляные болота морская вода поступает в результате просачивания через непрерывный проницаемый барьер. Примером этого является оз. Ларнака на Кипре [17]. Отложения солончаков и соляных озер не достигают сколько-нибудь значительной мощности. В то же время отложения реликтовых морей и лагун могут представлять собой гораздо более мощные образования. Современным примером соляной лагуны может служить Кара-Богаз-Гол, расположенный на восточной окраине Каспийского моря. В него ежегодно привносилось приблизительно $130 \cdot 10^6$ т соли; здесь отлагались гипсовый галит и различные сульфаты магния и натрия [311]. Отложения оз. Биг-Биттер в Суэцком районе [119] являются примером современных морских лагунных отложений, где на площади более 80 км^2 накопились соли мощностью до 20 м.

Состав эвапоритов

В морских эвапоритовых отложениях описано более 80 видов минералов (не считая обломочного материала). Большинство из них представлено хлоридами, сульфатами, карбонатами и боратами [275]. Однако только 12 рассматриваются как основные компоненты (табл. 11-6). Многие из них имеют вторичное происхождение. В неморских эвапоритах главными компонентами могут быть другие разновидности, такие как трона ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) и глауберит ($Na_2Ca(SO_4)_3$).

Таблица 11-6

Главные минеральные компоненты морских эвапоритов. По [275]

Группа и минерал	Состав	Группа и минерал	Состав
Хлориды		Кизерит	$MgSO_4 \cdot 2H_2O$
Галит	$NaCl$	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Сильвит	KCl	Каинит	$KMg(SO_4)Cl \cdot 3H_2O$
Карналлит	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	Карбонаты	
Сульфаты		Кальцит	$CaCO_3$
Ангидрит	$CaSO_4$	Магнезит	$MgCO_3$
Лангбейнит	$K_2Mg_2(SO_4)_3$	Доломит	$CaMg(CO_3)_2$
Полигалит	$K_2Ca_2Mg_2(SO_4)_6 \cdot H_2O$		

Из-за высокой растворимости большинство этих минералов редко встречаются в обнажениях, за исключением наиболее засушливых регионов. Более того, относительно редко встречаются залежи этих минералов. Только сульфаты — гипс и ангидрит — обнаруживаются геологами. Они могут залегать в сравнительно чистом виде как химические отложе-

ния значительной мощности и протяженности. Ангидрит также известен как второстепенный аутигенный компонент песчаника; гипс образует аутигенные кристаллы или кристаллические агрегаты в некоторых глинах и глинистых сланцах. Оба эти минерала присутствуют в виде желваковых образований или в виде изолированных кристаллов в некоторых доломитах, хотя во многих случаях они проявляются в этих породах только как кальцитовые псевдоморфозы.

Поскольку ангидрит в результате гидратации превращается в гипс, сульфат, обнаруженный в обнажениях или вблизи поверхности, чаще всего представлен гипсом ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Это — бесцветный минерал моноклинной сингонии со спайностью (010), малой объемной плотностью (2,32), низким значением твердости (1,5—2,0), низкими показателями преломления (1,530; 1,523 и 1,520) и малым двупреломлением (0,010). Ангидрит ($CaSO_4$) также представляет собой бесцветный минерал ромбической сингонии с пинакоидной спайностью (001; 010 и 100), с несколько более высокими плотностью (2,93), показателями преломления (1,614; 1,575; 1,570) и двупреломления (0,044) [183]. Описан также полугидрат ($CaSO_4 \cdot {}^1/_2H_2O$).

Таблица 11-7

Химический состав эвапоритовых сульфатов

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO_2	2,20	0,40	0,10	—	Сл.	—
Al_2O_3	} 0,20	{ 2,97	0,12	} 0,14	Сл.	0,03
Fe_2O_3		{ 0,77	—			
MgO	2,11	1,53	0,33	0,24	—	0,02
CaO	36,76	30,76	32,44	38,46	40,61	42,64
Na_2O	—	—	—	0,07	—	—
K_2O	—	—	—	0,19	—	—
SO_3	36,11	43,70	45,45	39,53	56,82	51,52
CO_2	6,43	2,80	0,85	7,73	—	5,15
H_2O	16,27	17,53	20,80	12,69	1,87	—
Органика	—	—	—	—	0,46	0,05**
Сумма	100,00	100,54	100,09	99,54*	99,76	99,86[3]**

* «Нерастворимый» остаток, 0,45%.
** Растворима в хлороформе.
[3]* Включает 0,28% нерастворимого остатка.

А. Гипс (силур), Каледония, Онтарио, Канада [41]. Вычисленное содержание гипса 77,6%.

Б. Гипс (силур), Нью-Йорк. Аналитик Г. Уилкомб [277]. Вычисленное содержание гипса 94,26%.

В. Гипс (триас), восток Каскайда, Блэк-Хилс, Южная Дакота. Аналитик Дж. Стайгер [277].

Г. Гипс (юра?), Нефи, Юта. Аналитик Э. Аллен [54]. Вычисленный состав: кальцит 17,5%, гипс 60,5%, ангидрит 19,3%.

Д. Ангидритовая порода (пермь?), гипс, Колорадо. Аналитик Дж. Фэрчайлд [53].

Е. Ангидрит-карбонатная порода, скважина Сизар-Грэнд № 1, округ Эдди, Нью-Мексико. Аналитик Э. Эриксон [319]. Вычисленный состав: ангидрит 88,0%, кальцит 11,7%.

Другие, солесодержащие минералы настолько хорошо растворимы в воде, что они не обнажаются на поверхности в гумидных регионах, а также не обнаруживаются в обычных шлифах. Породы, предположительно содержащие галит, для получения шлифа должны обрабатываться специальными методами. Другие хлориды и сульфаты присутствуют в содержащих калий соленосных пластах. Однако эти минералы настолько редко встречаются, что нет необходимости рассматривать здесь их свойства. По этой группе минералов существует специальная литература [54, 274, 27], к которой мы и отсылаем.

В природе в абсолютно чистом виде не встречаются ни галит, ни гипс, ни ангидрит. Исследование нерастворимых в воде остатков соляных отложений проливает свет и на их второстепенные компоненты. Соли из соляных куполов Луизианы [294] содержат 5—10% нерастворимого в воде материала. Нерастворимый материал на 99% состоит из ангидрита в форме обломков по спайности и эвгедральных кристаллов. Карбонаты, особенно доломит или кальцит, обычно представлены эвгедральными кристаллами. Установленные более редкие компоненты включают: пирит, кристаллы кварца, лимонит, гематит, гауерит, серу, целестин, марказит, барит, каолинит, гипс, данбурит и борацит.

Валовой химический состав эвапоритовых сульфатных пород приведен в табл. 11-7.

Петрография эвапоритов

Зернистость гипсовой породы изменяется от грубо- до тонкокристаллической; причем последняя встречается наиболее часто. Характер залегания гипса довольно разнообразен и частично определяется первичными процессами отложения, а частично—последующим диагенезом. В некоторых случаях гипс представлен тонкослоистыми отложениями и может переслаиваться с доломитом. Во многих сицилийских верхнемиоценовых отложениях проявляется как нормальная, так и обратная сортированность; местами присутствует косая слоистость, отражающая гидродинамические особенности осадконакопления [135]. Местами слоистый гипс разрушен и переотложен в виде внутриформационного конгломерата.

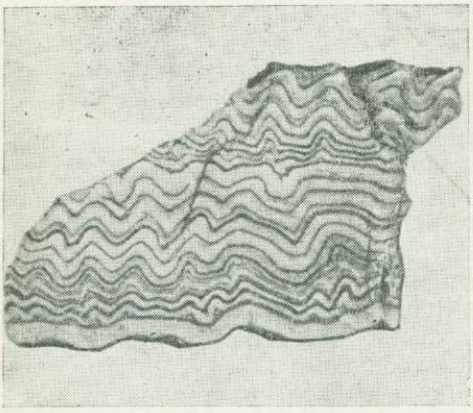
Гипс в некоторых отложениях представлен в виде рассеянных желваков, обычно в карбонатном матриксе (см. рис. 10-7). Желваки размером от 1 до 2 см могут быть рассеяны вдоль напластования или могут соединяться с образованием неправильных «волнисто-слоистых» гипсовых слоев, или могут быть так плотно между желваками, что образуется массивный пласт, причем прослои между желваками образуют сетчатый или ячеистый рисунок [26].

Гипс встречается также в виде крупных кристаллов, образуя разновидность — селенит. В сицилийских отложениях они образуют эффектные кристаллы, в которых проявляется двойникование по типу «ласточкиного хвоста» и длина которых достигает 1 м; эти кристаллы обычно ориентированы более или менее перпендикулярно к напластованию согласно правилу Маттура [227]. Харди и Югстер считают эти кристаллы первичными, хотя Огнибен рассматривал их как замещение первоначального сульфата, возможно ангидрита. В некоторых отложениях гипс может иметь псевдопорфировую или псевдоофитовую структуру. Псевдопорфировая структура характеризуется наличием крупных призматических кристаллов, внедренных в тонкокристаллическую основную массу из того же или другого материала; псевдоофитовая структура характеризуется крупными плоскими кристаллами, которые заключают в себе мелкие четкие эвгедральные кристаллы. Более крупные селенитовые кристаллы, вероятно, имеют более позднее происхождение, чем матрикс, в котором они находятся. Они скорее имеют порфиробластовый характер, а не являются фенокристаллами [145].

Гипс встречается в жилах, в гипсовых породах и в ассоциирующих отложениях. В жилах обычно проявляется перекрестно-волокнистая текстура, а в редких случаях — текстура «конус в конусе». В некоторых глинах и глинистых сланцах встречаются также крупные гипсовые эв-

гедральные кристаллы и розетки. Такие образования, по-видимому, являются аутигенными и формируются в илах после осадконакопления [208].

По-видимому, гипс чаще всего образуется в процессе гидратации ангидрита. В некоторых случаях этот процесс влечет за собой увеличение объема на 30—50%. Результаты такого набухания могут быть достаточно эффектными, так, например, создается энтеролитовая складчатость тонких ангидритовых слоев, заключенных в пластах каменной соли или в других породах. Местное смятие и интенсивное складкообразо-



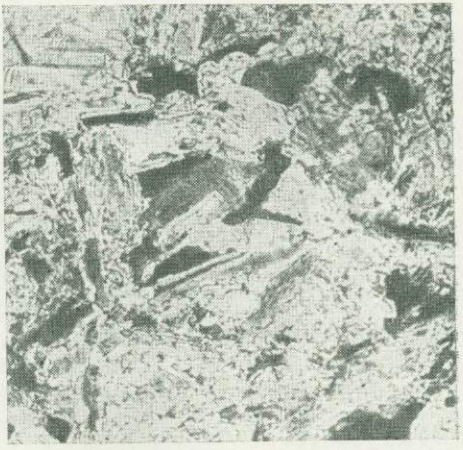


Рис. 11-33. Слоистый гипс с энтеролитовой складчатостью, формация Кастиль (пермь), Техас.
Полагают, что слои связаны с годичными циклами

Рис. 11-34. Гипс из формации Чагуотер, гора Литл-Шип, Вайоминг. Скрещенные николи, ×22

вание слоев гидратов может происходить, не оказывая большого влияния на вмещающую толщу (рис. 11-33). Кирклэнд и Андерсон [171], однако, интерпретировали складкообразование как тектоническое и не связывали его с изменением объема.

Ангидриты, как и гипсы, залегают в пластах, которые в некоторых местах имеют значительную мощность и протяженность. Пласт может быть и тонкослоистым. В формации Кастиль (пермь) в бассейне Делавэр в штате Техас и в прилегающих участках штата Нью-Мексико мощность этих слойков составляет в среднем 1,6 мм, они отделяются один от другого тонкой коричневой обогащенной битумом пленкой. Отдельные прослои коррелируются по кернам, взятым из буровых скважин, расположенных на расстоянии до 113 км друг от друга [7]. Они интерпретируются как ежегодные или сезонные слои [310, 8, 9]. Подобным же образом объяснялась слоистость других эвапоритов [243]. Пласты ангидрита обычно тонкослоистые, хотя известны также волокнистые и грубокристаллические образования. В некоторых местах кристаллы гипса рассеяны по ангидриту, тем самым придавая породе порфировый вид (рис. 11-34).

Из-за своей способности к растворению и повторному осаждению эвапориты подвергаются крупномасштабным, зачастую сложным вторичным изменениям, так что трудно выяснить первоначальный мине-

ральный состав и структуру [223]. Это особенно справедливо для гипса и ангидрита. Какой из сульфатных минералов был первичным? Некоторые геологические данные свидетельствуют о том, что большая часть гипса образовалась по ангидриту. Эту точку зрения подтверждают наблюдения, что гипсовые пласты обнажений постепенно переходят в ангидрит на глубине [320], что гипс залегает в виде жил, незакономерно секущих толщу ангидрита, а также и присутствие небольших пятен ангидрита в гипсе. Порфиробластовый характер кристаллов селенита в ангидрите — еще одно свидетельство в пользу точки зрения, что гипс является вторичным [145]. Эти факты привели к выводу, что первично осажденным был ангидрит. Однако высказывались предположения, что первично осажденным был гипс, который после образования мог погрузиться в более низкие и более плотные слои донного рассола и там перед захоронением мог превратиться в ангидрит [146]. Однако все это не так просто. Псевдоморфные текстуры показывают, что когда-то гипс находился в изобилии в сульфатных зонах формации Саладо [225]. Аналогичные псевдоморфозы свидетельствуют и о том, что некоторые мощные сульфатные зоны в цехштейне Англии первоначально были представлены гипсом, но в настоящее время они полностью замещены преимущественно ангидритом [272, 274]. Такие же псевдоморфозы ангидрита по гипсу известны также в цехштейне ФРГ и ГДР [25]. Заслуживает внимания и тот факт, что единственным сульфатом, образующимся в современных эвапоритах, может быть за некоторым исключением, является гипс [133].

Обширная экспериментальная работа была проведена по изучению равновесия гипса и ангидрита. Последней работой, обобщившей предыдущие исследования, является труд Харди [133]. Харди показал, что, хотя ангидрит может быть синтезирован (в результате дегидратации гипса) при атмосферном давлении и геологически благоприятных условиях температуры и активности H_2O в определенные геологические эпохи, первичного осаждения ангидрита не достигается. Гипс, находящийся в поле устойчивости ангидрита, превращается в ангидрит. Работа Харди показала, что для образования ангидрита необходима температура значительно более высокая, чем предполагалась раньше. Эти наблюдения позволили предположить, что гипс должен быть первым сульфатом, образующимся при испарении природных вод.

Проблема метасоматических изменений в эвапоритах не ограничивается взаимосвязью между гипсом и ангидритом. Она включает замещение карбонатных пород ангидритом и сульфатных пород — галитом и полигалитом. Много сложных схем последовательных замещений было разработано и обобщено в работах Стюарта [275].

Галит, или каменная соль, представляет собой массивный, крупнокристаллический материал без отдельностей; в некоторых отложениях он слоистый. Слои соли мощностью несколько сантиметров разделены пропластками ангидрита и доломита. В некоторых случаях слои темной соли чередуются со слоями белой соли; в других случаях непрозрачная соль переслаивается с прозрачной. Темная соль содержит большое количество включений ангидрита; непрозрачная — характеризуется обилием жидкостных включений. Кристаллы соли могут представлять собой четко очерченные кубы; в других случаях кристаллы воронкообразные. Согласно Деллвигу [67], воронкообразные кристаллы были образованы на поверхности рассола, тогда как кубические кристаллы образуются на границе раздела между скоплениями соли и перекрывающим рассолом.

Изучение жидкостных включений и пузырьков, содержащихся в солях Салина, штат Мичиган, указывает на температуру кристаллизации от 32 до 48,4° С [67]. Поскольку эти определения были установлены только для включений в кристаллах, образованных предположительно на поверхности рассола, они показательны только для температуры, достигнутой таким поверхностным слоем, который может быть расположен значительно выше, чем вся масса рассола.

Соль — это порода, которая может приобрести текучесть при относительно низких температурах и давлениях. Соли из глубоко погребенных горизонтов могут подниматься как в виде штока протыкания, так и соляного «купола» (см. рис. 5-14). Боковые породы прорываются солью и могут быть разорваны и сдвинуты. Соляные купола распространены на побережье Мексиканского залива, в штатах Техас и Луизиана, а также известны в ГДР, ФРГ, СССР и Иране. Внедрение соли представляет собой круглое образование, диаметр которого составляет обычно от 0,8 до 3,2 км, и характеризуется почти вертикальной осью. Его верхушка, преимущественно плоская или куполообразная, перекрывается «кэпроком», мощность которого может превышать 30 м и который состоит из известняка, гипса и ангидрита [32, 111]. В толщах соли развита сложная система крупно- и мелкомасштабных складок течения. линейность и подобные особенности, вызванные направленным вверх течением соли [14].

Хотя для объяснения возникновения соляных куполов было выдвинуто несколько теорий, в настоящее время их рассматривают преимущественно как интрузивные соляные тела. Следовательно, они являются тектоническими структурами, и детальное рассмотрение их здесь неуместно. Мы рекомендуем обширную литературу, посвященную этим интересным и промышленно важным структурам [217].

Эвапориты ассоциируют с такими осадками, как глинистые сланцы и доломиты. Ассоциация с красноцветными пластами встречается часто, но не является универсальной. Многие эвапориты переслаиваются с карбонатными породами или залегают на них. Доломит представлен чаще, чем известняк. В некоторых разрезах он заметно бурый, вероятно, из-за присутствия битуминозного вещества и тонкослоистый. Порода может иметь плохой запах, хотя макроскопические окаменелости встречаются очень редко. Ангидрит широко распространен в доломитах и местами составляет большую часть породы. Весьма вероятно, что эти доломиты являются химически осажденными [263]. Во многих местах ангидрит невозможно заметить, поскольку он был замещен и в настоящее время присутствует в виде псевдоморфоз кальцита по ангидритовым кристаллам или в виде кальцитизированных желваков в известняках. Этот процесс кальцитизации может происходить в большом масштабе.

Глинистые сланцы также присутствуют вместе с ангидритом и солью и могут переслаиваться с ними. Часто встречаются кососекущие жилы гипса.

Отсутствие макроскопических окаменелостей в эвапоритах и связанных с ними породах является почти всеобщим, хотя существуют и характерные исключения. Отсутствие их неудивительно, если учесть высокую соленость вод, в которых кристаллизуются отложения. Была отмечена связь битума с эвапоритами. Битум, присутствующий в соседних с ангидритами доломитах, иногда образует слоистость в самом ангидрите и может быть обнаружен в виде включений в кристаллах

соли. Своим происхождением он, возможно, обязан планктонным организмам, занесенным в залив или лагуну с высокой соленостью из открытого океана.

Распространение эвапоритов

Эвапориты известны на всех континентах, за исключением, может быть, Антарктиды, и во всех геологических системах, включая даже докембрий. Их распределение во времени и в пространстве было кратко обобщено в работах Козари, Данлэпа и Хамфри [172] для всего мира, а более детально для США Крамбейном [175] и совсем недавно для морских эвапоритов Стюартом [275]. Крэмером [59] была составлена библиография из более чем 700 работ, посвященных эвапоритам.

Коротко отметим, что $^1/_4$ суши покрыта эвапоритами, в 60% случаев эвапоритовый разрез содержит хлориды; фактически все они расположены во внутрикратонных бассейнах и только немногие — в геосинклиналях. Большинство из них залегает в Северном полушарии и многие ассоциируют с нефтегазоносными осадками. Большая часть их относится к кембрийскому и более позднему времени. Некоторым площадям свойственна склонность к эвапоритовому осадконакоплению. В регионе Персидского залива, например, известны эвапориты позднедокембрийского, кембрийского, юрского и третичного возрастов [276]. Они относятся к наиболее известным эвапоритам в мире. К другим хорошо известным отложениям относятся отложения цехштейна (пермь) в Северо-Западной Европе, отложения силурийских соленосных бассейнов штатов Нью-Йорк и Мичиган и отложения обширного пермского соляного бассейна в Западном Техасе и Нью-Мексико. Для получения более детальной информации относительно эвапоритовых отложений мира отсылаем к трудам Международного симпозиума по солям [210] и к монографии Лётце [190].

Эвапориты Салина (силур) занимают около 25 900 км^2 в западной части штата Нью-Йорк, в штате Пенсильвания, в Восточном Огайо и на севере Западной Виргинии [5]. Известны отдельные пласты мощностью 12,2—24,4 м. Сообщалось, что в одном из разрезов в интервале глубин 580—952 м залегают семь солевых пластов, которые переслаиваются с глинистыми сланцами, и их общая мощность достигает 76 м. Соль и гипс возраста Салина также известны в бассейне Мичигана и соседних участках Онтарио [67, 68]. Максимальная суммарная мощность соляных пластов в Мичигане превышает 488 м.

Наиболее эффектными отложениями эвапоритов является формация Кастиль (пермь), которая охватывает площадь приблизительно 322 км в диаметре и занимает Техас, Нью-Мексико и соседние участки Мексики. Более 95% формации состоит из солей, отложившихся при испарении рассолов [174]. Формации Кастиль и Саладо имеют максимальную мощность около 1220 м, из которых 360—457 м приходится на слоистый ангидрит. Таким образом, это одно из наиболее мощных известных эвапоритовых отложений в мире. Нижняя часть представлена преимущественно тонкослоистым ангидритом (см. рис. 11-33); толщина прослоев составляет в среднем 1,6 мм. Тонкая, коричневая, богатая битумом, пленка отделяет слои один от другого. Адден [310] интерпретирует слоистость как годовые или сезонные слои и считает, что осаждение слоистого ангидрита продолжалось более 306 000 лет. Отдельные слои коррелируются на расстоянии до

113 км [7]. Вблизи выходов на поверхность ангидрит превращен в гипс. Верхняя часть разреза представлена преимущественно галитом, хотя здесь присутствуют некоторые калийсодержащие соли, главным образом полигалит, $Ca_2K_2Mg(SO_4)\cdot 2H_2O$, а также переслаивающиеся гипсовые пласты. Соотношение галита и гипса составляет 1:4, вместо соотношения 30:1, которое должно было бы наблюдаться в случае, если отложения были бы образованы в условиях простой изоляции и испарения морской воды.

Пермский эвапоритовый бассейн в Северо-Западной Европе охватывает большую часть акватории Северного моря и прилегающих к нему участков суши, включая северо-восточную часть Англии, большую часть Дании и Нидерландов, север Германской равнины и ее продолжение на территорию Польши и далее. Пермские породы данного бассейна, перекрытые более молодыми пластами, отличаются развитием эвапоритов, особенно в верхней части цехштейна. Пермский разрез перекрывается пестрыми песчаниками и раковистыми известняками триаса; эвапориты присутствуют как в раковинном известняке, так и в перекрывающих юрских отложениях [33]. Эвапориты цехштейна занимают площадь по меньшей мере 250 000 км² и в регионе Штасфурта, в ГДР, мощность их превышает 1000 м. Отложения гипса и ангидрита мощные и широко распространены: они простираются на несколько километров в пределах цехштейна; более растворимые эвапориты обнаружены ближе к центру бассейна, особенно в районе Штасфурта, где их разрабатывают с целью получения калия. В местах наибольшей мощности галита отмечены проявления движения соли и диапировые интрузии. Разрез цехштейна представлен рядом эвапоритовых циклов (четырех в ГДР), которые начинаются с карбонатов, за ними следует ангидрит, в свою очередь перекрывающийся галитом (и в некоторых участках солями калия). Их стратиграфия, петрология и геохимия описаны во многих работах [190, 242, 179, 272, 273, 274].

Происхождение эвапоритов

Все солевые отложения образуются при испарении рассолов. Первоначальным источником таких рассолов является главным образом морская вода. Рассол может образовываться непосредственно из морской воды при испарении ее в полуизолированном или полностью изолированном рукаве моря в аридном регионе. Рапа может формироваться во внутренних бассейнах засушливых регионов, куда поступают воды, которые привносят соль из реликтовых вод морских осадков («ископаемой» морской воды или захваченного рассола), соль, растворенную в более древних соляных пластах, или, как считают некоторые современные исследователи, из переносимых по воздуху внутрь континента частиц соли, образовавшихся из брызг океана [31].

Испарение морской воды и последовавшая за ней кристаллизация были изучены экспериментально. Морская вода содержит около 3,5 вес.% растворенного твердого вещества, около $^4/_5$ которого представлена хлористым натрием. Средний состав этих материалов приведен в табл. 11-8.

Эксперименты Узильо [312] показали, что, когда в результате испарения первоначальный объем морской воды уменьшается наполовину, осаждается небольшое количество окиси железа и $CaCO_3$. Когда объем составляет 0,2 от первоначального объема морской воды, фор-

мируется гипс. При уменьшении первоначального объема приблизительно до 0,1 начинает кристаллизоваться NaCl. Дальнейшее сокращение объема приводит к появлению сульфатов и хлоридов магния и, наконец, к образованию NaBr и KCl.

Несмотря на то что порядок кристаллизации, наблюдавшийся Узильо, согласуется в общих чертах с последовательностью, характерной для некоторых соляных отложений [256], известно много исключений. Также известно много минералов, входящих в состав соляных пластов, которые не обнаружены в экспериментально полученных остатках. Кристаллизация рассолов — это очень сложный процесс,

Таблица 11-8

Состав солей океанов. По [55]

Соль	Содержание, %	Соль	Содержание, %
$NaCl$	77,76	K_2SO_4	2,45
$MgCl_2$	10,88	$CaCO_3$	0,35
$MgSO_4$	4,74	$MgBr_2$	0,22
$CaSO_4$	3,60		
		Сумма	100,00

и он зависит не только от растворимости входящих в их состав солей, но также и от концентрации присутствующих солей и температуры.

Для более детального ознакомления фазовых взаимодействий отсылаем в обзору Стюарта [275] по кристаллизации хлоридных рассолов и к работе Югстера и Смита [88] по кристаллизации рассолов, полученных из обогащенных карбонатом вод.

Если осядет вся соль в 305-метровом столбе морской воды, то образуется отложение мощностью 4,6 м, в котором 0,15 м будет составлять сульфат кальция, 3,6 м — хлористый натрий и оставшиеся 0,8 м придется на соли, содержащие калий и магний. Для образования отложений мощностью 100 м потребуется испарение огромного объема воды. Однако глубинная вода в расчет не принимается. Действительно, участие глубинных вод вряд ли возможно, на что указывает ассоциация многих солевых пластов со строматолитовыми текстурами, растрескиванием ила и т. п. Насколько известно, все современные эвапориты имеют очень мелководное происхождение. Однако Шмальз [256] представил неоспоримые аргументы в пользу глубоководного происхождения некоторых древних эвапоритов.

Если осаждение было доведено до завершения, то порядок напластования солей должен быть приблизительно тем же, что и у Узильо, и они должны быть примерно в тех же пропорциях, в которых они присутствуют в морской воде. Кроме того, если соль начала осаждаться, то ее кристаллизация должна дойти до конечной стадии, в противном случае она вступает в реакцию с остаточной жидкостью и образует различные твердые фазы. Ввиду того, что многим эвапоритовым отложениям свойственны существенные отклонения от вышеупомянутых норм, можно заключить, что простого испарения морской воды не происходит, и либо материнский рассол не образовывался из морской воды, либо испарение происходило в особых условиях, которые объясняют эти аномалии.

Подробное рассмотрение вопроса об осаждении соли различного происхождения приведено в работах Грабау [119] и Лётца [190]. Более сжатая и более современная сводка представлена Стюартом [275]. В настоящее время две школы рассматривают происхождение эвапоритов в геологическом разрезе. Одни предполагают, что отложения образовались из значительной, более или менее постоянной устойчивой массы рассола — соляного озера или пересыщенного солью рукава моря. Другие считают, что соли отложились из приповерхностных рассолов, достигших поверхности плайи или себхи в результате явления капиллярности, и что масса воды, если она имела место, была в лучшем случае мелкой и существовала короткое время.

Для того чтобы объяснить мощные отложения соли, Оксениус [225] выдвинул свою «теорию баров». Согласно его концепции, постоянная отмель или бар отсекает лагуну от океана, оставляя узкий канал, через который может проникать морская вода, восполняющая обусловленные испарением потери, и через который практически не происходит оттока. По мере того, как все больше соли привносится в лагуну, соленость увеличивается до тех пор, пока не начнется отложение соли. Этот процесс будет происходить пока существует канал, достаточно мелкий, чтобы препятствовать утечке плотных придонных рассолов. Моделью данной теории являлся залив Кара-Богаз-Гол у восточного побережья Каспийского моря.

Необходимы некоторые дополнения теории ограниченного бассейна для объяснения стратиграфических особенностей различных соляных скоплений. Гипотеза множественных бассейнов [30], например, предполагает наличие непрерывного ряда соединенных бассейнов. Воды проходят через следующие один за другим бассейны и постепенно становятся более солеными. Вероятно, во втором или третьем бассейне может осаждаться галит без осаждения гипса и ангидрита в основании. Поскольку эта гипотеза предусматривает сложный характер бассейнов и концентраций, она выглядит недостаточно правдоподобной. Избирательно кристаллизация может происходить более просто. Кинг [169], например, предложил остроумное объяснение для мощных отложений ангидрита в формации Кастиль (пермь) в Техасе и Нью-Мексико. Он допускал отложение в полуизолированном море, в которое обычная морская вода проникает через частично ограниченный канал. Концентрированный рассол моря Кастиль, по-видимому, погружался на дно и частично возвращался в результате оттока через проницаемый барьер в море. Достигнутый уровень солености был достаточным для осаждения сульфата кальция, но не хлорида натрия. Первично осажденным должен быть гипс, но Кинг считал, что стадия ангидрита должна быть достигнута примерно за $^1/_{1000}$ периода накопления отложений Кастиль (температуру принимаем равной 30°С). Считается необходимым испарение 290 см^3 воды для обеспечения наблюдаемого ежегодного прироста ангидрита. Подсчеты показывают, что объем притока и оттока относится 10:1. Это равновесие должно привести к осаждению ангидрита с относительно небольшим количеством галита и должно допустить вынос из бассейна более растворимых солей и возвращение их в море. Современные океанографические исследования циркуляции в частично ограниченных лагунах или заливах подтверждают теорию привноса-выноса [259].

Для объяснения происхождения многих эвапоритовых отложений в геологическом разрезе в настоящее время применяют модель себхи. Боселлини и Харди [26], например, относят эвапоритовые фации фор-

мации Беллерофон (верхняя пермь), на севере Италии, к обстановке, напоминающей современную себху. Около 40 регрессивных себховых циклов, мощность которых составляет в среднем 3 м, состоят из землистого доломита, переходящего вверх по разрезу в гипсоносный доломит, который в свою очередь перекрывается слоистым желваковым гипсом, покрытым массивным гипсом с «ячеистой» текстурой. Такие же циклические разрезы отмечались и в формации Бейбл (триас) в Доломитовых Альпах; в верхней формации Бурано, в Центральных Апеннинах; и в формации Норденшёльтбрин (мел) на Шпицбергене (Харди, 1972, персональное сообщение). Эвапоритовые отложения девонского возраста в южной части Альберты и в Саскачеване, Канада, также демонстрируют себховые циклы, и, следовательно, их можно рассматривать как отложения себхи, неоднократно выходившие на поверхность [101]. Таким же образом были объяснены даже отложения галита [264].

Считается, что подобным образом накопились серии Солфифера (верхний миоцен) в Сицилии, которые были отложены в очень мелководной прибрежной лагуне или в условиях себхи [135].

Некоторые отложения гипса образуются в результате реакции сульфатсодержащих вод с известняками. Окисление пирита, особенно пирита черных сланцев, приводит к образованию большого количества кислых сульфатных вод, которые реагируют с известняком и превращают значительную часть его в гипс. Эти отложения не являются, конечно, эвапоритами и обычно имеют небольшой объем и носят местный характер.

Гипс обнаружен в некоторых местах в виде гипсита, который представляет собой гипсовую землю. Этот материал составляет выветрелые выцветы, обнаруженные только в засушливых регионах, расположенных на выходах гипса или гипссодержащих пластов. Местами он является источником гипса.

Углеродсодержащие осадки

Введение

Органические компоненты живой материи подвергаются окислению и превращаются в CO_2 и воду. Это окисление, или «медленное сгорание», не прекращается со смертью организма, а заменяется бактериологическим разложением или прямым окислением. В зависимости от места скопления и количества имеющегося кислорода, органические остатки подвергаются только частичному или неполному окислению, известному как гумификация, или гниение. Такие не полностью окисленные продукты представлены метаном (CH_4), окисью углерода (CO), водородом (H_2) и т. д. Эти газообразные вещества улетучиваются, но некоторые из частично разложившихся твердых органических остатков погребены и сохранились в литосфере, где с ними происходят дальнейшие изменения.

Органическое вещество, которое избегнет полного разложения и подвергнется погребению, становится компонентом накапливающегося осадка. Процентное содержание органического вещества, накапливающегося таким образом, варьирует в широких пределах. Согласно Траску [298], немногие типично морские осадки содержат более 10%, и лишь некоторые осадки содержат менее 0,5% органического вещества. Среднее количество органики в прибрежных осадках составляет око-

ло 2,5%, а для осадков открытого океана — около 1,0%. Поскольку около 50—60% органического вещества представлено углеродом, среднее содержание органического углерода в прибрежных морских осадках, таким образом, составляет около 1,5%. Древние отложения также содержат углеродсодержащие остатки. Как правило, глинистые сланцы содержат почти в два раза больше органического вещества, чем песчанистые сланцы или алевролиты, которые, в свою очередь, содержат его вдвое больше, чем тонкозернистые песчаники. Средний глинистый сланец содержит 2,1% органического вещества; средние известняки содержат около 0,29%; средние песчаники — около 0,05% [66]. На основании исследования 25 000 образцов показано [299], что содержание органики в некоторых формациях превышало 4% и что общее среднее содержание составляло 1,5% (эквивалентное 1% углерода). Однако даже при таком малом содержании углерода общее количество органического углерода, поглощенного осадками, очень велико. Если принять 1% за среднюю величину и если общая масса осадков составляет $480 \cdot 10^{15}$ т [233], то количество погребенного органического углерода составит $4{,}8 \cdot 10^{15}$ т. Это количество в 500 раз превышает содержание его в углях ($6 \cdot 10^{12}$ т).

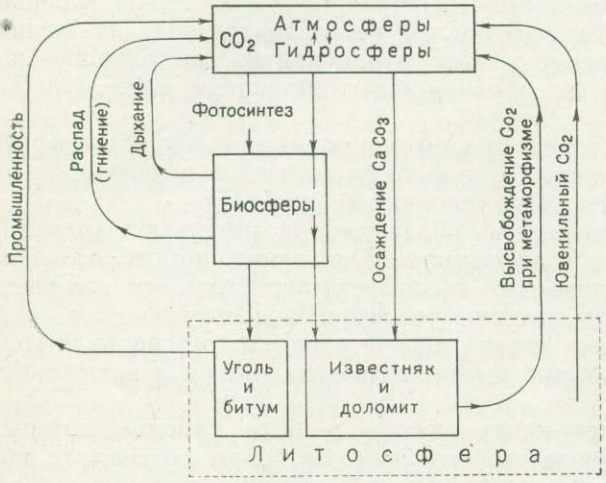


Рис. 11-35. Цикл двуокиси углерода. По Голдшмидту [1933]

Углеродсодержащие остатки, в основном лишенные обычных детритовых осадков, накапливаются в других местах. К таким отложениям относятся торф в современных условиях и его «ископаемый» эквивалент в древних разрезах — уголь. Хотя эти и родственные им материалы представляют большую ценность для человека, они составляют лишь незначительную часть известных горных пород и, как отмечалось выше, лишь небольшую часть от общего количества «ископаемого» углерода. Толща осадков 1000 м мощности содержит столько органического вещества, что из него можно составить пласт мощностью 20 м. Однако на каждые 1000 м отложившегося осадка приходится лишь 5 см угля.

Первичным источником органического вещества, которое фактически служит основой углеродсодержащего остатка в осадках, является двуокись углерода атмосферы. Это вещество путем фотосинтеза зеленых растений преобразуется в сложные органические соединения, которые, как отмечалось, частично разрушаются метаболическими процессами (дыхательный газообмен), частично гнилостными процессами и частично быстрым сжиганием огнем (рис. 11-35). Те органические соединения, которые избежали полного разложения, погребены в осадках или в редких случаях образуют осадочное отложение, в котором нет минерального вещества (уголь или битум). Оче-

видно, подобное улавливание органического углерода в литосфере привело бы к постепенному истощению запасов CO_2 в атмосфере и гидросфере, если бы CO_2 в систему не поступало дополнительно. Эти дополнения обеспечиваются главным образом вулканическими процессами, в результате дегазации CO_2 поступает из земной мантии [248].

Природа и форма органических остаточных образований

Стойкость органических материалов к разложению различна [297]. Наиболее чувствительны к распаду протеины, сахара, крахмалы и другие пищевые материалы. Целлюлоза и жиры разлагаются не так быстро; янтарь, полиплакофоры некоторых брахиопод и другие формы организмов, смола и парафины сохраняются даже в породах кембрийского возраста. Распад растительных тканей происходит весьма избирательно и изучен недостаточно [15].

В настоящее время органические остатки накапливаются в форме гумуса, торфа и сапропеля [234].

Гумус представляет собой скопление органических остатков в самой верхней части литосферы, в основном в почве. Чаще всего эта форма аккумуляции подвергается окислению. Поэтому в обычной почве гумус состоит из вновь поступающего органического вещества и большого числа соединений, представляющих различные стадии распада. Некоторые промежуточные продукты, так называемые гумидные кислоты, очень активны. Фактически эти кислоты представляют собой коллоидный комплекс, способный поглощать катионы из раствора. Если полуторные окиси и растворенный гумус приготовить в определенных пропорциях, то образуются смешанные растворы. Если изменить пропорции, то образуются коагуляты гумуса с гидратированными окислами железа и алюминия.

Условия, благоприятные для образования торфа, почти повсюду связаны с пресноводными болотами. Содержание органического вещества в данном осадке может составлять 70—90% всего объема отложения. Минеральные компоненты отсутствуют. Отложение торфа происходит там, где идет быстрый рост и размножение растений, чрезмерное развитие органических соединений, которые с трудом распадаются и создают такие условия в среде, в которых жизнедеятельность микроорганизмов сведена к минимуму или полностью угасла. Растения обладают различной торфообразующей способностью. Торфообразование обусловлено разложением камыша, осоки, хвоща (*Equisetum*), различных древесных растений — особенно определенных видов сосны (*Pinus*), березы (*Betula*), черной ольхи (*Alnus*) и ели (*Picea*) — и наиболее важных для торфообразования — торфяных мхов (*Sphagnum* и *Hupnum*).

Скопления торфяного мха могут иметь мощность несколько метров и простираться на многие квадратные километры. Они гидроскопичны и поглощают в 14 раз больше воды, чем их собственный объем. Торфяные мхи удовлетворяют условиям торфонакопления, потому что они быстро растут и состоят в основном из целлюлозы и парафиновых веществ с небольшим количеством протеина. Органические кислоты, образованные в результате гнилостного разложения, не могут получить оснований для нейтрализации; в результате кислотность препятствует появлению микроорганизмов.

В современном мире накопление торфа наиболее интенсивно в северных широтах и связано с обширными пресноводными болотами.

В Канаде они известны по названием маскегов [237], и лишь в Канаде эти болота занимают площадь около 1 295 000 км². В настоящее время торф также образуется в прибрежных мангровых болотах и в болотах, затапливаемых солоноватой или морской водой [269].

Сапропель представляет собой ил, богатый или полностью состоящий из органических соединений, которые накапливаются на дне различных водных бассейнов: озер, лагун, эстуариев и т. п. Остатки фито- и зоопланктона богаче жировыми и протеиновыми веществами, чем торф. Следовательно, распад (гниение) происходит при не-



Рис. 11-36. Связь углерода, организмов и морских осадков. Нектон — активно плавающие поверхностные формы организмов; планктон — пассивные поверхностные формы организмов; бентос — формы организмов, живущие на дне

большом количестве кислорода. Образуются различные типы углеводородов наряду с восстановленными формами железа (углекислое и сернистое железо). Постепенная аккумуляция сапропеля контролируется в значительной мере быстрым размножением организмов, обеспечивающих этот процесс (рис. 11-36). Свободные органические кислоты отсутствуют, потому что среда в основном нейтральная. В подобных накоплениях могут быть, а могут и не быть значительные примеси минерального вещества.

Классификация углеродсодержащих осадков

Органические остатки, накапливающиеся в виде осадков, бывают двух основных типов — торфяные или гумусовые, которые при захоронении приводят к образованию различных форм угля (гумусовых или древесных углей), и сапропелевые вещества, которые ведут к образованию сапропелевых углей (кеннельского и богхеда). Там, где органические остатки смешиваются с минеральным веществом, образуются нечистые угли различных типов. Нечистый гумусовый уголь является зольным углем. Сапропелиты, такие как горючие сланцы, обогащены са-

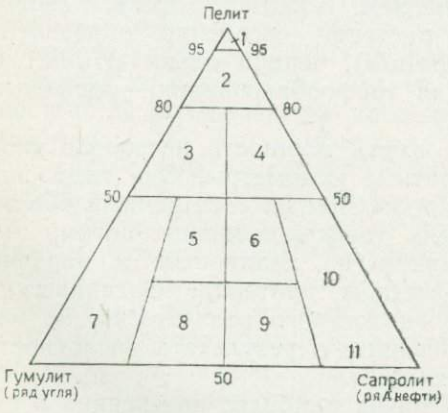


Рис. 11-37. Классификация и номенклатура углеродсодержащих осадков (источник неизвестен).

1 — глинистый сланец; 2 — черный сланец; 3 — зольный уголь; 4 — горючий сланец; 5 — кеннельский сланец; 6 — богхед-кеннельский сланец; 7 — угольные пласты; 8 — кеннель; 2 — ботхед-кеннель; *10* — асфальт; *11* — асфальтит и нефть.

пропелевыми остатками (рис. 11-37). Черные сланцы являются углистыми сланцами, содержание углерода в которых выше среднего. Даже обычные сланцы, содержащие обычные органические компоненты, могут в определенных геологических условиях продуцировать органические флюиды (нефть и природный газ), которые мигрируют из пластов источника в благоприятные геологические ловушки и накапливаются там, образуя нефтяные залежи. Потеря более летучих компонентов нефти ведет к образованию отложений твердого асфальта (асфальтит, юинтаит и т. д.).

Ископаемые угли

Ввиду большой важности угля как энергетического сырья в западном мире большое количество работ было написано об его свойствах, условиях залегания, происхождении, добыче и использовании. Среди наиболее фундаментальных трудов об угле можно назвать работы Мура [215], Рейстрика и Маршалла [238], Томкейеффа [297].

Общая характеристика и классификация. Уголь является горючим непрозрачным (исключение представляют только очень тонкие пластинки) некристаллическим твердым веществом, окраска которого варьирует от бурой до черной. Он может быть тусклым и блестящим, имеет малую плотность (от 1,0 до 1,8). Твердость изменяется в пределах от 0,5 до 2,5. Он хрупок и имеет неровный, занозистый или раковистый излом. Эти свойства изменяются в зависимости от типа или класса угля.

Уголь классифицируется по классам (маркам) и в зависимости от физического состава. Первая классификация предшествует второй и прежде всего базируется на степени метаморфизма угля: эту классификацию в основном используют при торговле углем. Вторая классификация является биопетрологической и основывается в значительной степени на микроскопическом изучении угля.

Классы угля зависят от степени углефикации. Они более или менее произвольны. Помимо общих свойств используются тщательно отобранные химические критерии, которые характеризуют каждый класс (рис. 11-38). Обычно выделяют следующие классы угля: 1) бурые угли, или лигниты, 2) суббитуминозные, 3) битуминозные, 4) полубитуминозные, 5) полуантрацитовые и 6) антрацитовые. Кроме того, выделяют некоторые другие типы углей, не входящие в обычный углефикационный ряд. К ним относятся кеннельские и зольные угли.

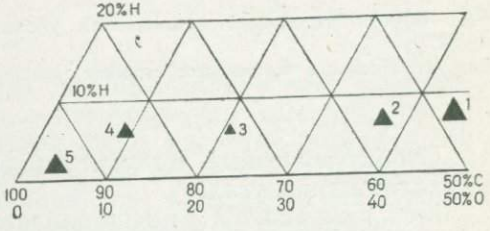


Рис. 11-38. Ряд угля. По [54].
1 — древесина; 2 — торф; 3 — лигнит; 4 — битуминозный уголь; 5 — антрацитовый уголь

Бурый уголь, или лигнит, является низшим членом углефикационного ряда. Он имеет бурый, буровато-черный и редко черный цвет; обычно сохраняет структуру первичной древесины; содержит много влаги; характеризуется низкой теплотворной способностью и плохо высыхает. Он быстро сгорает с дымящимся пламенем. Большая часть лигнитов имеет меловой или более молодой возраст.

Битуминозный уголь характеризуется более высокой степенью углефикации, т. е. содержит более высокий процент углерода и

меньше воды. Он легко горит и при выходе на поверхность не так легко распадается. Большинство битуминозных углей имеет тонкую полосчатость, образующуюся в результате переслаивания блестящих и тусклых пластов угля (рис. 11-39).

Антрацитовый уголь характеризуется ярким, почти полуметаллическим блеском и раковистым изломом. У него высокое содержание связанного углерода (беззольной части кокса) и низкое — летучих углеводородов. Он горит не так быстро, как более низкосортные виды угля, и сгорание происходит с небольшим пламенем, которое дает много тепла и мало дымит. У него довольно большая зольность.



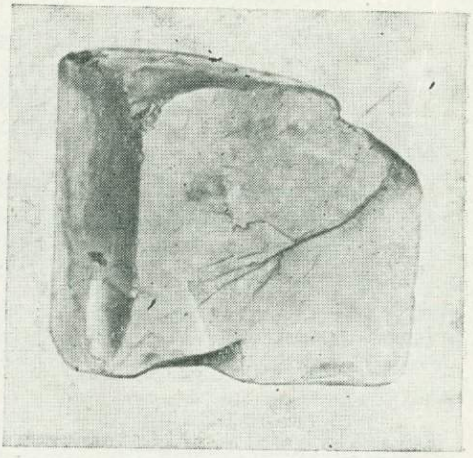


Рис. 11-39. Слоистый битуминозный уголь, пласт № 6, округ Франклин, Иллинойс [270]. Близок к натуральному размеру.
Обратите внимание на переслаивание стекловидного блестящего угля (витрен) и тонкослоистого угля (кларен)

Рис. 11-40. Массивный кеннельский уголь. Образец почти в натуральную величину [270].
Обратите внимание на глыбовое строение, раковистый излом и отсутствие слоистости

Суббитуминозные, полубитуминозные и полуантрацитовые угли — переходные типы угля.

Кеннельский уголь является неслоистым углем, черным, битуминозного типа с раковистым изломом (рис. 11-40). Он сгорает быстро, образуя длинное дымное пламя. Характеризуется высоким содержанием летучих компонентов.

Зольный уголь содержит большое количество примесей, характеризуется высоким процентным содержанием (33% или более) золы.

Термин графитоид применяется к углям, метаморфизованным сильнее антрацита.

Химический состав угля. Уголь состоит главным образом из углерода, водорода и кислорода. Азот и сера содержатся в меньшем количестве. Минеральное вещество (зола) — переменный компонент. Содержание главных компонентов изменяется в зависимости от класса угля. Изменение основных компонентов — углерода, азота, водорода и кислорода, начиная с древесины и кончая антрацитом, представлено в табл. 11-9.

Содержание водорода, азота и кислорода на 100 частей углерода показано в табл. 11-10.

Очень наглядно постоянное уменьшение содержания водорода и кислорода при переходе от торфа к различным классам угля. Более того, пропорциональное уменьшение содержания кислорода больше, чем водорода. В целлюлозе ($C_6H_{10}O_5$) эти два элемента существуют точно в таких же пропорциях, как и в воде (1:8). В древесине водород находится в избытке, превосходя это отношение (1:7), и избыток постоянно увеличивается до тех пор, пока соотношение в антраците не становится равным приблизительно 1:1. Изменение состава (основывающееся на данных табл. 11-9) показано на рисунке 11-38.

Таблица 11-9

Средний состав древесины, торфа и углей. По [54]

	Углерод	Водород	Азот	Кислород
Древесина	49,64	6,23	0,92	43,20
Торф	55,44	6,28	1,72	36,56
Лигнит	72,95	5,24	1,31	20,50
Битуминозный уголь	84,24	5,55	1,52	8,69
Антрацит	93,50	2,81	0,97	2,72

Таблица 11-10

Относительное содержание компонентов древесины, торфа и углей. По [54]

	Углерод	Водород	Азот	Кислород
Древесина	100	12,5	1,8	87,0
Торф	100	11,3	3,5	64,9
Лигнит	100	7,2	1,8	28,1
Битуминозный уголь	100	6,6	1,8	10,3
Антрацит	100	3,0	1,3	2,9

Компоненты угля. Существует два научных направления в области номенклатуры и классификации компонентов угля: американское и британское. Американская номенклатура [295] является ботанической и генетической и может быть применена только после микроскопических исследований. Британская классификация, или классификация Стопса [278], является преимущественно мегаскопической и описательной и, следовательно, применима для макроскопических образцов. Каждая из этих систем имеет своих сторонников; были предприняты попытки примирить или скомбинировать эти схемы и создать приемлемый международный стандарт (обзор материалов по данному вопросу приведен в ряде работ [39, 40, 63, 207]). Результатом является классификация Стопса — Хирленда (табл. 11-11).

В любом образце обычного битуминозного угля можно видеть невооруженным глазом три или четыре разновидности угля. Каждый тип характеризуется своими особенностями. Эти компоненты, которые в той или иной степени объединены в полосы, являются составными частями угля и обозначаются как витрен, кларен, дюрен и фюзен (см. рис. 11-39).

Витрен образует тонкие горизонтальные слои до 20 мм.

Это блестящий стекловидный, похожий на вулканическое стекло, агатоподобный уголь, переслаивающийся с более мощными пропласт-

ками углей другого типа. Витрен хрупкий, имеет раковистый излом и гладкий на ощупь. При исследовании невооруженным глазом он выглядит однородным и бесструктурным (эувитрен). В других случаях он проявляет «бороздчатость», характерную для растительных структур (провитрен).

Кларен представляет собой уголь, пласты или полосы которого, в отличие от витрена характеризуются слоистостью. Он имеет гладкий излом, характеризуется блестящим или сверкающим блеском и особенно отличается своим шелковистым видом, который является результатом мельчайшей слоистости. Шелковистый блеск кларена — отличительная черта по сравнению с гладким блеском витрена в том же угле.

Таблица 11-11

Классификация составных частей угля. По Маршаллу

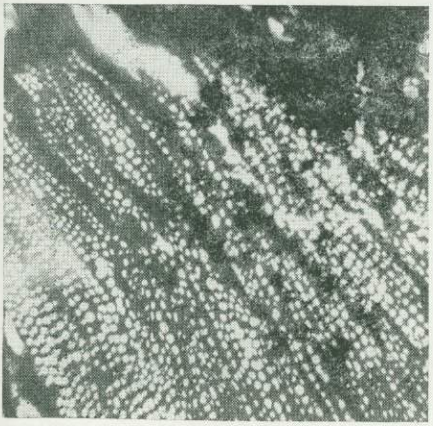
Типы пород	Мацералы		Примечания
Витрен	Витринит	Коллинит	По желанию можно подразделять
		Телинит	По желанию может подразделяться в зависимости от типа растительности
	Полуфюзенит		Промежуточный между витринитом и фюзенитом
Фюзен	Фюзенит		Непрозрачная ячеистая ткань
	Микринит	Споринит	Непрозрачный «остаток»
	Экзинит	Кутинит	Споровый материал Кутикуловые материалы
Кларен	—		Витринит с некоторым количеством экзинита и других материалов
Дюрен	—		Преимущественно микринит с экзинитом

Дюрен представляет собой матовый уголь, для которого характерно отсутствие блеска, тусклый или землистый вид и черный или свинцово-серый цвет. Залегает в виде твердых слоев, которые обладают твердым плотным строением. Внутренняя слоистость обычно отсутствует.

Фюзен, или «минеральный древесный уголь», легко определяется по его сходству с обычным древесным углем. Если фюзен не минерализован, то он очень рыхлый и высокопористый. В некоторых случаях поры заполнены кальцитом или пиритом. В шлифах непрозрачный, сильноячеистый (рис. 11-41). В образцах фюзен образует неправильные клинья, подходящие к плоскостям напластования под различными углами.

Исследование под микроскопом приводит к уточнению и более дробному подразделению этих терминов, выделенных по макроскопическим признакам (см. табл. 11-11). Типы угля считаются разновидностями породы («литотипы»), сложенной мацералами (аналогами минералов неуглесодержащих пород). Мацерал является органическим образованием, т. е. единичным обломком растительного остатка или материалом, образовавшимся из него. Основным мацералом витрена является витринит, состоящий из коллинита и телинита. Коллинит представляет собой бесструктурный, гелефицированный растительный остаток, тогда как телинит представлен полупрозрачным золотистым гелем, который частично сохраняет ячеистую структуру. Мацералы кларена и

дюрена относятся к группе липтинита или экзинита, которые представляют собой преимущественно более мелкие, более устойчивые обломки растений. Сюда же входит альгинит (водорослевого происхождения), споринит (спорангии), резинит (смола) и кутинит (измельченные обломки кутикул). Споры представляют собой желтые, полупрозрачные тела (во многих случаях разрушенные) как небольших, так и крупных споровых образований (микро- и мегаспор) (рис. 11-42). Резинит встречается в виде небольших изолированных полупрозрачных красноватых тел. Фюзен состоит из мацералов интертинита, которые включают микринит, фюзенит и склеротинит. Микри-



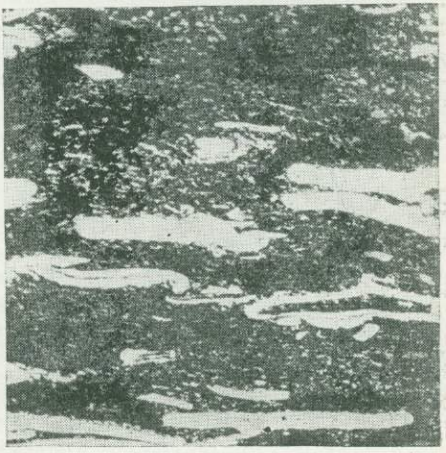


Рис. 11-41. Фюзен, пласт Арли. Атертон, Северный Манчестер, Англия. Без анализатора, ×80

Рис. 11-42. Дюрен, Угольная толща Лоу-Мейн, Ноттингем, Англия. Без анализатора, ×80.
Преимущественно непрозрачный аттрит с многочисленными разрушенными мегаспорами

нит — непрозрачный остаток, является доминирующим компонентом дюрена, так же как и фюзена. Фюзенит — это углефицированные ячеистые образования, с непрозрачными стенками, характерными для фюзена. Склеротинит образуется из склероции грибов.

Несколько типов битуминозного угля состоят из этих мацералов, представленных в различных пропорциях (см. табл. 11-11). Классификация типов углей (литотипов) и их мацералов Стопса — Хирленда основывается на результатах изучения битуминозных углей. Классификация в меньшей степени подходит к бурым углям — особенно к мягким бурым углям, поэтому прилагаются усилия к разработке приемлемой системы для них [220].

Тиссен и некоторые другие американские специалисты в области петрологии углей считают, что уголь состоит из двух основных компонентов, названных антраксилоном и аттритом. Их соотношение определяет вид угля. Блестящий (глянцевый) уголь состоит главным образом из антраксилона, тогда как матовый (тусклый или твердый) уголь состоит в основном из аттрита. По Тиссену, блестящие слои образовались преимущественно из древесных частей растений (антраксилона). Более мощные слои представляют ветви или стволы деревьев;

менее мощные — это более мелкие ветви или прутья. Кроме того, выделяется несколько типов антраксилона в зависимости от типа растений, из которых они образовались. Антраксилон явно полупрозрачен. Аттритом, с другой стороны, называют все материалы, которые не являются антраксилоном. В отличие от антраксилона и фюзена, которые представляют собой массу объединенной растительной ткани, сохранившейся в целом виде и имеющей ячеистую структуру, аттрит является размягченным и разрушенным растительным материалом. Он матовый и полупрозрачный.

Согласно этой системе, распространенными типами угля являются блестящий уголь, полутвердый, твердый, кеннельский и богхед.

Под микроскопом витрен выглядит преимущественно антраксильным; кларен состоит из полупрозрачного аттрита и тонких чешуек антраксилона. С другой стороны, дюрен выглядит состоящим в основном из непрозрачного аттрита.

Угли кеннельский и богхед представляют собой чистые, плотные глыбовые угли с массивной текстурой и однородной тонкозернистой структурой. Обычно они серого или черного цвета, имеют жирный блеск и рельефный раковистый излом. Кеннельскому углю слоистость не свойственна. Под микроскопом кеннельский уголь выглядит состоящим почти полностью из микрообломков спор смолы, древесных обломков и матового аттрита. Богхед содержит большое количество маслянистых водорослей. Кеннельский уголь и богхед являются скорее сапропелевыми, чем гумусовыми углями.

Распространение залежей угля. Уголь является относительно редким, хотя и широко распространенным типом породы. Он встречается в породах от раннепротерозойского до третичного возраста, но он не был достаточно распространенным до развития древесной растительности в девонском периоде. Все додевонские угли, по-видимому, сапропелевые и, вероятно, водорослевые. Одни из наиболее древних, если не самые древние угли, обнаружены в аспидных сланцах Мичигам (докембрий), в округе Айрон, штат Мичиган. Этот уголь, возраст которого превышает 1700 млн. лет и который переслаивается с аспидными сланцами, является антрацитовым (около 80% связанного углерода) и имеет высокую зольность. Вероятно, это водорослевой уголь [307].

Первые обширные залежи угля имеют каменноугольный возраст. Однако даже в угленосной толще карбона уголь редко составляет более 1 или 2% от всего разреза. Мощность отдельных пластов угля изменяется от толщины пленки до пластов мощностью более чем 122 м. Средняя мощность пласта составляет от 0,3 до 0,6 м. Пласты мощностью свыше 3 м обычно встречаются редко. Пласт Питсбург — один из наиболее выдержанных и наиболе продуктивных пластов на месторождениях Центральных Аппалачей в Соединенных Штатах, он сохраняет мощность от 1,8 до 3,0 м на большой площади. Угленосная толща исключительна по своему характеру и занимает территорию 56 980 км^2. на западе Пенсильвании, в Западной Виргинии и Огайо и имеет пригодную для разработки мощность на площади в 15 540 км^2. В любом угленосном разрезе, по-видимому, присутствуют многочисленные пласты как пригодные, так и непригодные для разработки. В западной части Иллинойса в разрезе угленосной толщи насчитывается 18 пластов; на некоторых участках в Огайо и юго-западе Пенсильвании их насчитывается более 40; в Новой Шотландии отмечено более 70 пластов, а на месторождении Вестфалии в северо-западной части ФРГ расположено более 90 пластов, мощность которых составляет в совокупности 84 м.

На угольном месторождении Джария (Гондвана) в Индии насчитывается 24 пласта мощностью более 1,2 м, которые в целом составляют 73 м в разрезе мощностью 610 м [98]. Уголь занимает более 10% всего разреза. Самые мощные отложения угля — пласты Каргали; их мощность составляет 30,5 м. Индийские угленосные породы являются нетипичными в том отношении, что на уголь приходится значительная часть всего разреза, что пласты имеют большую мощность и сами угли характеризуются высокой зольностью.

Уголь нередко переслаивается с обычными осадочными породами. Во многих местах эти толщи имеют циклическое строение и образуют циклотемы [309, 318, 316]. Во многих местах уголь залегает на глинах, имеющих особый характер, известных как подстилающие глины. Некоторые из этих глин имеют настолько малое содержание железа и щелочных металлов, что они представляют собой огнеупорную глину.

Происхождение угля. Наличие органических структур в угле и хорошо установленный ряд углей, начинающийся с древесины и заканчивающийся антрацитом, не оставляют сомнения в том, что уголь имеет растительное происхождение [163, 323]. Однако остается рассмотреть способы накопления растительного вещества и его преобразования в уголь.

По вопросу накопления существуют две точки зрения. Многие исследователи предполагают, что органическое вещество должно накапливаться на месте, тем самым образуя автохтонный уголь [163, 323]. Некоторые исследователи, особенно те, которые изучают индийский уголь серии Гондвана, считают, что органические обломки перенесены с места их роста на другое место, где они накопились и образовали аллохтонный угольный пласт [98]. Несомненно, что образование угля шло тем и другим путем, но для большей части углей превалирует точка зрения, предполагающая накопление их на месте в крупных пресноводных болотах. Неодинаковая мощность, широкое площадное распространение и отсутствие примесей неорганических обломков подтверждают этот вывод. Однако некоторые кеннельские угли могут представлять собой скопления органического детрита.

Процесс превращения древесных торфянистых остатков в уголь называется углефикацией. Частично — это биологический, а частично метаморфический процесс. Обычно растительное вещество окисляется до воды и двуокиси углерода. Однако если растительный материал скапливается под водой, то кислород быстро истощается и происходит только частичное разложение. Растительные остатки окисляются не полностью. Такой неполный распад приводит к накапливанию органических отложений — торфа. Хотя разложение и изменение могут быть частично результатом действия бактерий, обычно токсические условия торфяных болот подавляют или пресекают деятельность таких микроорганизмов. Химия процессов углефикации участвующих в превращении торфа в угли различной степени метаморфизации, не вполне понятна [221]. Преобразованиям способствует захоронение и связанное с ним повышение давления и температуры. Только в сильно смятых пластах достигается стадия антрацита.

Горючие сланцы, нефть и природный газ

Проблеме нефти и природного газа посвящена обширная литература; полное изложение этого материала здесь невозможно. Мы рекомендуем вам многочисленные классические работы по этому вопросу,

такие как «Геология нефти» Леворсена [187]. Однако стоит отметить, какое отношение имеет изучение осадочных пород к проблеме происхождения жидких углеводородов, содержащихся в них.

Многие ученые, изучающие этот вопрос, пришли к выводу, что нефть и природный газ генерируются из органического вещества, захваченного осадками в процессе их отложения. В общем, считается, что исходным веществом являются скорее сапропелевые, а не торфяные материалы. Процесс превращения был назван *битуминизацией*. Однако многие породы не содержат нефти как таковой, но выделяют ее при деструктивной дистилляции. Это керогенсодержащие горючие сланцы.

Термин *горючие сланцы* используется для обозначения любой породы, из которой при нагревании можно извлечь значительное количество нефти. Обычно такие породы имеют тонкую структуру и слоисты. К ним относятся истинные глинистые сланцы, такие как горючие сланцы (нижний карбон) в Шотландии [120], мергели и доломитовые известняки, например известняки, содержащиеся в формации Грин-Ривер (эоцен) в Вайоминге, Колорадо и Юте [76]. Количество получаемого продукта варьирует в широких пределах, например горючие сланцы Грин-Ривер дают 125 л/т. Материал, который при дистилляции образует сырую нефть, называется *керогеном*. Это органический продукт, состоящий из смеси крупных углеводородных молекул. Хотя считается, что нефть и природный газ образуются в морских осадках, горючие сланцы являются преимущественно неморскими, обычно образованными в озерах породами, но известны также горючие сланцы и морского происхождения.

Считается, что сырая нефть образовалась из органических обломков вероятно, в основном из одноклеточных водорослей или диатомей, входящих в состав морских глинистых и известковых осадков. Исследование происхождения нефти и природного газа включает не только изучение органического вещества в осадках и его преобразования в нефть, но и изучение нефтематеринских пород и пород-коллекторов. К сожалению, нет единого мнения о том, какие породы являются нефтематеринскими. Были проведены широкие исследования по проблеме нефтематеринских пород и установлению химических и других критериев для их распознавания [300]. Хотя породы-коллекторы лучше изучены из-за их более легкого выявления, выполнено немного систематических работ по их петрологии. Крынин [177] выдвинул гипотезу о том, что породы-коллекторы — особые, до некоторой степени нетипичные отложения. К настоящему времени эта идея не получила достаточного подтверждения, хотя были предприняты некоторые попытки с целью выразить ее статистически [83]. Естественно, однако, что существует несколько различных петрологических типов нефтяных залежей, существенно отличающихся одна от другой. Единственным общим показателем коллекторов, будь они известняки или песчаники, является достаточно большая величина пористости, обеспечивающая накопление нефти и газа.

Было высказано предположение, что если адекватно установлены петрологические характеристики как материнских пород, так и пород-коллекторов, то можно предсказать, что такие характеристики будут иметь свое оптимальное развитие во времени и в пространстве; тем самым поиски нефти ставятся на рациональную основу. Там, где четко оконтуривается нефтегазоносная зона, поиски структурных и других ловушек могут быть проведены обычными геологическими и геофизи-

ческими приборами при минимальных затратах и с максимальными шансами на успех. По существу, проблема сводится к установлению геологических и петрологических условий залегания нефти в пределах данного бассейна. Следовательно, эта задача сводится к установлению обстановки осадконакопления, в которой нефть формировалась и улавливалась (проблема распознавания обстановок осадконакопления рассматривается в гл. 15).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams, S. K., Groot, S. S., and Hiller, N. N., Jr.*, 1961, Phosphatic pebbles from the Brightseat Formation of Maryland: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 546—552.
2. *Aldrich, H. R.*, 1929, The geology of the Gogebic Iron Range of Wisconsin: Bull. Wisconsin Geol. Nat. Hist. Surv. 71, 279 pp.
3. *Alexandrov, E. A.*, 1955, Contribution to studies of origin of Precambrian banded iron ores: Econ. Geol., v. 50, pp. 459—468.
4. *Allen, V. T.*, 1937, A study of Missouri glauconite: Amer. Mineral., v. 22, pp. 842—846.
5. *Alling, H. L.*, 1928, The leology and origin of the Silurian salt of New York: Bull. New York State Mus. 275, 139 pp.
6. *Alling, H. L.*, 1947, Diagenesis of the Clinton hematite ores of New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 58, pp. 991—1018.
7. *Anderson, R. Y., Dean, W. E., Jr., Kirkland, D. W., and Snider, H. I.*, 1972, Permian Castile varved evaporite sequence, west Texas and New Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 59—86.
8. *Anderson, R. Y., and Kirkland, D. W.*, 1960, Origin, varves, and cycles of Jurassic Todilto Formation, New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 37—52.
9. *Anderson, R. Y.*, 1966, Intrabasin varve correlation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, pp. 241—256.
10. *Androussow, N.*, 1897, La Mer noire: 7th Int. Géol. Congr. Guide Excursions, no. 27.
11. *Ashley, G. H.*, 1918, Notes on the greensand deposits of the eastern United States: Bull. U. S. Geol. Surv. 660-B, pp. 27—49.
12. *Auden, J. B.*, 1933, Vindhyan sedimentation in the Son valley, Mirzapur District: Mem. Geol. Surv. India, v. 62, no. 2, 250 pp.
13. *Bailey, E. B.*, 1936, Sedimentation in relation to tectonics: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1713—1726.
14. *Balk, Robert*, 1953, Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberia and Vermilion parishes, Lousiana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 37, pp. 2455—2474.
15. *Barghoorn, E. S.*, 1952, Degradation of plant tissues in organic sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 34—41.
16. *Bastin, E. S.*, 1933, Relation of cherst to stylolites at Carthage, Missouri: Jour. Geol., v. 41, pp. 371—381.
17. *Bellamy, C. V.*, 1900, A description of the salt lake of Lanarca: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 56, pp. 745—758.
18. *Bentor, Y. K., and Kastner, M.*, 1965, Notes on the mineralogy and origin of glauconite: Jour. Sed. Petrology, v. 35, pp. 155—166.
19. *Berkey, C. P.*, 1924, The New petrology: Bull. New York State Mus. 251, pp. 105—118.
20. *Berz, K. C.*, 1922, Ueber Magneteisen in marinen Ablagerungen: Centralbl. Min. Geol., pp. 569—577.
21. *Biggs, D. L.*, 1957, Petrography and origin of Illinois nodular cherts: Illinois Geol. Surv. Circ. 245, pp. 1—25.
22. *Blackwelder, E.*, 1916, The geologic role of phosphorus: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 42, p. 293.
23. *Borchert, H.*, 1952, Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstatten: Chem. Erde, v. 16, pp. 49—74.
24. *Borchert, H.*, 1960, Genesis of marine sedimentary iron ore: Trans. Inst. Min. Metall., 640, v. 79, pp. 261—279.
25. *Borchert, H., and Baier, E.*, 1953, Zur Metamorophose ozeaner Gipsablagerungen: Neues Jahrb. Min. Abb., v. 86, pp. 103—154.
26. *Bosellini, A., and Hardie, L. A.*, 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite: Sedimentology, v. 20, pp. 5—28.
27. *Braitsch, O.*, 1962, Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten: New York, Springer, 232 pp.

28. *Bramlette, M. N.*, 1946, The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 212, 57 pp.

29. *Brandt, R. T., Gross, G. A., Gruss, H., Semenenko N. P., Dorr, J. V. N.*, 1972, Problems of nomenclature for banded ferruginous-cherty sedimentary rocks and their metamorphic equivalents: Econ. Geol., v. 67, pp. 682—684.

30. *Branson, E. B.*, 1915, Origin of thick salt and gypsum deposits: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 26, pp. 231—242.

31. *Broecker, W. S., and Walton, A. F.*, 1959, Reevaluation of the salt chronology of several Great Basin Lakes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 601—618.

32. *Brown, L. S.*, 1931, Cap rock petrography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 15, pp. 509—530.

33. *Brunstrom, R. G. W., and Walmsley, P. J.*, 1969, Permian evaporites in the North Sea Basin: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 870—883.

34. *Bucher, W. H.*, 1918, On oolites and spherulites: Jour. Geol., v. 26, pp. 593—609.

35. *Burchard, E. F., Butts, C., and Eckel, E. C.*, 1910, Iron ores, fuels, and fluxes of the Birmingham district, Alabama: Bull. U. S. Geol. Surv. 400, 204 pp.

36. *Burst, J. F.*, 1958a, Mineral heterogeneity in «glauconite» pellets: Amer. Mineral., v. 43, pp. 481—497.

37. *Burst, J. F.*, 1958b, «Glauconite» pellets; their mineral nature and application to stratigraphic interpretation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 310—327.

38. *Bushinsky, G. I.*, 1935, Structure and origin of the phosphorites of the USSR: Jour. Sed. Petrology, v. 5, pp. 81—92.

39. *Cady, G. H.*, 1939, Nomenclature of the megascopic description of Illinois coals: Econ. Geol., v. 34, pp. 475—494.

40. *Cady, G. H.*, 1942, Modern concepts of the physical constitution of coal: Jour. Geol., v. 50, pp. 337—356.

41. *Caley, J. F.*, 1940, Paleozoic geology of the Toronto-Hamilton area, Ontario: Geol. Surv. Canada Mem. 224, 284 pp.

42. *Carroll, D.*, 1958, Role of clay minerals in the transportation of iron: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 14, pp. 1—27.

43. *Casteño, J. R., and Garrels, R. M.*, 1950, Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits: Econ. Geol., v. 45, pp. 755—770.

44. *Cayeux, L.*, 1905, Genèse des gisements de phosphates de chauv sédimentaires: Bull. Sooc. Géol. France, ser. 4, v. 5, pp. 750—753.

45. *Cayeux, L.*, 1909, Les minerais de for oolithique de France. I. Minerais de fer primaires: Paris, Imprimerie Nationale, 344 pp.

46. *Cayeux, L.*, 1911, Les minerais de fer oolithiques primaires de France: Revue de Metall., v. 8. pp. 117—126.

47. *Cayeux, L.*, 1922, Les minerais de for oolithique de France. II. Minerais de fer secondaires: Paris, Imprimerie Nationale, 1052 pp.

48. *Cayeux, L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France: roches siliceuses: Mem. Carte Geol. France. Paris, Imprimerie Nationale, 774 pp.

49. *Charles, G.*, 1953, Sur l'origine des gisements de phosphates de chaux sédimentaires: 19th Int. Geol. Congr. Algiers, Comptes Rendus, v. 11, pp. 163—184.

50. *Chilingar, G. V.*, 1955, Review of Soviet literature on petroleum source-rocks: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 764—768.

51. *Chilingar, G. V.*, 1956, Joint occurrence of glauconite and chlorite in sedimentary rocks: a review: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 394—398.

52. *Choquette, P. W.*, 1955, A petrographic study of the «State College» siliceous oolite: Jour. Geol., v. 63, pp. 337—347.

53. *Clarke, F. W.*, 1915, Analyses of rocks and minerals from the laboratory of the United States Geological Survey, 1880—1914: U. S. Geol. Surv. Bull. no. 591, 376 pp.

54. *Clarke, F. W.*, 1924, Data of geochemistry: Bull. U. S. Geol. Surv. 770, 841 pp.

55. *Clarke, F. W., and Washington, H. S.*, 1924, The composition of the earth's crust: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 127, 117 pp.

56. *Clarke, F. W., and Wheeler, W. C.*, 1922, The inorganic constituents of marine invertebrates, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 124, 62 pp.

57. *Cloud, P. E.*, 1955, Physical limits of glauconite formation: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 484—492.

58. *Correns, C. W.*, 1950, The geochemistry of diagenesis; Geochim. Cosmochim. Acta, v. 1, pp. 49—54.

59. *Cramer, H. R.*, 1969, Evaporites — a selected bibliography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 982—1011.

60. *Cressman, E. R.*, 1955, Physical stratigraphy of the Phosphoria Formation in part of southwestern Montana: U. S. Geol. Surv. Prof Paper 1027-A, pp. 1—31.

61. *Cressman, E. R.*, 1962, Nondetrital siliceous sediments: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-T, 22 pp.

62. *Cressman, E. R., and Swanson, R. W.*, 1964, Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of southwestern Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 313-C, pp. 275—569.

63. *Dapples, E. C.*, 1942, Physical constitution of coal as related to coal description and classification: Jour. Geol., v. 50, pp. 437—450.

64. *Davis, E. F.*, 1918, The radiolarian cherts of the Franciscan group: Bull. Univ. California Publ. Dept. Geol., v. 11, pp. 235—432.

65. *Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, S.*, 1963, Rock-forming minerals, v. 4, Framework silicates: New York, Wiley, pp. 178—230 (see especially the chapter on silica minerals).

66. *Degens, E. T.*, 1965, Geochemistry of sediments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 342 pp.

67. *Dellwig, L. F.*, 1955, Origin of the Salina salt of Michigan: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 83—110.

68. *Dellwig, L. F., and Evans, R.*, 1969, Depositional processes in Salina salt of Michigan, Ohio, and New York: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 949—956.

69. *Deverin, L.*, 1945, Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses: Beitr. Geol., Schweiz., Lieferung 13, v. 2, 115 pp.

70. *Dietz, R. S., Emery, K. O., and Shepard, F. P.*, 1942, Phosphorite deposits on the sea floor off southern California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 815—845.

71. *Diller, J. S.*, 1898, The educational series of rock specimens collected and distributed by the United States Geological Survey: Bull. U. S. Geol. Surv. 150, 400 pp.

72. *Dimroth, E.*, 1968a, Sedimentary textures, diagenesis, and sedimentary environment of certain Precambrian ironstones: Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abb., v. 130, pp. 247—274.

73. *Dimroth, E.*, 1968b, The evolution of the central segment of the Labrador Geosyncline. Part I. Stratigraphy, facies, and paleogeography: Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abb., v. 132, pp. 22—54.

74. *Dimroth, E., Baragar, N. R. A., Bergeron, R., and Jackson, G. D.*, 1970, The filling of the circum-Ungava Geosyncline, in Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield (Baer, A. J., ed.): Geol. Surv. Canada, Paper 70—40, pp. 45—142.

75. *Dimroth, E., and Chauvel, J.-J.*, 1973, Petrography of the Sokoman Iron-formation in part of the central Labrador Trough, Quebec. Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 111—134.

76. *Donnell, J. R., Culbertson, W. C., and Cashion, W. B.*, 1967, Oil shale in the Green River Formation: Proc. 7th World Petrol Congr., Mexico, v. 3, pp. 699—702.

77. *Downie, C.*, 1962, So-called spores from the Torridonian: Proc. Geol. Soc. London, no. 1600, pp. 127—128.

78. *Dunbar, G. J., and McCall, G. H. H.*, 1965, Archean turbidites and banded ironstones of the Mt. Belches area (Western Australia): Sed. Geol., v. 5, pp. 93—133.

79. *Eardley, A. J.*, 1938, Sediments of Creat Salt Lake, Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 22, pp. 1305—1411.

80. *Eckel, E. B.*, 1938, The brown ores of eastern Texas: Bull. U. S., Geol. Surv. 902, 151 pp.

81. *Edwards, A. B.*, 1945, The glauconitic sandstone of East Gippsland, Victoria: Proc. Roy. Soc. Victoria, n. s., v. 57, pp. 153—167.

82. *Ehlmann, A. J., Hulings, N. C., and Glover, E. B.*, 1963, Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 87—96.

83. *Emery, J. R.*, 1955, The application of discriminant function to a problem in petroleum peology (abstr.): Jour. Sed. Petrololy, v. 25, 131 pp.

84. *von Engelhardt, W.*, 1942, Die Strukturen von Thuringit, Bavalit, und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe: Zeitschr. Krist., v. 104, pp. 142—159.

85. *Eugster, H. P.*, 1967, Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya; precursors of bedded chert: Science, v. 157, pp. 1177—1180.

86. *Eugster, H. P.*, 1969, Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya: Contr. Min. Petrology, v. 22, pp. 1—31.

87. *Eugster, H. P., and Chon, I.-M.*, 1973, The depositional environments of Precambrian banded iron formations: Econ. Geol., v. 68, pp. 1144—1168.

88. *Eugster, H. P., and Smith, G. I.*, 1965, Mineral equilibria in the Searles Lake evaporites, California: Jour. Petrology, v. 6, pp. 473—522.

89. *Eugster, H. P., and Surdam, R. C.*, 1971, Bedded cherts in the Green River Formation: Geol. Soc. Amer., abstr. with programs (Ann. Mtg.), v. 3, pp. 559—560.

90. *Fagan, J. S.*, 1962, Carboniferous cherts, turbidites, and volcanic rocks in northern Independence Range, Nevada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 595—612.

91. *Fernandez, D.*, 1961, Sull'origine delle seki stratificate e in noduli nel calcare: Bull. Soc. Geol. Italiana, v. 80, pp. 3—5.

92. *Fisher, O.*, 1873, On the phosphatic nodules of the Cretaceous rocks of Cambridgeshire: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 29, pp. 52—63.
93. *Folk, R. L.*, 1973, Evidence for peritidal deposition of Devonian Caballos Novaculite, Marathon Basin, Texas: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 57, pp. 702—725.
94. *Folk, R. L., and Pittman, J. S.*, 1971, Lengthslow chalcedony; a new testament for vanished evaporites: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 1045—1058.
95. *Folk, R. L., and Weaver, C. E.*, 1952, A study of the texture and composition of chert: Amer. Jour. Sci., v. 250, p. 498—510.
96. *Foster, M. D.*, 1969, Studies of celadonite and glauconite: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 614-F, 17 pp.
97. *Fowler, G. M., Lyden, J. P., Gregory, F. E., and Agar, W. M.*, 1934, Chertification in the Tristate (Oklahoma-Kansas-Missouri) mining district: Am. Inst. Mining Metall. Eng. Tech. Publ. 532, 50 pp.
98. *Fox, C. S.*, 1930, The Jharia coalfield: Geol. Surv. India. Mem. 56, 225 pp.
99. *French, B. M.*, 1968, Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron-formation, Mesabi Range, Minnesota: Minnesota Geol. Surv., Bull. 45, 103 pp.
100. *Friedman, S. A.*, 1954, Low temperature authigenic magnetite: Econ. Geol., v. 49, p. 101.
101. *Fuller, J. G. C. M., and Porter, J. W.*, 1969, Evaporite formations with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan, and North Dakota: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 909—926.
102. *Galliher, E. W.*, 1933, The sulfur cycle in sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 3, pp. 51—63.
103. *Galliher, E. W.*, 1935a, Glauconite genesis: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 1351—1356.
104. *Galliher, E. W.*, 1935b, Geology of glauconite: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 19, pp. 1569—1601.
105. *Carrels, R. M., and Mackenzie, F. T.*, 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.
106. *Gastil, G., and Knowles, D. M.*, 1960, Geology of the Wabush Lake area, southwestern Labrador and eastern Quebec, Canada: Bull. Geol., Soc. Amer., v. 71, pp. 1243—1254.
107. *Geijer, P.*, 1962, Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation: Arkiv Min. Geol., v. 3, pp. 165—186.
108. *Gill, J. E.*, 1927, Origin of the Gunflint ironbearing formation: Econ. Geol., v. 22, pp. 726—727.
109. *Goldman, M. I.*, 1919, General character, mode of occurrence and origin of glauconite: Jour. Washington Acad. Sci., v. 9, pp. 501—502.
110. *Goldman, M. I.*, 1922, Basal glauconite and phosphate beds: Science, n. S., v. 56, pp. 171—173.
111. *Goldman, M. I.*, 1952, Deformation, metamorphism, and mineralization in gypsum-anhydrite cap rock: Geol. Soc. Amer. Mem. 50, 169 pp.
112. *Goldstein, A. Jr., and Hendricks, T. A.*, 1953, Siliceous sediments of Oauchita facies in Oklahoma: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 421—442.
113. *Goodwin, A. M.*, 1956, Facies relations in the Gunflint Iron-formation: Econ. Geol., v. 51, pp. 565—595.
114. *Goodwin, A. M.*, 1961, Genetic aspects of Michipicoten Iron-formation: Trans. Canad. Mining Inst., v. 64, pp. 32—36.
115. *Goodwin, A. M.*, 1962, Structure, stratigraphy, and origin of iron-formations, Michipicoten area, Algoma District, Ontario: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 561—586.
116. *Govett, G. J. S.*, 1966, Origin of banded iron-formations: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 77, pp. 1191—1212.
117. *Grabau, A. W.*, 1904, On the classification of sedimentary rocks: Amer. Geol., v. 33, pp. 228—247.
118. *Grabau, A. W.*, 1919, Prevailing stratigraphic relationships of the bedded phosphate deposits of Europe, North Africa, and North America (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 30, p. 104.
119. *Grabau, A. W.*, 1920, Geology of the nonmetallic mineral deposits other than silicates. V. 1. Principles of salt deposition: New York, McGraw-Hill, 435 pp.
120. *Greensmith, J. T.*, 1962, Rhythmic deposition in the Carboniferous oil-shale group of Scotland: Jour. Geol., v. 70, pp. 355—364.
121. *Grim, R. E.*, 1936, The Eocene sediments of Mississippi: Bull. Mississippi Geol. Surv. 30, 240 pp.
122. *Gross, G. A.*, 1972, Primary features in cherty iron-formations: Sed. Geol., v. 7, pp. 241—261.
123. *Grunau, H. R.*, 1965, Radiolarian cherts and associated rocks in space and time: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 58, pp. 157—208.

124. *Gruner, J. W.*, 1933, Organic matter and the origin of the Biwabik iron-bearing formation of the Mesabi Range: Econ. Geol., v. 17, pp. 407—460.
125. *Gruner, J. W.*, 1935, The structural relationship of glauconite and mica: Amer. Mineral., v. 20, pp. 699—713.
126. *Gruner, J. W.*, 1946, Geology and mineralogy of the Mesabi Range: St. Paul, Iron Range Res. Rehab. Comm., 127 pp.
127. *Guild, P. W.*, 1953, Iron deposits of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil: Econ. Geol., v. 48, pp. 639—676.
128. *Guild, P. W.*, 1957, Geology and mineral resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 290, 90 pp.
129. *Hadding, A.*, 1932, Glauconite and glauconitic rocks. Part 4 of the Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden: Lunds Univ. Arsskr., n. f., ard. 2, v. 28, 175 pp.
130. *Hallimond, A. F.*, 1925, Iron ores: bedded ores of England and Wales: Great Britain Geol. Surv. Spec. Rpts., **Min. Res., v. 29, 139 pp.**
131. *Harder, E. C.*, 1919, Iron-depositing bacteria and their geological relations: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 113, 89 pp.
132. *Harder, H.*, 1963, Zur Diskussion über die Entstehung der Quarzbändererze (Itabirite): Neues Jahrb. Min. Bh., v. 12, pp. 303—314.
133. *Hardie, L. A.*, 1967, Gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure: Amer. Mineral., v. 52, pp. 171—200.
134. *Hardie, L. A.*, 1968, The origin of the Recent nonmarine evaporite deposit of Saline Valley, California: Geochim. Cosmoshim. Acta, v. 32, pp. 1279—1301.
135. *Hardie, L. A., and Eugster, H. P.*, 1971, The depositional environment of marine evaporites; a case for shallow, clastic accumulation: Sedimentology, v. 16, pp. 187—220.
136. *Harris, L. D.*, 1958, Syngenetic chert in the Middle Ordovician Hardy Creek limestone of southwest Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 205—208.
137. *Hawley, J. E., and Beavan, A. P.*, 1934, Mineralogy and genesis of the Mayville iron ore of Wisconsin: Amer. Mineral., v. 19, pp. 493.
138. *Hay, R. L.*, 1968, Chert and its sodium silicate precursors in sodium-carbonate lakes of East Africa: Contr. Min. Petrology, v. 17, pp. 255—274.
139. *Hayes, A. O.*, 1915, The Wabana ores of Newfoundland: Geol. Surv. Canada, Mem. 66, 163 pp.
140. *Hayes, A. O.*, 1929, Further studies of the origin of the Wabana iron ore of Newfoundland: Econ. Geol., v. 24, pp. 1—4.
141. *Hayes, C. W.*, 1896, The Tennessee phosphates: U. S. Geol. Surv. Ann. Rept., pt. 2, pp. 519—550.
142. *Hayes, C. W., and Ulrich, E. O.*, 1903, Columbia, Tennessee: U. S. Geol. Surv. Atlas, folio no. 95, 6 pp.
143. *Hendricks, S. B., Jefferson, M. E., and Mosely, V. M.*, 1932, The crystal structure of some natural and synthetic apatite-like substances: Zeitschr. Krist., v. 81, pp. 353—369.
144. *Hinde, G. J.*, 1887, On the organic origin of the chert in strata of North Wales and Yorkshire: Geol. Mag., v. 24, pp. 435—446.
145. *Holliday, D. W.*, 1970, The petrology of secondary gypsum rocks: a review: Jour. Sed. Petroloty, v. 40, pp. 734—744.
146. *Hollingsworth, S. E.*, 1948, Evaporites: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 27, pp. 192—198.
147. *Honess, C. W.*, 1923, Geology of the southern Ouachita Mountains of Oklahoma: Oklahoma Geol. Surv. 32, pt. 1, 278 pp.
148. *Hoots, H. W.*, 1931, Geology of the eastern part of the Santa Monica Mountains, Los Angeles Country, California: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 165-c, pp. 83—134.
149. *Hoss, H.*, 1957, Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer: Beitr. Min. Pet., v. 6, pp. 59—88.
150. *Hough, J. L.*, 1958, Fresh-water environment of deposition of Precambrian banded iron formations: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 414—430.
151. *Hower, J.*, 1961, Some factors concerning the nature and origin of glauconite: Amer. Mineral., v. 46, pp. 313—334.
152. *Huber, N. K.*, 1958, The environmental control of sedimentary iron minerals: Econ. Geol., v. 53, pp. 123—140.
153. *Huber, N. K.*, 1959, Some aspects of the Ironwood Iron-formation of Michigan and Wisconsin: Econ. Geol., v. 54, pp. 82—118.
154. *Humphries, D. W.*, 1956, Chert: its age and origin in the Hythe Beds of the western Weald: Proc. Geol. Assoc. London, v. 67, pp. 296—313.
155. *Hunter, R. E.*, 1970, Facies of iron sedimentation in the Clinton Group, in Studies of Appalachian geology (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.), New York: Wiley-Interscience, pp. 101—124.

156. *Hurst, V. J.*, 1953, Chertification in the Fort Payne Formation, Georgia: Bull. Georgia Geol. Surv. 60, pp. 215—238.
157. *Irving, R. D., and Van Hise, C. R.*, 1892, The Penokee iron-bearing series of Michigan and Wisconsin: U. S. Geol. Surv. Mono. 19, 534 pp.
158. *James, H. L.*, 1951, Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 251—266.
159. *James, H. L.*, 1954, Sedimentary facies of iron formation: Econ. Geol., v. 49, pp. 235—293.
160. *James, H. L.*, 1955, Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 1455—1488.
161. *James, H. L.*, 1966, Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-W, 61 pp.
162. *James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier, K. L.*, 1968, Geology and ore deposits of the Iron River-Crystal Falls District, Iron County, Michigan: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 570, 134 pp.
163. *Jeffrey, E. C.*, 1915, The mode of origin of coal: Jour. Geol., v. 23, pp. 218—230.
164. *Jones, B. F.*, 1965, The hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 502-A, 56 pp.
165. *Kazakov, A. V.*, 1937, The phosphorite facies and the genesis of phosphorites, in Geological investigations of agricultural ores, Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides no. 142: 17th Sess. Int. Geol. Congr., Leningrad, pp. 95—113.
166. *Keller, W. D.*, 1941, Petrography and origin of the Rex Chert: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1279—1298.
167. *Kelley, V. C.*, 1951, Oolitic iron deposits of New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 35, pp. 2199—2228.
168. *Ketner, K. B.*, 1969. Ordovician bedded chert, argilite, and shale of the Cordilleran eugeosyncline in Nevada and Idaho: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 650-B, pp. B23—B34.
169. *King, R. H.*, 1947, Sedimentation in the Permian Castile sea: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 31, pp. 470—477.
170. *Kinsman, D. J. J.*, 1969, Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 830—840.
171. *Kirkland, D. W., and Anderson, R. Y.*, 1970, Microfolding in the Castile and Todilto evaporites, Texas and New Mexico: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 3259—3282.
172. *Kozary, M. T., Dunlap, J. C., and Humphrey, W. E.*, 1968, Incidence of saline deposits in geologic time, in Saline deposits (Mattox, R. B., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 88, pp. 43—57.
173. *Krauskopf, K. B.*, 1959, The geochemistry of silica in sedimentary environments, in Silica in sediments (Ireland, H. A., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 7, pp. 4—19.
174. *Kroenlein, G. A.*, 1939, Salt, potash, and anhydrite in the Castile Formation of southeastern New Mexico: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 23, pp. 1682—1693.
175. *Krumbein, W. C.*, 1951, Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 63—81.
176. *Krumbein, W. C., and Garrels, R. M.*, 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 60, pp. 1—33.
177. *Krynine, P. D.*, 1945, Sediments and the search for oil: Producers Monthly, v. 9, pp. 12—22.
178. *Krynine, P. D., Honess, A. P., and Myers, W. M.*, 1941, Siliceous oolites and chemical sedimentation (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, pp. 1916—1917.
179. *Kühn, Robert*, 1968, Geochemistry of the German potash deposits, in Saline deposits (Mat tox, R. B., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 88, pp. 427—504.
180. *La Berge, G. L.*, 1966a, Altered pyroclastic rocks in iron-formation in the Hammersley Range, Western Australia: Econ. Geol., v. 61, pp. 147—161.
181. *La Berge, G. L.*, 1966b, Altered pyroclastic rocks in South African iron-formation: Econ. Geol., v. 61, pp. 572—581.
182. *Lacroix, A.*, 1910, Sur la constitution mineralogique des phosphates francais: Comptes Rendus, Soc. Geol. France, v. 150, 1213 pp.
183. *Larsen, E. S., and Berman, H.*, 1934, The microscopic determination of the non-opaque minerals, 2nd ed.: Bull. U. S. Geol. Surv. 848, 266 pp.
184. *Leith, C. K.*, 1903, Mesabi iron-bearing district of Minnesota: U. S. Geol. Surv. Mem. 43, 316 pp.
185. *Leith, C. K., Lund, R. J., and Leith, A.*, 1935, Pre-Cambrian rocks of the Lake Superior region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 184, 34 pp.

186. *Lepp, Henry, and Goldich, S. S.*, 1964, Origin of the Precambrian iron formations: Econ. Geol., v. 59, pp. 1025—1060.

187. *Levorsen, A. I.*, 1967, Geology of petroleum. 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 924 pp.

188. *Logan, B., and Chase, R. L.*, 1961, The stratigraphy of the Moora Group, Western Australia: Jour. Roy. Soc. Western Australia, v. 44, pp. 14—31.

189. *Loomis, F. B.*, 1903, The dwarf fauna of the pyrite layers of the Tully limestone of western New York: Bull. New York State Mus., 69, pp. 892—920.

190. *Lotze, F. W.*, 1957, Steinsalz und Kalisalz, 2nd ed. Pt. I: Berlin, Gebrüder Borntraeger, 465 pp.

191. *Lovering, T. G.*, 1972, Jasperoid in the United States — its characteristics, origin, and economic significance: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 710, 164 pp.

192. *Lowenstam, H. A.*, 1942, Geology of the eastern Nazareth Mountains, Palestine. I. Cretaceous stratigraphy: Jour. Geol., v. 50, 813 pp.

193. *Lowenstam, H. A.*, 1948, Biostratigraphic studies of the Niagaran inter-reef formations in northeastern Illinois: Illinois State Mus. Sci. Papers. v. 4, 146 pp.

194. *Lowenstam, H. A.*, 1962, Magnetite in denticle capping in Recent chitons (Polyplacophora) Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 435—438.

195. *McBride, E. F., and Thomson, Alan*, 1970, The Caballos Novaculite: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 122, 129 pp.

196. *McConnell, D.*, 1938, A structural investigation of the isomophism of the apatite group: Amer. Miner., v. 23, pp. 1—19.

197. *McConnel, D.*, 1950, The petrography of rock phosphates: Jour. Geol., v. 58, pp. 16—23.

198. *McKee, E. F.*, 1960, Spatial relations of fossils and bedded cherts in the Redwall limestone, Arizona: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B, pp. 461—463.

199. *McKelvey, V. E.*, 1967, Phosphate deposits: Bull. U. S. Geol. Surv., 1252-D, 22 pp.

200. *McKelvey, V. E., Swanson, R. W., and Sheldon, R. P.*, 1953, The Permian phosphorites of western United States: 19th Int. Geol. Congr., Algiers, Comptes Rendus 11, pp. 45—64.

201. *McKelvey, V. E., and others*, 1956, Summary description of Phosphoria, Park City, and Shedhorn formations in western phosphate field: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2826—2863.

202. *McKelvey, V. E.*, 1959, The Phosphoria, Park City, and Shedhorn formations in the western phosphate field: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 313-A, 47 pp.

203. *Mansfield, G. R.*, 1918, Origin of the western phosphates of the United States: Amer. Jour. Sci., v. 46, pp. 591—598.

204. *Mansfield, G. R.*, 1920, The physical and chemical character of New Jersey greensand: Econ. Geol., v. 15, pp. 547—566.

205. *Mansfield, G. R.*, 1922, Potash in the greensands of New Jersey: Bull. U. S. Geol. Surv. 727, 146 pp.

206. *Mansfield, G. R.*, 1927, Geography, geology, and mineral resources of part of southeastern Idaho: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 152, pp. 75—78, 208.

207. *Marshall, C. E.*, 1942, Modern conceptions of the physical constitution of coal and related research in Great Britain: Jour. Geol., v. 50, pp. 385—405.

208. *Masson, P. H.*, 1955, An occurrence of gypsum in southwest Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 72—77.

209. *Matthew, W. D.*, 1893, On phosphate nodules from the Cambrian of southern New Brunswick: Trans. New York Acad. Sci., v. 12, pp. 108—120.

210. *Mattox, R. B., ed.*, 1968, Saline deposits: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 88, 701 pp.

211. *Mellon, G. B.*, 1962, Petrology of Upper Cretaceous oolitic iron-rich rocks from northern Alberta, Econ. Geol., v. 57, pp. 921—940.

212. *Middleton, G. V.*, 1958, Diagenesis of lowermost Devonian at Hagersville, Ontario, Canada: Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 10, pp. 95—108.

213. *Miller, A. M.*, 1896, The association of the gastropod genus Cydora with phosphate of lime deposits: Amer. Geol., v. 17, pp. 74—76.

214. *Molengraaff, G. A. F.*, 1910, On oceanic deepsea deposits of central Borneo: Proc. Konink. Akad. Wetensch. Amsterdam, v. 12, pp. 141—147.

215. *Moore, E. S.*, 1940, Coal: Its properties, analysis, classification, geology, extraction, uses and distribution, 2nd. ed.: New York, Wiley, 473 pp.

216. *Moore, E. S., and Maynard, J. E.*, 1929, Solution, transportation, and precipitation of iron and silica: Econ. Geol., v. 24, pp. 272—303, 365—402, 506—527.

217. *Moore, R. C., ed.*, 1926, Geology of salt dome oil fields: Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 797 pp.

218. *Mountain, E. D.*, 1952, The origin of silcretes: South African Jour. Sci., v. 48, pp. 201—204.
219. *Mudge, M. R.*, 1972, Pre-Quaternary rocks in the Sun River Canyon area, northwestern Montana: U. S. Surv. Prof. Paper 663-A, 142 pp.
220. *Murchison, D.*, 1969a, Report of the international commission for coal petrology: the work of the nomenclature subcommission from 1963—1966, Comptes Rendus 6th Int. Congr. Strat. Geol. Carb., Sheffield (1967), v. 1, pp. lii — lviii.
221. *Murchison, D.*, 1969b, Some recent advances in coal petrology: Comptes Rendus 6th Int. Congr. Strat. Geol. Carb., Sheffield, v. 1, pp. 351—364.
222. *Murray, J., and Renard, A. F.*, 1891, Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872—1876: Challenger Reports, 396 pp.
223. *Murray, R. C.*, 1964, Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 512—523.
224. *Neev, D., and Emery, K. O.*, 1967, The Dead Sea: Bull. Israel Geol. Surv. 41, 147 pp.
225. *Ochsenius, C.*, 1887, Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze: Halle, Pfeffer, 172 pp.
226. *Oftedahl, C.*, 1958, A theory of exhalative-sedimentary ores: Geol. Fören. Stockholm Förh. v. 80, pp. 1—19.
227. *Ogniben, L.*, 1957. Secondary gypsum of the Sulphur Series, Sicily, and the so-called integration: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 64—79.
228. *Park, D. E., Jr., and Croneis, Carey*, 1969, Origin of the Caballos and Arkansas novaculite formations: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 94—111.
229. *Pettijohn, F. J.*, 1926, Intraformational phosphate pebbles of the Twin City Ordovician: Jour. Geol., v. 34, pp. 361—373.
230. *Pettijohn, F. J.*, 1952, Geology of the northern Crystal Falls area, Iron County, Michigan: U. S. Geol. Surv. Circ. 153, 17 pp.
231. *Pimm, A. C., Garrison, R. E., and Boyce, R. E.*, 1971, Sedimentology synthesis: lithology, chemistry and physical properties of sediments in the northwestern Pacific Ocean, in Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 6, pp. 1131—1252.
232. *Platt, L. B.*, 1962, The Rann of Cutch: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 92—98.
233. *Poldervaart, A.*, 1955, Chemistry of the earth's crust, in Crust of the earth — a symposium (Poldervaart, A., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 72, pp. 119—144.
234. *Polynov, B. B.*, 1937, The cycle of weathering (Muir, A., trans.): London, Murby, 220 pp.
235. *Pratje, O.*, 1930, Rezente marine Eisen-Ooide aus der Nordsee: Centralbl. Min. Geol. Palaeont. Abt. B., pp. 289—294.
236. *Prentice, J. E.*, 1958, The radiolarian cherts of North Devonshire, England: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 51, pp. 706—711.
237. *Padforth, N. W.*, 1969, Environmental and structural differentials in peatland development, in Environments of coal deposition (Dapples, E. C., and Hopkins, M. E., eds.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 114, pp. 87—104.
238. *Raistrick, A., and Marshall, C. E.*, 1948, The nature and origin of coal and coal seams: London, England Univ. Press, 282 pp.
239. *Ramberg, Hans*, 1952, The origin of metamorphic and metasomatic rocks: Chicago, Univ. Chicago Press, 317 pp.
240. *Rastall, R. H.*, 1919, The mineral composition of the Lower Greensand strata of eastern England: Geol. Mag., v. 56, pp. 211—226, 265—272.
241. *Richardson, A. W.*, 1919, Origin of Cretaceous flint: Geol. Mag., v. 58, pp. 114—124.
242. *Richter-Bernburg, G.*, 1955, Über salinare Sedimentation: Deutsche Geol. Gesell. Zeitschr., v. 105, pp. 843—854.
243. *Richter-Bernburg, G.*, 1964, Solar cycle and other climatic periods in varvitic evaporites, in Problems in palaeoclimatology: New York, Wiley-Interscience, pp. 510—519.
244. *Rogers, A. F.*, 1922, Collophane, a much neglected mineral: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 3, pp. 269—276.
245. *Rogers, A. F.*, 1944, Pellet phosphorite from Carmel Valley, Monterey County, California: California Jour. Mines Geol., v. 40, pp. 411—421.
246. *Rubey, W. W.*, 1929, Orilin of the siliceous Mowry Shale of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154, pp. 153—170.
247. *Rubey, W. W.*, 1930, Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sediments of the Black Hills region: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 165A, 54 pp.
248. *Rubey, W. W.*, 1951, The geologic history of sea water: an attempt to state the problem: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 1111—1148.
249. *Ruedemann, R., and Wilson, T. Y.*, 1936, Eastern New York Ordovician cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1535—1586.

250. *Sakamoto, T.*, 1950, The origin of the Precambrian banded iron ores: Amer. Jour. Sci., v. 248, pp. 449—474.
251. *Sampson, E.*, 1923, The ferrigenous chert formations of Nortre Dame Bay, Newfoundland: Jour. Geol., v. 31, pp. 571—598.
252. *Sargent, H. S.*, 1923. The massive chert formations of North Flintshire: Geol. Mag., v. 60, pp. 168—183.
253. *Sargent, H. S.*, 1929, Further studies of chert: Geol. Mag., v. 66, pp. 272—303.
254. *Schaller, W. T.*, 1912, Mineralogical notes, ser. 2: Bull. U. S. Geol. Surv. 509, pp. 89—100.
255. *Schaller, W. T., and Henderson, E. P.*, 1932, Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas: Bull. U. S. Geol. Surv. 833, 124 pp.
256. *Schmalz, R. F.*, 1969, Deep-water evaporite deposition: a genetic model: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 798—823.
257. *Schneider, H.*, 1927, A study of glauconite: Jour. Geol., v. 35, pp. 299—310.
258. *Schoen, Robert*, 1964, Clay minerals of the Silurian Clinton ironstones, New York State: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 855—863.
259. *Scruton, L. P.*, 1953, Deposition of evaporites: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 37, pp. 2498—2512.
260. *Sheppard, R. A., and Hunter, R. E.*, 1960, Chamosite oolites in the Devonian of Pennsylvania: Jour. Sed. Petrology, v. 30, pp. 585—588.
261. *Siebenthal, C. E.*, 1915, Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin region: Bull. U. S. Geol. Survey 606, 283 pp.
262. *Siever, Raymond*, 1962, Silica solubility, 0°—200 °C and diagenesis of siliceous sediments: Jour. Geol., v. 61, pp. 127—150.
263. *Sloss, L. L.*, 1953, The significance of evaporites: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 143—161.
264. *Smith, D. B.*, 1971, Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of northeast Yorkshire: Sedimentology, v. 17, pp. 221—232.
265. *Smith, G. I., and Haines, D. V.*, 1964, Character and distribution of nonclastic minerals in the Searles Lake evaporite deposit, California: Bull. U. S. Geol. Surv. 1181-P, 58 pp.
266. *Smith, L. E., Hosford, G. E., Sears, R. S., Sprouse, D. P., and Stewart, M. D.*, 1952, Stratigraphic sections of the Phosphoria Formation in Utah: Circ. U. S. Geol. Survey No. 211, 48 pp.
267. *Smyth, C. H., Jr.*, 1892, On the Clinton iron ore: Amer. Jour. Sci., ser. 3, v. 43. pp. 487—496.
268. *Sosman, R. B.*, 1927, The properties of silica: New York, Chemical Catalogue Co., 856 pp.
269. *Spackman, W., Riegel, W. L., and Dolsen, C. P.*, 1969, Geological and biological interactions in the swamp-marsh complex of southern Florida, in Environments of coal deposition (Dapples, E. C., and Hopkins, M. E., eds.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 114, pp. 1—35.
270. *Sprunk, G. C.*, 1942, Influence of physical constitution of coal on its chemical hydrogenation, and carbonization properties: Jour. Geol., v. 50, pp. 411—436.
271. *Steimann, Gustav*, 1925, Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?: Geol. Rundschau, v. 16, pp. 435—468.
272. *Stewart, F. H.*, 1949, The petrology of the evaporites of the Eskdale No. 2 Boring, East Yorkshire: Mineral. Mag., v. 28, pp. 621—675; v. 29, pp. 445—475, 557—572.
273. *Stewart, F. H.*, 1951, The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, east Yorkshire: Mineral. Mag., v. 29, pt. 2, pp. 445—475; pt. 3, pp. 557—572.
274. *Stewart, F. H.*, 1953, Early gypsum in the Permian evaporites of northeastern England: Proc. Geol. Assoc., v. 64, pp. 33—39.
275. *Stewart, F. H.*, 1963, Marine evaporites, in Data of geochemistry (Fleischer, M., ed.): U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-Y, 54 pp.
276. *Stöcklin, J.*, 1968, Salt deposits of the Middle East, in Saline deposits (Mattox, R. B., ed.): Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 88, pp. 157—181.
277. *Stone, R. W., and others*, 1920, Gypsum deposits of the United States: U. S. Geol. Surv. Bull. no. 697, 326 pp.
278. *Stopes, M. C.*, 1919, On the four visible ingredients in banded bituminous coal: Proc. Roy. Soc. London, v. B, 90, pp. 69—87.
279. *Stopes, M. C.*, 1935, On the petrology of banded bituminous coal: London, Fuel, v. 14, pp. 4—13.
280. *Stout, Wilbur*, 1944, The iron-bearing formations of Ohio: Bull. Geol. Surv. Ohio, ser. 4, no. 45, 230 pp.
281. *Stout, W., and Schoenlaub, R. A.*, 1945, The occurrence of flint in Ohio: Bull. Ohio Geol. Surv., ser. 4, no. 46, 110 pp.

282. *Strakhov, N. M.*, 1959, Schéma de la diagenèse des depôts marins: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 51, pp. 761—767.

283. *Surdam, R. C., Eugster, H. P., and Mariner, R. H.*, 1972, Magadi-type cherts in Jurassic and Eocene to Pleistocene rocks: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2261—2266.

284. *Takahashi, J.*, 1939, Synopsis of glauconitization, in Recent Marine Sediments (Trask, P. D., ed.) Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 503—512.

285. *Taliaferro, N. L.*, 1933, The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments: Bull. Univ. California Publ. Dept. Geol. Sci., v. 23, pp. 1—55.

286. *Taliaferro, N. L.*, 1934, Contraction phenomena in cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 196—197.

287. *Taliaferro, N. L.*, 1935, Some properties of opal: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 30, pp. 450—474.

288. *Taliaferro, N. L.*, 1943, Franciscan-Knoxville problem: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 27, pp. 109—219.

289. *Tanton, T. L.*, 1950, The origin of iron range rocks: Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, v. 44, pp. 1—19.

290. *Tarr, W. A.*, 1917, Origin of chert in the Burlington Limestone: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 44, pp. 409—452.

291. *Tanton, T. L.*, 1926, The origin of flint and chert: Univ. Missouri Studies, v. 1, no 2, pp. 1—54.

292. *Tarr, W. A.*, 1938, Terminology of the chemical siliceous sediments: Rept. Comm. Sed. 1937—1938, Nat. Res. Coun., pp. 8—27 (mimeographed).

293. *Haylor, J. H.*, 1949, Petrology of the Northampton sand ironstone formation: Great Britain Geol. Surv. Mem., 111 pp.

294. *Taylor, R. E.*, 1937, Water-insoluble residues in rock salt of Louisiana salt plugs: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 21, pp. 1268—1310.

295. *Thiessen, R.*, 1920, Compilation and composition of bituminous coals: Jour. Geol., v. 28, pp. 185—209.

296. *Thurston, D. R.*, 1972, Studies on bedded cherts: Contr. Min Petrology, v. 36, pp. 329—334.

297. *Tomkeieff, S. I.*, 1954, Coals and bitumens and related fossil carbonaceous substances: nomenclature and classification: London, Pergamon, 122 pp.

298. *Trask, P. D.*, 1939, Organic content of Recent marine sediments, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 428—453.

299. *Trask, P. D., and Hammar, H. E.*, 1934, Organic content of sediments: Amer. Petrol. Inst., 15th Ann. Mtg., Dallas, 14 pp. (reprint).

300. *Trask, P. D., and Patnode, H. W.*, 1936, Means of recognizing source beds, in Drilling and production practice: Chicago, Amer. Petrol. Inst., pp. 368—384.

301. *Trefethen, J. M.*, 1947, Some features of the cherts in the vicinity of Columbia, Missouri: Amer. Jour. Sci., v. 245, pp. 56—58.

302. *Trendall, A. F.*, 1965, Origin of Precambrian iron-formations (discussion): Econ. Geol., v. 60, pp. 1065—1070.

303. *Trendall, A. F.*, 1968, Three great basins of Precambrian banded iron-formation deposition: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 1527—1544.

304. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Principles of sedimentation: New York, McGraw-Hill, 673 pp.

305. *Twenhofel, W. H., and Blackwelder, E.*, 1932, Phosphatic sediments, in Treatise on sedimentation (Twenhofel, W. H., ed.): Baltimore, Williams and Wilkins, pp. 546—561.

306. *Tyler, S. A.*, 1950, Sedimentary iron deposits, in Applied sedimentation (Trask, P. D., ed.): New York, Wiley, pp. 506—523.

307. *Tyler, S. A., Barghoorn, E. S., and Barrett, L. P.*, 1957, Anthracitic coal from Precambrian Upper Huronian black shale of the Iron River district, northern Michigan: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1293—1304.

308. *Hyler, S. A., and Twenhofel, W. H.*, 1952, Sedimentation and stratirgaphy of the Huronian of Upper Michigan: Amer. Jour. Sci., v. 250, pp. 1—27, 118—151.

309. *Udden, J. A.*, 1912, Geology and mineral resources of the Peoria Quadrangle: Bull. U. S. Geol. Surv. 506 pp. 45—70.

310. *Udden, J. A.*, 1924, Laminated anhydrite in Texas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 35, pp. 347—354.

311. *Urasov, G. G., and Polyakov, V. D.*, 1956, Salts of Kara-Boghaz-Gol: Priroda, no. 9, 61 pp. (in Russian).

312. *Usiglio, J.*, 1849, Analyse de l'eau de la Mediterranée sur la côte de France: Ann. Chim. Phys., ser. 3, v. 27, 92, 172 pp. (see Clarke, 1924, pp. 219—220).

313. *Van Hise, C. R., and Leith, C. K.*, 1911, The geology of the Lake Superior region: U. S. Geol. Surv. Monogr. 52, 641 pp.

314. *Van Tuyl, F. M.*, 1912, A study of the cherts of the Osage series of the Mississippian system: Proc. Iowa Acad. Sci., v. 19, pp. 173—174.
315. *Van Tuyl, F. M.*, 1918, The origin of chert: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 45, pp. 449—456.
316. *Wanless, H. R.*, 1950, Late Paleozoic cycles of sedimentation in the United States: 18th Int. Geol. Congr., Rept., pt. IV, pp. 17—28.
317. *Washburn, E. W., and Navais, L.*, 1922, The relation of chalcedony to other forms of silica: Proc. Nat. Acad. Sci., v. 8, pp. 1—5.
318. *Weller, J. M.*, 1930. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance: Jour. Geol., v. 38, pp. 97—135.
319. *Wells, R. C.*, 1937, Analyses of rocks and minerals from the laboratory of the United States Geological Survey, 1914—36: U. S. Geol. Surv. Bull. no. 878, 134 pp.
320. *West, I. M.*, 1964, Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck Beds of Dorset: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 34, pt. 3, pp. 315—330.
321. *White, D. A.*, 1954, Stritigraphy and structure of the Mesabi Range, Minnesota: Bull. Minnesota Geol. Surv. 38, 92 pp.
322. *White, D. E.*, 1947, Diagenetic origin of chert lenses in limestones at Soyatal, state of Querétaro, Mexico: Amer. Jour. Sci., v. 245, pp. 49—55.
323. *White, D., and Thiessen, R.*, 1913, The origin of coal: Bull. U. S. Bur. Mines 38, 390 pp.
324. *Williamson, W. O.*, 1957, Silicified sedimentary rocks in Australia: Amer. Jour. Sci., v. 255, pp. 23—42.
325. *Winkler, A.*, 1925, Über die Bildung mesozoischer Hornsteine — ein Beitrag zur sedimentpetrographie der julischen Alpen: Tschermaks Min. Pet. Mitt., v. 38, pp. 424—455.

ГЛАВА 12. КОНКРЕЦИИ, ЖЕЛВАКИ И ДРУГИЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЕГРЕГАЦИИ

Введение

Химические процессы, почти одновременные с осадконакоплением или следовавшие за ним, определяют формирование разнообразных осадочных текстур. В этой главе мы рассматриваем те объекты, которые формируются в результате осаждения или сегрегации минерального вещества и включают такие тела, как желваки, конкреции, жеоды и септарии. Хотя обычно тела имеют небольшой объем и являются второстепенными компонентами породы, распространены они достаточно широко. По-видимому, это сегрегации более редких компонентов вмещающих пород, в которых они встречаются.

До недавнего времени конкреции рассматривались как любопытные образования и большей частью серьезному изучению не подвергались. Последнее исследование, в частности работа Рейсуэлла [75], показало, что конкреции могут объяснить характер и последовательность диагенетических процессов, которые воздействовали на осадок. Конкреция представляет собой «замороженную» летопись условий, характерных для осадка во время его накопления; она также несет в себе информацию о процессах консолидации осадка. Изучение конкреций, следовательно, имеет гораздо большее значение, чем предполагалось ранее.

Определения и классификация

Так много объектов различного характера называют конкрециями, что этот термин имеет только самое общее значение. Он используется равнозначно с термином желвак (nodule) в весьма широком смысле. Все определения, однако, предусматривают состав, отличающийся от вмещающей породы, и во всех них также указывается на образование стяжений в результате осаждения из водного раствора внутри вмещающей породы — особенность, необходимая для того, чтобы отличить конкреции или желваки от гальки. Таким образом, галька и конкреции различаются генетически.

Признавая необходимость совершенствования определений и терминологии, Тодд [102] предложил четыре термина: аккреция, интеркреция, экскреция и инкреция, основанные на способе роста стяжений. Аккреции равномерно растут от центра к периферии; интеркреции являются септариями, которые формируются в результате неправильного и интерстициального роста; экскреции растут от периферии внутрь; а инкреции представляют собой цилиндрические формы с полой сердцевиной. Предложенная Тоддом классификация, по-видимому, не получила всеобщего признания.

На практике по отношению к конкреционным телам для отражения различий в форме и внутреннем строении используются специфические названия такие, как жеоды, септарии и «конус в конусе», которые являются носителями таких различий. По отношению к менее

правильным и бесструктурным телам, таким, как флинтовые и кремневые стяжения во многих карбонатных породах, чаще всего применяется термин желвак. Они не называются конкрециями: этот термин сохраняется за более правильными формами, многие из них в отличие от кремневых желваков имеют ядро. Очевидно, мы нуждаемся в лучшей терминологии.

Диагенетические сегрегации можно классифицировать по времени образования, форме, внутреннему строению и составу.

Различные конкреционные тела могут быть сингенетичными, такими являются современные глубоководные марганцевые желваки, почти сингенетичными, т. е. раннедиагенетическими, образовавшимися до полного уплотнения вмещающего осадка, или эпигенетическими, образовавшимися после консолидации вмещающей породы. Они также могут быть классифицированы по их внешней форме либо конкреционной, либо пластообразной. Большинство диагенетических сегрегаций формировалось вокруг какого-то центра, часто вокруг инородного объекта — листка или раковины — в качестве ядра. Но некоторые образования, например «конус в конусе», выделяются или осаждаются по плоскостям напластования и, таким образом, имеют таблитчатую форму.

Сегрегации могут быть также классифицированы по особенностям их внутреннего строения.

Если исключить определенные псевдоконкреционные формы, такие как панцирные глиняные шары, некоторые «известковые глиняные шары» [39] и часть водорослевых структур или онколитов (см. рис. 10-18), то различные агрегаты вторичных минералов распределяются по четырем основным классам, отличающимся по своему внутреннему строению. Первый класс включает такие тела, как кремневые и флинтовые желваки, достаточно неправильные по форме и характеризующиеся отсутствием правильной внутренней структуры. По-видимому, они являются продуктом постседиментационного замещения вмещающей породы, хотя некоторые геологи предполагают первичное происхождение этих тел. Второй — объединяет кристаллические агрегаты, которые являются крупнозернистыми кристаллическими образованиями. Некоторые из них характеризуются радиальным расположением игольчатых кристаллов (сферолиты); другие имеют радиальную симметрию (розетки) или менее правильное взаимное прорастание крупных кристаллов (песчаных кристаллов). В некоторых содержится, а в других не содержится материал матрикса, в котором они развивались. Третий класс конкреционных тел представлен обычными субсферическими формами, обычно сильно сплющенными, а иногда и морфологически сложными, образующимися в результате роста вокруг нескольких центров. Они в основном формировались в процессе упорядоченного осаждения минерального вещества в порах осадка, окружающего ядро. Через эти стяжения, по-видимому, проходят плоскости напластования вмещающей породы. Эти тела названы просто конкрециями. Четвертый — и последний класс составляют минеральные сегрегации, которые обусловлены заполнением пустотного пространства или трещины, или системы трещин. Они не все одинаковы и не образуют однородной группы. Сюда включаются простые жилы, септариевые системы жил, жеоды и т. д.

Сегрегации можно классифицировать в соответствии с их составом аналогично тому, как классифицируются необломочные осадки. В этом аспекте мы имеем кремневые сегрегации (кремневые, флинтовые),

карбонатные (кальцитовые, арагонитовые, сидеритовые); фосфатные, сложенные окислами железа, сульфатами (гипсом, баритом) и сульфидами (марказитом, пиритом).

Происхождение

Весьма существенно, что различные структуры, определяемые как конкреции, являются главным образом сегрегациями второстепенных компонентов породы, в которой они развиваются. Они представлены кремнеземом в карбонатных вмещающих породах, известняковыми карбонатами — в глинистых сланцах или песчаниках, сульфидами железа — в черных сланцах, а также фосфором, марганцем, барием или другими рассеянными элементами вмещающей породы. Для выделения этих веществ поступление материала извне необязательно. Как отмечено Рамбергом [76], из-за разности поверхностных энергий свободная энергия будет меньше, если эти компоненты находятся в виде агрегатов, чем тогда, когда они разделены или рассеяны; поэтому формируются агрегаты в течение времени.

Важной проблемой происхождения конкреционного тела является способ замещения. Сегрегации могут создавать для себя пространство путем замещения вмещающей породы, как это происходит с кремневыми желваками; путем отложения в ранее существовавших пустотах или трещинах, как это происходит в случае жеод и жил, или же путем осаждения в имеющихся порах вокруг какого-то одного или нескольких центров во вмещающей породе, как это происходит с известковыми конкрециями в песке или алеврите, с шаровидными конкрециями и песчаными кристаллами кальцита, гипса и барита. И, наконец, они образуются, внедряясь во вмещающий матрикс и раздвигая его. Поэтому для исследователя основными являются правильные выбор и применение критериев, необходимых для систематики способов замещения. Они рассматриваются ниже.

К этой проблеме примыкают проблемы времени замещения и критериев для решения этого вопроса. Некоторые авторы пришли к заключению, что сегрегации являются сингенетичными, т. е. сформировались, по существу, на дне моря. Эта концепция применялась в особенности к кремневым желвакам [99, 104] и, конечно, применима к баритовым и марганцевым конкрециям, образующимся в настоящее время на дне морей. Окаменелости, содержащиеся в некоторых конкрециях, в отличие от окаменелостей, присутствующих в матриксе, не разрушены и представлены целыми формами, что дает возможность предположить формирование вмещающего окаменелость конкреционного тела на ранней стадии, т. е. в то время, когда осадки были еще мягкими и неконсолидированными. Они являются диагенетическими. В других сучаях прохождение плоскостей напластования через конкреционную структуру без их нарушения на контакте конкреция — матрикс позволяет предполагать, что эти структуры сформировались значительно позже консолидации осадка. Они являются эпигенетическими. Для третьих предполагается постседиментационное происхождение, когда отмечается деформация вмещающей породы в результате роста конкреционного тела [25], хотя следует обратить внимание на установление различий между этими деформациями и деформациями, вызванными уплотнением матрикса вокруг жесткого инородного тела.

Что определяет размер, число и пространственное размещение конкреций? Их ориентировку и форму? Во многих случаях, например

в известковых конкрециях в глинистых сланцах, центр формирования стяжения определяется небольшим органическим телом, таким, например, как лист или раковина. Многие конкреции приобрели известность благодаря прекрасной сохранности ископаемых остатков, как, например, конкреции с окаменелыми растениями и насекомыми из Мезон-Крик, штат Иллинойс. Как отмечалось Уиксом [112], аммиак, образовавшийся при разложении органического вещества, вероятно, местами вызвал изменение pH, что вызвало отложение карбоната кальция, которое в других условиях было бы невозможным. Распространение кремневых желваков, баритовых роз и тому подобных образований, вероятно, не может быть объяснено таким образом. Было отмечено [79] ритмическое размещение флинтовых желваков в меловых породах мелового возраста. В некоторых разрезах их распространение определяется проницаемостью; более проницаемые пласты содержат конкреции, а в менее проницаемых они отсутствуют. Об ориентировке несферических конкреций известно немного, если не считать того, что они имеют тенденцию к уплощению параллельно напластованию. Колтон [20] отмечал региональную ориентировку длинных осей карбонатных конкреций в девонских отложениях штата Нью-Йорк. Такая ориентировка обусловлена различной проницаемостью, связанной с зернистой структурой породы, контролируемой региональной системой течений, или с ростом стяжений вокруг растительных обломков, которые были ориентированы этой системой течений.

Остается много необъяснимых явлений. Некоторые сегрегации замещают матрикс, другие — нет. Обычно стяжения в карбонатных породах являются телами замещения, а сегрегации глинистых сланцев нет. Некоторые конкреции включают большое количество вмещающей породы, особенно карбонатные конкреции в песчаниках и крупные кристаллические агрегаты кальцита, барита и гипса в песках. С другой стороны, конкреции в глинистых сланцах, по-видимому, не включают большую часть матрикса. Некоторые конкреции являются микрокристаллическими, другие образуются из крупных единичных кристаллов или скоплений кристаллов, а также из радиальных агрегатов. Часть из них является гомогенными, другие — радиальными. Ясно то, что факторы, лежащие в основе этих наблюдений, изучены еще недостаточно.

Многие специальные аспекты происхождения рассматриваются в разделах, посвященных отдельным типам конкреций, а именно: жеодам, септариям и формам «конус в конусе».

Карбонатные конкреции и желваки

Конкреции в песках и алевролитах

Шаровые песчаные конкреции. Эти объекты являются продуктом локализованного осаждения минерального вещества, главным образом карбонатного, в порах осадка вокруг какого-то ядра или центра [36]. Обычно они имеют сферическую, сфероидальную или дискообразную форму; в результате слияния двух или более простых форм возникают и более сложные формы.

По размеру они колеблются от мелких объектов диаметром 1 см до крупных сфероидальных тел, достигающих 9 м в диаметре; примером последних являются конкреции в меловых песчаниках Дакота близ Миннеаполиса в штате Канзас (рис. 12-1) и в песчаниках Фокс-Хилс в Колорадо [62]. Размеры стяжений, по-видимому, зависят от-

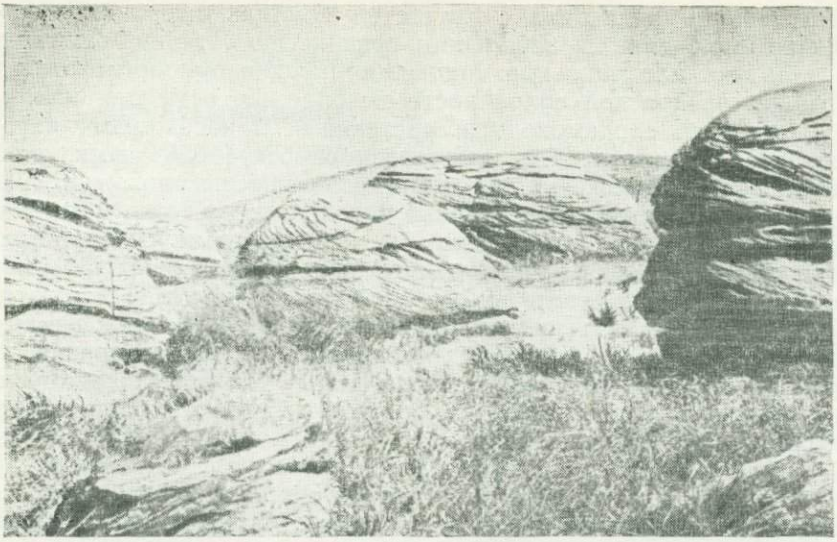


Рис. 12-1. Крупные конкреции в песчаниках Дакота (мел), «Каменный город», юго-запад Миннеаполиса, округ Оттава. Канзас, США (фото Геологической службы штата Канзас)

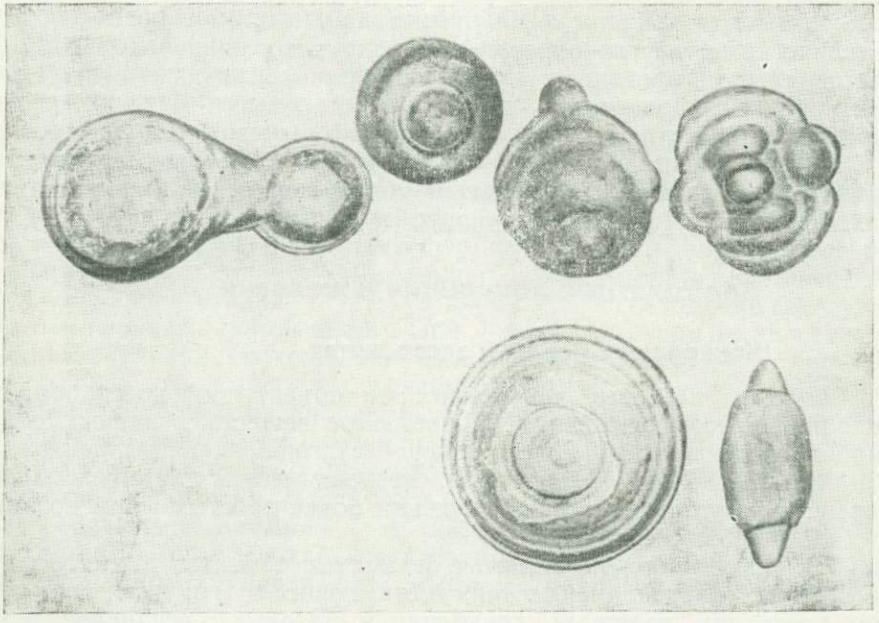


Рис. 12-2. Известковые конкреции — иматровы камни; уменьшено приблизительно в два раза

части от проницаемости пород; конкреции в песчаниках крупнее (и более сферические), чем конкреции в алевролитах.

Эти конкреции, подобно песчаным кристаллам, содержат много материала вмещающих пород. Плоскости напластования вмещающих пород проходят через них, что указывает на образование этих тел после отложения вмещающего осадка. Таким образом, они представляют собой явление локализованной цементации. Такая цементация, вероятно, была относительно ранней; ассоциации тяжелых минералов конкреционных тел могут отличаться от ассоциаций вмещающей породы тем, что они обогащены менее устойчивыми видами [12].

Иматровы камни. Известковые конкреции в некоторых позднеледниковых глинах имеют широкое распространение и были неоднократно описаны в литературе (рис. 12-2). Эти объекты, которые называют иматровыми камнями, или марлкорами, встречаются в алевритовых слоях, переслаивающихся с ленточными озерными глинами Финляндии, Швеции и Норвегии, где они известны давно, а также в аналогичных отложениях Северной Америки, особенно в ледниково-озерных отложениях долины р. Коннектикут [98], в районе Оттавы [50] и в районе Испаньол на северном берегу оз. Гурон [74].

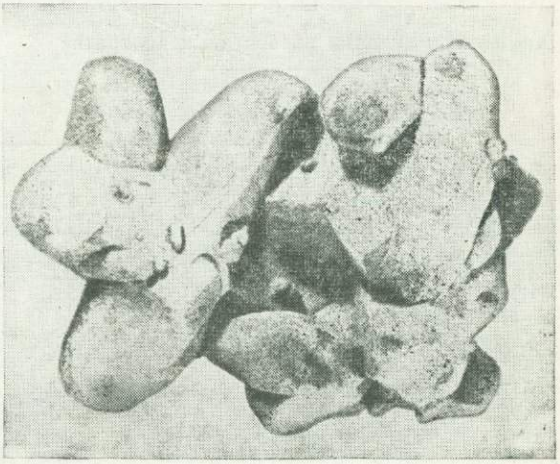


Рис. 12-3. Песчаные кристаллы из отложений палеорусла миоценового возраста, Бедленд, Южная Дакота, США.

Скаленоэдрический кальцит с включенными зернами песка. Длина образца около 15 см

Наиболее полное описание этих образований дано Тарром [98]. Конкреции встречаются главным образом в алевролитовых слоях; они сплющены параллельно напластованию, обычно имеют дискообразную форму и характеризуются слоистостью напластования, проходящей через них. Хотя конкреции обычно имеют небольшие размеры; от 2 до 3 см в диаметре, и простую форму, встречаются и более сложные экземпляры диаметром 10 см и более; обычно они характеризуются причудливой формой. Эти сложные формы являются результатом главным образом соединения простых типов, образующих конкреции гантелеобразной формы; в отдельных случаях они представляют собой бородавчатые наросты и другие, не поддающиеся точному описанию, формы. Иногда эти сложные формы обнаруживают необычную двустороннюю симметрию.

Иматровы камни являются сильно известковыми (табл. 12-1), хотя все они содержат большое количество алеврита. Иматровы камни долины р. Коннектикут состоят приблизительно из 50% карбоната и 50% глинистого алеврита. Стяжения, найденные в районе Абитиби в Квебеке, содержат от 55 до 65% карбоната, главным образом, кальцита [110], содержание же доломита незначительное. Доля карбонатов определяется приблизительно объемом пор свежеотложенного

алеврита. Анализы Тарра показывают, что конкреции характеризуются неожиданно высоким содержанием MnO предположительно в составе карбоната.

Следовательно, очевидно, что форма, строение и состав этих конкреций являются результатом локализованного и, вероятно, раннего осаждения карбоната кальция в порах алевритового пласта. Тарр пытался разработать в деталях механизм этого процесса.

Квирк [74] считал, что многие стяжения сформированы и «окатаны под воздействием вод в то время, когда они еще находились в пластичном состоянии».

Таблица 12-1

Химические анализы карбонатных конкреций

Компоненты	А	Б	В	Г	Д
SiO_2	9,08	23,92	14,18	4,72	13,1
Al_2O_3	1,87	6,82	4,09	2,45	35,1
Fe_2O_3	5,03*	1,12	1,47	1,64	4,71
FeO	—	2,57	35,73	41,68	—
MgO	13,80	2,26	2,75	4,34	—
CaO	27,29	31,35	4,44	6,13	22,9
Na_2O	—	1,16	0,55	0,22	—
K_2O	—	1,84	0,60	0,27	—
H_2O+	—	2,04	2,39	2,11	—
H_2O-	0,20	0,64	—	0,38	—
TiO_2	0,12	0,62	0,49	0,10	—
P_2O_5	Сл.	0,36	0,52	1,77	—
MnO	0,50**	0,93	1,04	0,60	—
CO_2	38,83	24,24	31,00	33,37	18,0
C	2,25	—	0,87	—	—
S	0,67	—	—	0,35	—
Сумма	99,65	99,87	100,13	100,15[3]*	93,8

* Общее содержание железа.

** Приведено как MnO_2.

[3]* Сумма включает SO_3 0,07; BaO 0,01; SrO 0,05; F 0,03.

А. Конкреции из сланцев Огайо (девон), Огайо. Аналитик Д. Деморест [89].

Б. Иматров камень, известковая конкреция в позднеледниковых глинах, Восточная Финляндия. Аналитик Л. Локка [31].

В. Сидеритовая конкреция («глинистый железняк»), верхний карбон. Кантабрийские горы, Испания [66].

Г. Железистые карбонатные желваки, средний лейас, Англия. Аналитик К. Харвей [101].

Д. Септариевый желвак, частичный анализ внутреннего матрикса из лейасового сланца, Англия [79].

Песчаные кристаллы. Песчаные кристаллы представляют собой крупные (от 5 до 10 см и даже крупнее) эвгедральные кристаллы кальцита или скопления таких эвгедральных кристаллов скаленоэдрического габитуса. Эти кристаллы или агрегаты кристаллов объединяли большую часть песка в процессе кристаллизации в так называемые «собачьи клыки». Они встречаются в рыхлых песках и, следовательно, могут быть извлечены из матрикса неповрежденными (рис. 12-3). Широко известны песчаные кристаллы песчаника Фонтенбло (третичного возраста) во Франции [17] и песчаные кристаллы из русел миоценовых палеорек группы Арикари в Бедленде, в Южной Дакоте [4]. Образование песчаных кристаллов обусловливает пятнистый блеск, на-

блюдаемый в некоторых песчаниках, а также цементацию песчаника, что рассмотрено выше. Песчаные кристаллы и шаровые песчаные конкреции были недавно рассмотрены в работе Фурманна [36].

Конкреции в глинистых сланцах

Сотни примеров глинистых сланцев, содержащих карбонатные конкреции, можно привести из мировой геологической литературы. Конкреции особенно характерны для тонкоплитчатых черных глинистых сланцев. Их форма обычно сферическая или овальная, и они часто слегка уплощены параллельно напластованию. По размеру они изменяются от нескольких сантиметров до 8 м. Многие содержат ископаемые остатки в ядре, чаще всего рыб или аммонитов. Слоистость глинистых сланцев «обтекает» конкрецию, огибая ее снизу и сверху.

Конкреции обычно состоят из карбоната кальция, главным образом кальцита; другие представлены сидеритовыми глинистыми железняками, а некоторые — явно марганценосные (см. табл. 12-1). Некоторые карбонатные конкреции имеют специфическое внутреннее строение. Конкреции с сеткой жил являются септариевыми желваками. Конкреции «конус в конусе» формируют другой класс. Как септариевая, так и конкреция с текстурой «конус в конусе» описаны ниже.

Широко известными примерами являются карбонатные конкреции, содержащие остатки рыб, в темных меловых сланцах долины р. Магдалена в Колумбии [112, 113], карбонатные конкреции сланцев Огайо (девон) в одноименном штате США [25, 19], которые местами также содержат ископаемые остатки рыб, конкреции (некоторые с заметным содержанием марганца) в сланцах Пирр (мел) в Южной Дакоте [40], кембрийские конкреции Южного Уэльса и лейасовые конкреции в Дорсете, описанные Рейсуэллом [75].

Возраст этих конкреций относительно времени отложения осадков спорный. Предлагавшиеся критерии определения возраста сомнительны. Во многих конкрециях наблюдается осадочная слоистость. Слоистость по основной оси — горизонтальная и представляет единое целое со слоистостью вмещающих глинистых сланцев, тогда как слоистость в периферийных участках конкреций отклоняется от главной оси (рис. 12-4). Непрерывность слоистости показывает, что конкреция развивалась после накопления вмещающих глинистых сланцев, тогда как отклонение слоистости указывает на продолжающийся рост, последовавший за частичным уплотнением вмещающих сланцев. Очевидно, что это относится к диагенетическому, а не эпигенетическому периоду. Наблюдения Уикса [112] над целыми, ненарушенными ископаемыми остатками рыб в конкрециях свидетельствует в пользу мнения, что рост предшествовал уплотнению. Искривление слоистости глинистых сланцев вокруг конкреций является, следовательно, функцией уплотнения, а не результатом роста конкреции.

Наблюдение Рейсуэлла [75] говорящее о том, что содержание карбоната в центральной части конкреции выше, чем в периферийной (рис. 12-5), легко объяснить, если предположить, что карбонат был отложен в порах осадка и, таким образом, содержание его в конкреции связано с пористостью вмещающего осадка. Если это так, то аналитические данные дают возможность предположить, что рост конкреций

продолжался непрерывно и в процессе уплотнения. В пользу этого вывода свидетельствует отклонение слоистости (см. также [69]).

Если принять за основу это предположение, то первоначальная пористость вмещающего осадка была высокой: в некоторых случаях 85%. Такая высокая пористость отмечена в верхних 5 м современных тонкозернистых глинистых осадков. Следовательно, конкреции сформировались на ранних этапах вблизи поверхности осадка. Конкреции, характеризующиеся меньшей пористостью в центральной части, предположительно сформировались на стадии позднего диагенеза, возможно, одновременно с более удаленными от центра частями других конкре-



Рис. 12-4. Соотношение между известковым желваком и слоистостью пласта [75].

1 — первоначальная цементация неуплотненного осадка; 2 — осадок уплотняется вокруг сцементированной конкреции и сам цементируется; 3 — дальнейшее уплотнение слоев вмещающего осадка

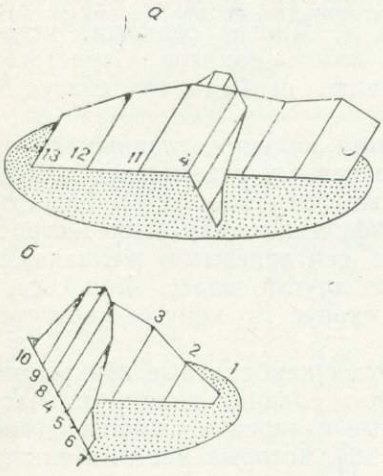


Рис. 12-5. Содержание карбоната в конкрециях. Величины содержания карбоната пропорциональны вертикальным линиям [75].

Содержание карбоната (%) в конкреции *а*: 1 — 41,6; 2 — 65,0; 3 — 58,4; 4 — 63,9; 5 — 64,2; 6 — 21,7; 7 — 1,5; 8 — 64,8; 9 — 49,2; 10 — 0,8; 11 — 68,3; 12 — 61,0; 13 — 40,4.
Содержание карбоната (%) в конкреции *б*: 1 — 5,7; 2 — 31,1; 3 — 57,6; 4 — 73,7; 5 — 59,1; 6 — 17,2; 7 — 8,4; 8 — 73,7; 9 — 62,9; 10 — 10,2

ций, чей рост начался раньше. Ранний рост конкреций на таких небольших глубинах делает реальной возможность того, что в процессе подводной эрозии может произойти вымывание этих тел; по-видимому, это явление действительно имеет место в некоторых случаях.

Проблема роста конкреций, рассмотренная на примере известковых желваков в глинистых сланцах, относится также в той или иной степени к конкрециям в алевролитах и песчаниках. Форма единичного конкреционного тела является отражением анизотропной проницаемости вмещающей породы. Песчаник имеет почти изотропную проницаемость; отсюда следует, что известковые конкреции в этой породе почти сферические, а конкреции в глинистых сланцах уплощены, при этом размер по вертикальной оси составляет не более половины такового по горизонтальной оси. Округлая форма сечения конкреции в плоскости слоистости свидетельствует об однородной проницаемости вдоль плоскости напластования; исключение составляют вытянутые и ориентированные конкреции Колтона [20]. В одной и той же толще осадков более древние конкреции сферической формы встречаются чаще, чем более молодые конкреции [75].

Возникает также вопрос, росли ли конкреции в замкнутой системе, получая весь материал из вмещающего осадка? Или они были сформированы в открытой системе, что предполагает обмен между поровой и морской водой, расположенной выше. Высокая первоначальная пористость, указывающая на рост конкреций в непосредственной близости к поверхности раздела осадок — вода, предполагает возможность взаимообмена вод. Низкая первоначальная пористость позволяет предположить обратное. Минеральный состав может также определяться условиями роста. Бернер [8] считал, что развитие пирита по периферии конкреций означает появление ионов сульфатов, возможное только в результате диффузии из морской воды. С другой стороны, для сидерита требуется более высокое давление CO_2, чем то, которое наблюдается в обычной морской воде [24], и, следовательно, это означает закрытую систему. Чтобы установить разницу между закрытой и открытой системами, было использовано [47], также содержание Sr^{2+}. Для более детального ознакомления с этими и связанными с ними проблемами роста конкреций отсылаем к обширному исследованию Рейсуэлла [75] и к работам, посвященным этим вопросам, Бернера [8, 9] и Сейболда [85].

Изотопный анализ, в частности отношение $^{13}C/^{12}C$ в конкрециях, предположительно сформировавшихся в замкнутой системе, позволяет использовать его при интерпретации древних условий осадконакопления. Применяя этот метод к сидеритовым конкрециям пенсильванского возраста, Вебер, Уильямс и Кейт [111] смогли выделить морские, солоноватоводные и пресноводные глинистые сланцы.

Септариевые конкреции

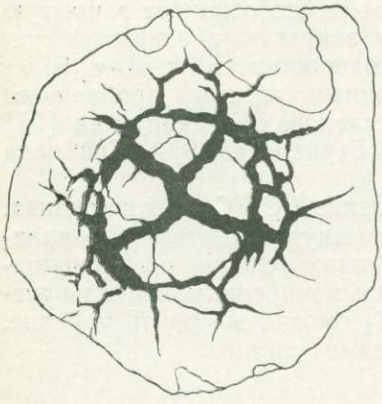
Септарии представляют собой крупные (от 10 до 100 см), заметно сплющенные желваки, характеризующиеся серией радиальных трещин, которые расширяются по направлению к центру, затухают вблизи краевых частей и пересекаются серией концентрических трещин, параллельных краю (рис. 12-6). Правильный рисунок является исключением, а в общем преобладают неправильные системы. Система трещин в разрезе наиболее часто является многоугольной, хотя по периферии трещины расположены радиально. В целом ширина трещин обычно не зависит от положения в желваке, однако трещины краевых частей суживаются по направлению к периметру; окраинные трещины редко простираются за пределы конкреции. Трещины всегда заполнены кристаллическим осадком, чаще всего кальцитом. Многие септарии, извлеченные из глинистого матрикса, выветриваются и эродируются до такой степени, что становится видна внутренняя система жил («спина черепахи»). Система жил может быть даже полностью лишена материала заполнения. Такие структуры были названы *меликарпиями* (рис. 12-7). Однако считается, что некоторые из них образуются в глинистых сланцах без всякой связи с развитием желваков [15].

Септариевые желваки, за исключением выполнения жил, обычно представляют собой тела, сложенные нечистыми глинистыми карбонатами и заключенные в глинистом сланце. В некоторых септариях карбонат обогащен закисным железом и желвак является настоящим глинистым железняком (см. табл. 12-1, В и Г). Согласно Ричардсону [78], в центральной части содержится больше глинозема, чем по пери-

ферии желвака, — факт, подтверждаемый Ваносси [106]. Жильное выполнение представлено главным образом кальцитом, однако часто присутствуют пирит, сфалерит и барит [101].

Особенностью части септариевых желваков является текстура «конус в конусе», которая включает некоторые из этих тел.

Происхождение септариевых желваков было предметом многочисленных обсуждений [15, 16, 23, 26, 78, 103, 101, 106]. Образование септариевого желвака включает формирование желвачного тела, отвердение внешней части, сопровождаемое дегидратацией внутренней части и возникновением системы трещин усыхания, и частичное или полное



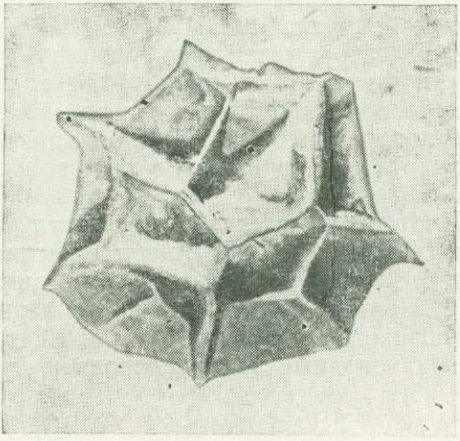


Рис. 12-6. Септариевая структура. Длина образца около 12 см

Рис. 12-7. Меликария.
Ячеистая текстура образована жильным выполнением, которое, вероятно, было освобождено при выветривании септариевого желвака. Длина образца около 12 см

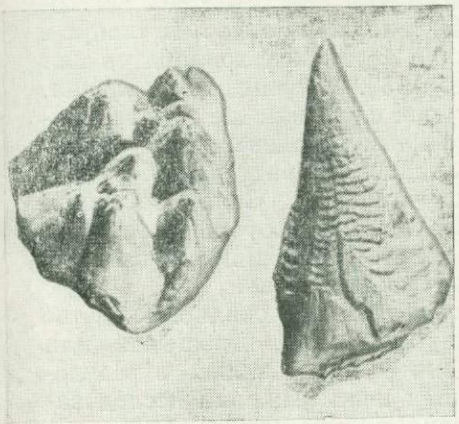
заполнение трещин осажденным минеральным веществом; в результате этих процессов в желваке возникает септариевая сетка жил. Усыхание и возникновение трещин синерезиса свидетельствуют в пользу гелеподобного характера первоначального тела — аспект развития септариев, который изучен еще недостаточно. Рейсуэлл [75] полагал, что септариевые образования характерны для высокопористого водонасыщенного осадка и, следовательно, должны быть отнесены к конкрециям, образовавшимся на ранних этапах уплотнения осадка. С другой стороны, текстура «конус в конусе», ассоциирующая с некоторыми конкрециями, формируется позже, после некоторого уплотнения осадка. Отвердение, дегидратация и образование трещин усыхания вызываются необратимым химическим обезвоживанием. Механизм заполнения жил не требует уточнений.

Стяжения «конус в конусе»

Известковые слои «конус в конусе» являются второстепенными элементами некоторых глинистых сланцев (сланцев с линзообразными жилами). Они встречаются как в виде пропластков в глинах, так и

оболочки некоторых крупных известковых конкреций в темных глинах. Толщина пропластков меняется от 2 до 15 см, и они могут быть прослежены в обнажениях на расстоянии до 1 м или несколько больше. Особенно они характерны для некоторых черных глин. Текстуры «конус в конусе» были описаны во многих обнажениях Соединенных Штатов Америки и Европы в породах от кембрия до третичных по возрасту. Около 44 проявлений детально описано в работе Вудленда [115].

Свое название текстуры получили в соответствии с внутренним строением. Оно характеризуется наличием многочисленных правильных круглых конусов (рис. 12-8), оси которых расположены перепендикуляр-



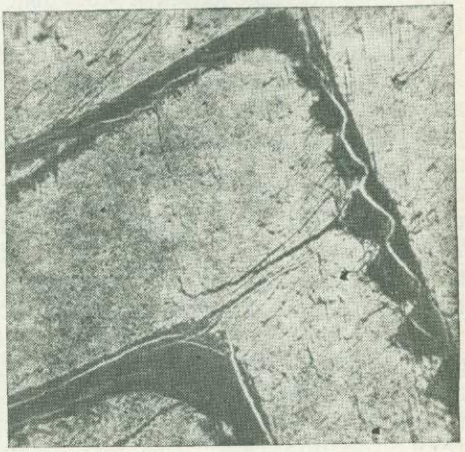


Рис. 12-8. Образцы текстуры «конус в конусе», на которых видны поперечные бороздки и продольная штриховатость.
Обратите внимание на вогнутую поверхность конуса правого образца. Длина более крупного конуса около 7,6 см

Рис. 12-9. Текстура «конус в конусе». Без анализатора, ×30.
Преимущественно кальцит; темный материал — глина

но к слою, характеризующемуся развитием текстуры «конус в конусе», или к поверхности конкреции. Апикальные углы изменяются в широких пределах, но чаще всего встречаются углы от 30 до 60°. Поэтому диаметр основания может быть почти равен высоте конуса или составлять одну треть ее. В некоторых случаях конусы имеют расширяющиеся основания. Стороны конуса обычно рифленые или бороздчатые; многие имеют кольцеобразные вмятины и ребра, которые наиболее резко выражены вблизи основания конуса, а близ вершины становятся более тонкими и менее четкими. Вершины конусов в слое в одних случаях могут быть все направлены вниз, а в других — вверх. На конкрециях они направлены вниз на верхней поверхности и вверх — на нижней [37, 115].

Внутри конусы состоят из волокнистого кальцита (рис. 12-9), хотя сообщалось о сидеритовых [46] и гипсовых [96] конусах. Волокна обычно параллельны оси конусов, хотя Вудленд [115] отметил существенные отклонения от этого положения.

Несмотря на то что текстура «конус в конусе» преимущественно карбонатная по составу, она содержит значительное количество не-

растворимого остатка. Карбонат, растворимый в кислоте, составляет от 70 до 90% общего объема; нерастворимый остаток представлен в основном глиной. Карбонат обычно представлен кальцитом, но местами он анкеритовый или сидеритовый, как исключение, в нем может присутствовать марганецсодержащий сидерит [46] (см. табл. 12-1).

Происхождение текстуры «конус в конусе» вызвало гораздо больше дискуссий, чем их было по поводу какой-либо другой конкреционной формы, за исключением, быть может, кремневых стяжений. Этот вопрос широко освещен Тарром [96] и наиболее полно — Вудлендом [115]. Проблема включает два вопроса: возникновение волокнистого карбонатного слоя и происхождение конической текстуры. Волокнистые карбонатные слои, в которых обнаружено много текстур «конус в конусе», не являются первичными карбонатными пластами. Это заключение подтверждается тем, что прослойки, содержащие формы «конус в конусе», могут разделять верхние и нижние карапаксы трилобитов или верхние и нижние части отпечатков рыб [13]. Кальцитовые волокна, располагающиеся обычно перпендикулярно к слою или же к поверхности конкреции, можно сопоставить с волокнами кварцевых жил, волокнистых гипсовых жил и волокнистыми ледяными кристаллами в почвах, характеризующихся морозным вспучиванием. Силы растущих кристаллов раздвигают две стенки жилы или две стороны слоя либо пласта, содержащего текстуры «конус в конусе». Волокнистый габитус, следовательно, отражает рост кристаллов в поле сжатия.

Происхождение самой конической формы менее очевидно. Сходство формы конусов с формами конусов ударов кремня, известняка или другого состава наводит на мысль, что они сформировались в результате скалывания. Источник сжатия остается неясным; одни исследователи предполагают, что это было вызвано ростом самих кристаллов [81], другие связывают его с массой вышележащих пород [96] или же с избыточным давлением в конкреции при ее облекании текстурой «конус в конусе». Вудленд [115] не относит происхождение конических текстур ни к одному из этих случаев. Он считал, что текстура возникла в результате «готической» системы роста. Эта система роста отражается на его петроструктурных диаграммах по оси С [115]. Хотя считается, что волокнистый габитус указывает на рост в поле сжатия, коническая текстура, несмотря на ее сходство с конусами скалывания, не является продуктом такого скалывания, а скорее — выражением габитуса роста кристаллов; сходные взгляды высказывал Уздовский [105].

Конкреционные слои и жилы

Все вышеописанные диагенетические сегрегации являются более или менее изометричными сферическими телами, образовавшимися вокруг какого-то центра или ядра. Менее правильные формы обусловлены сращиванием или слиянием двух или более правильных форм. Предполагается, однако, что некоторые известковые стратиформные тела также являются результатом диагенетического процесса. Доказательством такого происхождения служит их резкое выклинивание во вмещающих глинистых сланцах.

Наличие секущих жил представляет собой вторичное явление. Многие из них, как полагают, заполнены материалом, который поступал в трещины из вмещающей толщи. Чаще всего они выполнены кварцем [1] и кальцитом [41].

Желваки каличе и лёссовые конкреции

От описанных выше заметно отличаются некоторые другие известковые конкреционные тела. Более мелкие и образованные в глинах и почвах выше зеркала грунтовых вод, эти конкреционные тела включают желваки каличе некоторых древних и современных почв и небольшие карбонатные конкреции в лёссе.

Само каличе в некотором смысле является разновидностью известняка, образовавшейся преимущественно в почвах, на участках скопления извести, в районах, характеризующихся высокими температурами и полузасушливыми или засушливыми условиями. В данном разделе охарактеризованы не зрелые отложения каличе или калькрет, а отложения, в которых кальцит присутствует только в виде рассеянных желваков или корок на гальках. Такие конкреционные тела известны в континентальных аргиллитах, главным образом в самой верхней пачке разреза, представленного типичными флювиальными отложениями (отложениями кос), накопившимися при благоприятных климатических условиях. Они часто встречаются в Древнем красном песчанике Уэльса [2], в аналогичных отложениях Катскилл (девон) в Пенсильвании, в свите Мок-Чанк (миссисипий) Восточной Пенсильвании и, безусловно, во всех местах, где преобладают сходные фациальные и климатические условия.

Характеристика желваков каличе была дана Алленом [2], Флэком и др. [35] и особенно Нагтегаалом [65]. Обычно желваки небольшие (в среднем от 1 до 2 см), они имеют разнообразную форму и состоят главным образом из кальцита. Некоторые из них бесструктурны или имеют слабо выраженную внутреннюю структуру; в других же намечается концентрическое или даже радиальное строение.

К этой же группе, по-видимому, относятся небольшие карбонатные конкреции (немецкое название Loessmannchen или Loesspüppen), обнаруживаемые в лёссе. Размер их колеблется от 1 до 2 см; они представлены простыми или неправильными желваками, характеризующимися наличием внешней плотной корки и внутреннего пространства, заполненного трещиноватой глиной. Многие конкреции имеют неправильную и сложную форму. Их происхождение изучено еще недостаточно [103]; по-видимому, подобно септариям, они представляют собой сцементированную оболочку и сжатое в результате усыхания внутреннее глинистое выполнение.

Кремнистые желваки и конкреции

В некоторых породах, в частности карбонатных кремнезем скапливается в виде желваков или подобных тел. Чаще всего встречаются кремневые желваки.

Кремневые желваки

Кремневые желваки по форме изменяются от более или менее правильных дисков, достигающих нескольких сантиметров в диаметре, до крупных совершенно неправильных клубневидных тел длиной до 25 см или более. Их форма бесконечно разнообразна, но более крупные желваки, имея, в общем, округлые очертания, отличаются бородавчатой или бугорчатой внешней поверхностью (рис. 12-10). В большинстве случаев кремневые желваки имеют резкие границы. Они часто концен-

трируются вдоль определенных плоскостей напластования, а также имеют тенденцию к уплощению и вытягиванию параллельно напластованию. В некоторых случаях их достаточно много, чтобы, соединяясь, они могли создавать более или менее непрерывные пласты. По-видимому, кремненосные слои во многих случаях характеризуются ритмичным строением [79]. В отдельном слое кремень образует неправильную двухмерную сеть; если слои располагаются близко друг к другу, то между слоями могут возникнуть определенные связи или «мосты» и кремневая сетка становится трехмерной. Такое количество кремня содержат немногие известняки; для большинства характерны только рассеянные дискретные желваки.

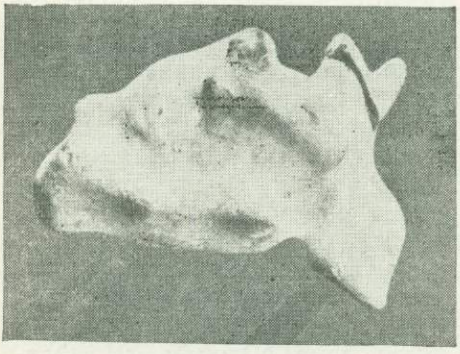


Рис. 12-10. Кремневый желвак.
Плотный черный «флинт» с поверхностным слоем белой внешней оболочки («cotton» rock). Длина желвака около 12 см

Желваки сложены преимущественно микрокристаллическим кварцем и в меньшей степени — халцедоном. Следовательно, они представляют собой почти чистый кремнезем (табл. 12-2). Карбонатов немного; возможно это реликты замещения, но иногда встречаются и эвгедральные кристаллы.

Хотя обычно желваки бесструктурны, некоторые из них имеют плотное черное внутреннее ядро, окруженное более светлой, а в отдельных случаях белой внешней оболочкой («землистый известняк»). У некоторых стяжений заметны следы слоистости, продолжающей слоистость вмещающей породы, тогда как другие отличаются концентрическим строением («сфероиды сжатия», по Талиаферро [91]); некоторые желваки включают фрагменты вмещающей породы. Довольно часто кремни содержат ископаемые остатки, представленные либо известковыми, либо окремнелыми организмами, чаще последними. Ископаемые остатки, как правило, представляют собой только пустоты; известковый материал был удален путем растворения. Встречаются кремни оолитового строения, унаследованного от вмещающей породы при ее замещении [18].

Кремневые желваки широко распространены. Они встречаются главным образом в карбонатных породах, особенно в известняках и доломитах, но их также находят и в пластовых сидеритах и в некоторых черных глинистых сланцах, особенно в сланцах докембрийского возраста [49]. Желваковые кремни обнаружены в карбонатных породах всех возрастов. Они широко распространены в палеозойских известняках и доломитах в верховьях долины р. Миссисипи. Биггс [11] дал подробное описание желваковых кремней Иллинойса, возраст которых изменяется от кембрия до миссисипия.

Особенно хорошо известны желваковые кремни свиты Ниагара (силур) в районе Великих озер [57] и желваковые кремни миссисипских карбонатов [107]. Известны также и желваки флинта, встречающиеся в писчем мелу мела Англии и Франции [79].

Хотя по проблеме происхождения кремня нет единого мнения, большинство исследователей в настоящее время, по-видимому, склоняются в сторону эпигенетического образования желваковых кремней и флин-

тов, обнаруживаемых в известняках и других карбонатных породах. Ряд авторов, в том числе Тарр [93, 95], Тарр и Твенхофел [99] и некоторые другие [104, 33] настоятельно утверждают, что желваковые кремни образуются в результате прямого осаждения силикагеля на дно моря. Доказательства замещения (а следовательно, постседиментационного происхождения) желваковых кремней многочисленны и очевидны. Ван-Туил [109] и Биггс [11] с большой детальностью обобщили доказательства, имеющие отношение к данной проблеме. Несомненно, мно-

Таблица 12-2

Химические анализы кремней и других конкреционных тел

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж
SiO_2	99,47	70,78	98,36	4,46	0,73	45,13	1,80[5]*
Al_2O_3	0,06	0,45	0,12	1,10	0,57[2]*	0,88	—
Fe_2O_3	0,00	0,02	0,00	7,02	0,27	0,96	—
FeO	0,17	0,30	0,08	0,47	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	45,80
MnO	—	0,02	—	0,08	Сл.	0,02	—
MgO	—	1,88	0,01	0,30	Нет	Нет	—
CaO	0,06	12,90	0,16	44,22	Нет	Нет	—
Na_2O	0,01	0,05	0,04	0,16	—	—	—
K_2O	0,03	0,06	0,04	0,04	—	—	—
H_2O+	0,19	0,48	0,84	0,35	} 0,25[4]*	0,31[4]*	
H_2O-	0,02	0,32	0,11	1,65			
TiO_2	—	0,03	—	0,07	—	—	—
P_2O_5	—	0,16	0,02	33,92	Нет	Сл.	—
CO_2	Нет	12,04	0,07	0,90	0,16	Нет	—
SO_3	—	—	—	—	33,15	17,87	—
BaO	—	—	—	—	64,85	34,25	—
C	0,03	0,33	0,02	0,49	—	—	—
S	—	—	—	0,04	—	—	51,10
Сумма	100,04	100,09*	99,87**	99,52	99,55	99,42	98,70

* Включает ZrO_2<0,01; FeS_2 0,27; SO_3<0,01.
** Включает F — 2,25; без O для F — 0,95.
[3]* P_2O_5.
[4]* Потери при прокаливании.
[5]* Нерастворимый.
А. Оолитовый кремень, доломит Майнес (кембрий), Пенсильвания [63].
Б. Кремневый желвак, известняк Делавэр (девон), Огайо, США. Аналитик Д. Шааф [90].
В. Кремневый желвак, свита писчего мела Довер (мел), Англия [63].
Г. Сферолитовые фосфоритовые желваки, сланцы Колорадо (мел), горы Бэрпо, Монтана, США. Аналитик А. Кел [71].
Д. Баритовый желвак из глинистых сланцев, Оклахома, США. Аналитик У. Говард [42].
Е. Баритовый желвак из песчаников. Оклахома, США [87, 42].
Ж. Пиритовые желваки, морская глина, Виктория, Австралия. Аналитик Ф. Дрюс [29].

гие желваки несут в себе признаки происхождения путем замещения, но для многих других случаев полевые данные и данные петрографических исследований неубедительны. Главным доводом против образования этих желваков в процессе первичного осаждения, как подчеркивает Крессман [21], могут служить последние экспериментальные данные, указывающие на то, что морская вода недосыщена кремнеземом. По-видимому, кремень или его предшественники могли осаждаться лишь в специфической водной обстановке [32] (проблема происхождения кремня более детально рассматривается в гл. 11).

Жеоды

Важными особенностями жеод являются их почти сферическая форма, наличие полой сердцевины, внешнего халцедонового слоя и внутренней друзовидной щетки, кристаллы которой своими концами направлены внутрь жеоды. Жеоды характерны для некоторых пластов известняков, но изредка встречаются и в глинистых сланцах; по-видимому, они предпочитают глинистые известняки или доломиты чистым известнякам [45]. Следовательно, их распределение контролируется литологическим фактором.

Жеоды представляют собой полые шаровидные тела диаметром от 2 см до 1 м (в большинстве случаев от 10 до 20 см). Они имеют тенденцию к слабому уплощению, при этом их экваториальная плоскость параллельна напластованию. Некоторые формы выглядят раздавленными или смятыми. Тонкий внешний слой плотного халцедона [28] в результате эрозии может быть неполным в одних жеодах и совсем отсутствовать в других.

Внутренняя полость большинства жеод заполнена более поздними минералами. Чаще всего это направленные внутрь кристаллы кварца. Кроме кварца встречаются также скаленоэдрический кальцит и ромбоэдрический доломит. Реже обнаруживают такие второстепенные и редкие компоненты, как арагонит, анкерит, магнетит, гематит, пирит, миллерит, халькопирит, сфалерит, каолин и битумы [108]. Определенной последовательности отложения слоев, общей для всех жеод, нет, хотя внешняя оболочка неизменно представлена халцедоном, за которым в большинстве случаев непосредственно следует кварц. В некоторых жеодах наблюдается вторая генерация халцедона. Сульфиды металлов, если они присутствуют, в большинстве случаев отлагаются последними.

Наиболее своеобразной и важной особенностью жеод является неопровержимый факт, что их рост сопровождается увеличением объема. Заслуживает внимания с этой точки зрения изгибание слоистости вмещающей породы около жеоды. Но наиболее выразительной является текстура «взрывающейся бомбы». Как со всей очевидностью показал Басслер [5], многие жеоды зародились в полостях ископаемых организмов; по мере роста окаменелость увеличивается в объеме, а потом лопается. При дальнейшем росте обломки окаменелости, прилегающие к жеоде, расходятся на довольно большое расстояние. В конечном итоге обломки, по-видимому, растворяются или поглощаются растущей жеодой и исчезают.

Формирование жеоды включает, во-первых, образование полости и, во-вторых, ее заполнение. Вряд ли субсферические полости размера жеод существовали в первичном осадке. Робертсон [82, 83] полагал, что жеоды отлагались сингенетично на дне моря в виде коллоидальных сгустков гидратированного кремнезема и что позднее вследствие «потери воды из геля образовалась халцедоновая оболочка». Однако по этой гипотезе происхождения неясно, почему не все кремневые желваки, которые также считаются образовавшимися сингенетично, из силикагеля превратились в жеоды.

Хейес [45] предположил, что предшественниками жеод являлись не силикагели, а скорее известковые конкреции подобной формы и размера; эта точка зрения ранее была высказана Ван-Туилом [108]. Эти тела в процессе диагенеза были преобразованы в жеоды, сначала в результате перекристаллизации их центральных частей, окремнения их внешней оболочки, а впоследствии — путем растворения центрального ядра и последующего осаждения кристаллического выполнения поло-

сти. Как можно судить по коллекции Басслера, если первоначальная полость необходима для формирования жеоды, то ею может служить незаполненное пространство внутри криноидной теки, двустворки или любое подобное пустотное пространство. В первоначальной полости ничего нет, за исключением предположительно погребенного соляного раствора. Так как внешняя стенка настоящих жеод сложена халцедоном, то первоначальный осадок, вероятно, уже был слоем гелеобразного кремнезема. Образование этого слоя способствует изоляции соляного раствора, и, если с течением времени внешние воды опреснялись, слой геля мог действовать как полупроницаемая мембрана и создавать внутреннее осмотическое давление. Это направленное от центра давление могло привести к расширению объема. Если это происходило до консолидации, вмещающий известковый ил мог быть раздвинут; если же после консолидации, пространство могло образоваться в результате растворения известняка на поверхности раздела кремнезема и известняка. Расширение объема может продолжаться до тех пор, пока объем камеры не увеличится значительно, а концентрация соли в захваченных флюидах уменьшится до такой степени, что силы расширения станут совсем незначительными. В конечном итоге кремнезем дегидратируется и кристаллизуется. Затем следует усыхание и образование трещин, обусловливающее возможность доступа минерализованных вод и отложения друзового покрытия на первичном халцедоновом слое. Предложенный здесь механизм образования жеод, по существу, совпадает со схемой Тантона [92], предложенной для объяснения роста конхилитов, которые представляют собой специфические мелкие чашеобразные тела, состоящие из лимонита или гётита и растущие в перевернутом положении на минерализованном основании на дне канадских озер. Полупроницаемая мембрана в этих образованиях вместо кремнезема представлена студенистым гидроокислом железа.

Кремнистые конкреции в пластовых сульфатах

Кремнистые конкреции в эвапоритовых отложениях, очевидно, встречаются редко. Сообщалось об обнаружении различных кремнистых тел, включая эвгедральный кварц, концентрически полосчатый халцедон и кварцевые сферолиты в гипсовых и ангидритовых породах в Манитобе [14]. Предполагается, что они имеют диагенетическое происхождение.

Фосфоритовые конкреции и желваки

Фосфатное вещество встречается как в виде бесструктурных желваков, так и радиально построенных или сферолитовых конкреционных образований. Фосфоритовые желваки или «гальки» встречаются не только в отложениях собственно фосфатов, они также широко распространены и в некоторых известняках [72] и особенно в отложениях писчего мела мелового возраста [34]. Кроме того, они встречаются на дне современных морей [64, 27]. По размеру эти желваки колеблются от небольших гранул до галькоподобных тел, достигающих нескольких сантиметров в диаметре. Обычно они имеют черный или коричневый цвет, неправильную форму и плотную, твердую, блестящую поверхность. Более крупные желваки содержат много инородного материала, в том числе песчаные зерна, чешуйки слюды, обломки раковин и спикулы губок. Черный цвет наиболее интенсивен вблизи внешней оболочки.

Основным компонентом является коллофан; фосфатные сферолиты, описанные ниже, представляют собой хорошо окристаллизованный даллит [58].

Описаны также сферолитовые фосфатные желваки [71]. Наиболее известны из них стяжения в сланцах Колорадо (мел) в Монтане. Некоторые желваки имеют весьма правильную сферическую форму, размер их — от одного до нескольких сантиметров в диаметре. Другие являются составными, образованными из нескольких сросшихся сферических тел. Все они имеют ярко выраженное радиальное строение; многие из них характеризуются наличием центрального пустотного пространства, которое в отдельных случаях заполнено жильным материалом. Состав этих сферолитов приводится в табл. 12-2,Г. Предполагается, что они сформировались как гомогенные фосфоритовые конкреции, которые позднее перекристаллизовались и приобрели сферолитовый облик.

Желваки и конкреции, состоящие из окислов железа

Окислы и гидроокислы железа широко распространены в осадках и местами скапливаются в виде конкреционных тел. Особый интерес представляют пустотелые или полые образования, состоящие из окислов железа, чаще всего обнаруживаемые в песках и песчаниках, а также в некоторых глинах (рис. 12-11). Они особенно широко распространены в плейстоценовых песках, но встречаются также в третичных и даже в меловых песках.

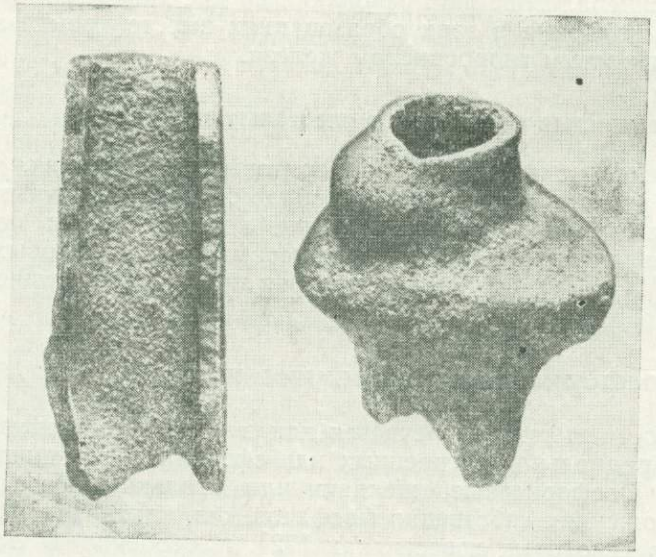


Рис. 12-11. Полные конкреции окислов железа. Фактически оболочка состоит из песка, сцементированного лимонитом. Длина самой крупной конкреции около 10 см.

Подобно другим конкрециям, они разнообразны по размеру и по форме. Но в отличие от большинства конкреций многие железистые стяжения крупные и имеют цилиндрическую форму [114]; у всех есть центральная полость или пустотное пространство. Внешняя часть, или

оболочка, представляет собой плотный твердый лимонитовый слой. Внутренность частично заполнена железистым песком или мелкими гальками, которые гремят, когда конкреции трясут (немецкий Klapperstein). В отдельных конкрециях ядро плотное и состоит из глины, которая может быть слегка отодвинута от стенок. Однако не все конкреции, состоящие из окислов железа, полые. Конкреции, описанные Эмери [30] в песках пляжевых гряд, представляют собой правильные шары, сцементированные окислами железа.

Появление полых железистых конкреций объяснялось «межгранулярной секрецией лимонита» [88], частичным замещением известковых галек соединениями железа [86], окислением «глинистых галек» [55] или окислением сидеритовых конкреций [6, 102]. Последнее объяснение, по-видимому, применимо к некоторым из этих тел, так как окисление трещиноватых сидеритовых пластов превращает каждый трещиноватый блок в полую или частично заполненную лимонитовую «коробку» [100]. Глинистое ядро некоторых конкреций железняка частично представляет собой неокисленную сидеритовую глину. В этом случае железистые стяжения являются продуктом выветривания и не могут встречаться ниже зеркала грунтовых вод. Единственными признаками предполагаемого увеличения объема, видимыми в шлифе лимонитовой оболочки, являются следы коррозии и частичного замещения кварца сидеритом.

Возможно, что окисно-железистые агрегаты бывают нескольких видов и что агрегаты, обнаруженные в глинах, отличаются по характеру от образовавшихся в песках. Поэтому универсального объяснения их образования нет.

Пиритовые и марказитовые желваки и кристаллические агрегаты

Крупные и мелкие кристаллические агрегаты пирита и марказита встречаются в некоторых глинах и глинистых сланцах, в некоторых углях и даже в известняках. Эти тела имеют различные размеры и формы: от миллиметровых сферолитов и единичных кристаллов до крупных кристаллических агрегатов и желваков. В целом для железистых сульфидов, по-видимому, нехарактерны включения вещества вмещающей породы, в которой они образуются. Обычно сульфиды в осадочных породах морского происхождения представлены пиритом, а в углях — марказитом [67]. Это наблюдение навело на мысль, что пирит является продуктом нейтральной или щелочной среды (в большинстве случаев морской), а марказит образуется в кислой или пресноводной среде [29]. То, что марказит изредка встречается в морских отложениях, указывает на кислую среду после отложения осадков в процессе литификации. Часто встречаются замещения марказитом ископаемой древесины [84, 29]. Черный аморфный железистый сульфид, по-видимому, присутствует в некоторых современных илах. Очевидно, после захоронения этот материал скапливается и кристаллизуется в виде рассеянных пиритовых кубиков, частично замещающих матрикс, в виде небольших сферолитов, крупных кристаллических агрегатов, а также замещает древесные окаменелости и раковины.

Источник серы точно не установлен. Сера могла быть продуктом разложения органического вещества или бактериального восстановления сульфатов или же могла быть принесена грунтовыми или ювенильными водами. С учетом рассмотренных выше фактов вероятнее, что она

не привнесена извне, а имеет местное происхождение и, следовательно, выделилась в процессе диагенеза. Матиас [61] считал, что пиритовые конкреции темных пенсильванских глинистых сланцев севера центральной части штата Миссури имеют сингенетичное происхождение. Ньюхаус полагал, что сульфиды кристаллизовались из коллоидальных гелей, отложившихся одновременно с формированием вмещающих пород.

Поскольку сульфиды могли быть принесены грунтовыми или ювенильными водами, присутствие кристаллов сульфидов еще не является достаточным доказательством их диагенетического происхождения, особенно в метаосадочных породах. О диагенетическом или осадочном происхождении сульфидов убедительно свидетельствует тесная связь между их содержанием и содержанием органического или углистого вещества, наблюдаемая во многих осадках. С другой стороны, тесная связь с жилами и трещинами позволяет предполагать привнос сульфидов извне.

Баритовые желваки и розетки

Во многом сходны с кальцитовыми песчаными кристаллами розетки барита. Баритовые розетки представляют собой пучки кристаллов барита таблитчатой формы, располагающиеся с определенной симметрией; они весьма характерны для некоторых песчаников, в частности пермских красноцветных песчаников Оклахомы [68, 87, 97, 42]. Как и в случае кристаллов песка, объем включений материала вмещающей породы равен или превышает объем самого кристаллизующегося минерала (см. табл. 12-2,Е).

Подобные образования были описаны во многих местах. Пог дал обзор литературы по этому вопросу [73], дополнив его собственным описанием розеток из Ливийской пустыни, которые предположительно были сформированы в нубийских песчаниках, развитых на этой территории.

В некоторых глинистых сланцах встречаются баритовые желваки сферолитовой формы и структуры [42, 43, 59]. В отличие от барита песчаников в этом случае отмечается очень мало включений вмещающей породы (см. табл. 12-2,Д). Они также известны на дне современных морей [77].

Кристаллы и пучки кристаллов гипса

Многие отложения содержат крупные кристаллы или пучки кристаллов гипса. Некоторые из них растут в рыхлом песчаном матриксе, в общем, так же, как кальцит и барит. Подобно этим минералам, они включают большой объем песка. Известным примером являются крупные кристаллические агрегаты из Лагуна-Мадре в Техасе [60]. В некоторых глинистых сланцах встречается хорошо окристаллизованный селенит; одним из широко известных примеров служат пенсильванские глинистые сланцы Элеуэрта, Огайо. Эти кристаллы, длина которых составляет несколько сантиметров, выросли за счет глинистого сланца, что доказывается присутствием в них большого количества глинистого материала.

Псевдоконкреции

Существуют природные тела, в каком-то отношении похожие на конкреции, но не являющиеся продуктами диагенеза, т. е. настоящими конкрециями. К ним относятся панцирные глиняные шары, водорослевые шары, или онколиты, и озерные катуны.

Панцирные глиняные шары

Панцирные глиняные шары представляют собой механически соединенные первичные образования. Это — крупные субсферические комы глины, которые облекаются и бронируются мелким гравием. Морфология и происхождение панцирных глиняных шаров были тщательно изучены Беллом [7], который описал их в Лас-Позас-Барранка, округ Вентура, Калифорния. Их находят в потоках с большим перепадом высот, особенно в ливневых потоках [39, 3]. Они также встречаются на пляжах [52] и особенно типичны для плейстоценовых ледниковых зандровых отложений [54], где их называют «тиллевыми шарами». Кроме того, они описаны в более древних отложениях, например в паннонском ярусе (верхи третичных отложений) бассейна Грац в Австрии [51].

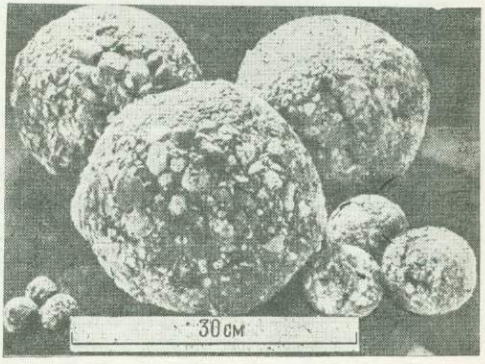


Рис. 12-12. Панцирные глиняные шары, Лас-Позас-Барранка, Калифорния, США. По [7].

Шары перемещены на расстояние около 4,8 км. Обратите внимание на исключительно тяжелый панцирь и высокую степень сферичности

Размеры глиняных шаров колеблются от 1 до 50 см. Наиболее часто встречаются глиняные шары диаметром 5—10 см. Хорошо сформированные глиняные шары имеют почти идеальную сферическую форму (рис. 12-12); около 60% шаров, изученных Беллом, имели показатель сферичности более 0,90, 32% — свыше 0,95 и 12% — более 0,99; около 7% характеризовались сферичностью около 1,00. Средняя сферичность шаров, которые перекатились на 400, 1609 и 4420 м, составила соответственно 0,784; 0,839 и 0,898. Эти данные указывают на то, что величина сферичности определяется приблизительно как кубический корень из расстояния транспортировки.

Крупные глиняные шары покрыты более крупным гравием по сравнению с более мелкими шарами. Масса панциря составляет от 17,1 до 44,0% от массы всего шара. Установлено, что общая масса брони является степенной функцией площади поверхности и соответствует примерно площади в степени 1,54 либо приблизительно является линейной функцией диаметра шара. В то время как панцирь состоит из слабо сортированной (девять размерных классов) смеси песка и гравия, внутренняя часть представлена относительно чистой глиной и алевритом.

Полевые наблюдения, а также характер глиняных шаров, изученных в Лас-Позас-Барранке, достаточно убедительно показывают, что глиняные шары образовались из кусков глины в процессе быстрого размыва и срезания отмелей; глинистые комки при последующем их прокатывании по течению приобрели гравийный панцирь. Песчаные зерна и галька вдавливались в мягкое внутреннее ядро. Как только поверхность шара покрывается достаточно мощным панцирем, дальнейшее наращивание объема прекращается. Рост шара ограничивается больше структурной прочностью, чем размерами кома глины или транспортирующей способностью потока. Максимальный размер определяется равновесием между силами сцепления и разрушающими ударными силами. Теоретические и экспериментальные данные позволяют прийти

к выводу, что скорость, с которой шар без разрушения может двигаться в потоке, обратно пропорциональна диаметру. Для глиняных шаров Лас-Позас-Барранки Белл определил следующие зависимости: шар диаметром 5 см может выдержать транспортировку со скоростью 9,8 м/с, в то время как шар диаметром 30 см может выдержать скорость только 1,5 м/с. Белл отмечал, что глиняные шары значительно крупнее, чем другие обломки твердого стока потока.

Глиняные шары, будучи второстепенным и редким компонентом осадка, служат средством оценки максимальных скоростей палеопотоков, характера материала ложа, приблизительного расстояния до области питания и природы водного агента, который их образовал.

Онколиты

Онколиты представляют собой карбонатные аккреционные тела водорослевого происхождения; они являются сфероидальными строматолитами (см. рис. 10-19). Они характерны для многих известняков. Современные морские онколиты были описаны Гинзбургом [38]. Ярким примером древних онколитов являются окаменелости из верхнеюрских пород гор Холи-Кросс в Польше [53].

По форме онколиты почти сферические; наиболее крупные онколиты достигают 5—10 см в диаметре (макроонколиты); чаще всего они имеют размер от 1 до 2 см. При уменьшении размера они переходят в водорослевые пизолиты. Их форма отчасти зависит от того, имеют ли они инородное ядро или нет; форма ядра в той или иной степени определяет форму онколита. Наиболее характерно для них внутреннее квазиконцентрическое строение. Слоистость несколько изменяется по мощности и ритмичности. Существуют микронесогласия, которые отражают перерывы в росте.

Их формирование связывается с улавливанием обломочного материала окутывающей массой синезеленых водорослей. Рост онколитов происходит по сторонам и вверх. Если онколит перекатывается, то на нижней стороне рост прекращается и возобновляется на новой верхней поверхности; в результате идеального концентрического строения не достигается.

Озерные катуны

В некоторых современных озерах обнаружены сферические озерные катуны природного войлока, которые состоят полностью из волокнистого материала растений. Они были найдены на берегах оз. Мичиган, а также на некоторых озерах Финляндии [70]. Встречаются ли они в древних геологических разрезах, точно не установлено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams, S. F.*, 1920, A microscopic study of vien quartz: Econ. Geol., v. 15, pp. 623—664.

2. *Allen, J. R. L.*, 1965, The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, north Wales: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 35, pp. 139—184.

3. *Baluk, W., and Randwanski, A.*, 1962, Armored mud balls in streams in the vicinity of Nowy Sacz (Polish Carpathians): Acta Geol. Polonica, v. 12, pp. 341—366.

4. *Barbour, E. H.*, 1901, Sand crystals and their relations to certain concretionary forms: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 12, pp. 165—172.

5. *Bassler, R. S.*, 1908, The formation of geodes, with remarks on the silification of fossils: Proc. U. S. Nat. Mus., v. 35, pp. 133—154.

6. *Bates, R. L.*, 1938, Occurrence and origin of certain limonite concretions: Jour. Sed. Petrology, v. 8, pp. 91—99.
7. *Bell, H. S.*, 1940, Armored mud balls — their origin, properties and role in sedimentation: Jour. Geol., v. 48, pp. 1—31.
8. *Berner, R. A.*, 1964, An idealized model of dissolved sulphate distribution in recent sediments: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 28, pp. 1497—1503.
9. *Berner, R. A.*, 1968a, Rate of concretion growth: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 32, pp. 477—483.
10. *Berner, R. A.*, 1968b, Calcium carbonate concretion formed by decomposition of organic matter: Science, v. 159, pp. 195—197.
11. *Biggs, D. L.*, 1957, Petrography and origin of Illinois nodular cherts: Illinois Geol. Surv., circ. 245, 25 pp.
12. *Bramlette, M. N.*, 1941, The stability of heavy minerals in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 11, pp. 32—36.
13. *Brown, R.*, 1954, How does cone-in-cone material become emplaced? Amer. Jour. Sci., v. 252, pp. 372—376.
14. *Brownell, G. M.*, 1942, Quartz concretions in gypsum and anhydrite: Univ. Toronto Studies, geol. ser., no. 47, pp. 7—18.
15. *Burt, F. A.*, 1928, Melikaria: vein complexes resembling septaria veins in form: Jour. Geol., v. 36, pp. 539—544.
16. *Burt, F. A.*, 1932, Formative processes in concretions formed about fossils as nuclei: Jour. Sed. Petrology, v. 2, pp. 38—45.
17. *Cayeux, L.*, 1929, Les roches sédimentaires de France, roches silicieuses: Paris, Masson, 696 pp.
18. *Choquette, P. W.*, 1955, A petrographic study of the «State College» siliceous oolite: Jour. Geol., v. 63, pp. 337—347.
19. *Clifton, H. E.*, 1957, Carbonate concretions of the Ohio Shale: Ohio Jour. Sci., v. 57, pp. 114—129.
20. *Colton, G. W.*, 1967, Orientation of carbonate concretions in the Upper Devonian of New York: U. S., Geol. Surv. Prof. Paper 575-B, pp. 57—59.
21. *Cressman, E. T.*, 1962, Nondetrital siliceous sediments: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-T, 31 pp.
22. *Croneis, C., and Grubbs, D. M.*, 1939, Silurian sea balls: Jour. Geol., v. 47, pp. 598—612.
23. *Crook, T.*, 1913, Septaria: a defense of the «shrinkage» view: Geol. Mag., v. 10, pp. 514—515.
24. *Curtis, C. D.*, 1967, Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 31, pp. 2109—2123.
25. *Daly, R. A.*, 1900, The calcareous concretions of Kettle Point, Lambton County, Ontario: Jour. Geol., v. 8, pp. 135—150.
26. *Davies, A. M.*, 1913, The origin of septarian structure: Geol. Mag., v. 10, pp. 99—101.
27. *Dietz, R. S., Emery, K. O., and Shepard, F. P.*, 1942, Phosphorite deposits on the sea floor off southern California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53. pp. 815—848.
28. *Diller, J. S.*, 1898, The educational series of rock specimens: Bull. U. S. Geol. Surv. 150, 400 pp.
29. *Edwards, A. B., and Baker, G.*, 1951, Some occurrences of supergene iton sulphides in relation to their environment of deposition: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 34—46.
30. *Emery, K. O.*, 1950, Ironstone concretions and beach ridges of San Diego County, California: California Jour. Mines Geol., v. 46, pp. 213—221.
31. *Eskola, Pentti*, 1932, Conditions during the earliest geological times: Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, v. 36, no. 4, 74 pp.
32. *Eugster, H. P.*, 1967, Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya: precursors of bedded chert: Science, v. 157, pp. 1177—1180.
33. *Fernandez, D.*, 1961, Sull'origine delle selci stratificate e in noduli nel calcare: Bull. Soc. Geol. Italiana, v. 80, pp. 3—5.
34. *Fisher, O.*, 1873, On the phosphatic nodules of the Cretaceous rocks of Cambridgeshire: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 29, pp. 52—63.
35. *Flack, K. W., Nettleton, W. D., Gile, L. H., and Cady, J. G.*, 1969, Pedocementation: induration by silica, carbonates, and sesquioxides in the Quaternary: Soil Sci., v. 107, pp. 442—453.
36. *Fuhrmann, W.*, 1968, Sandkristalle und kugelsandstein, Ihre Rolle bei der Diagenese von Sanden: Der Aufschluss, v. 5, pp. 105—111.
37. *Gilman, R. A., and Metzger, W. J.*, 1967, Conein-cone concretions from western New York: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 87—95.
38. *Ginsburg, R. N.*, 1960, Ancient analogues of Recent stromatolites: 21st Sess. Int. Geol. Congr., Norden, pt. 22, pp. 26—35.

39. *Glazek, J., and Radwanski, A.*, 1962, Armored mud balls in the Podmachocice Ravine (Holy Cross Mountains, central Poland): Acta Geol. Polonica, v. 12, pp. 367—376.
40. *Gries, J. P., and Rothrock, E. P.*, 1941, Manganese deposits of the Lower Missouri Valley in South Dakota: South Dakota Geol. Surv., Rept. Inv. 38, 96 pp.
41. *Grout, F. F.*, 1946, Microscopic characters of vein carbonates: Econ. Geol., v. 41, pp. 475—502.
42. *Ham, W. E., and Merritt, C. A.*, 1944, Barite in Oklahoma: Oklahoma Geol. Surv., circ. 23, 42 pp.
43. *Hanna, M. A.*, 1936, Barite concretions from the Yazoo Clay (Eocene) of Louisiana: Jour. Sed. Petrology, v. 6, pp. 28—30.
44. *Harnly, H. J.*, 1898, Cone-in-cone (an impure calcite): Trans. Kansas Acad. Sci., v. 15, 22 pp.
45. *Hayes, J. B.*, 1964, Geodes and concretions from the Mississippian Warsaw Formation, Keokuk region, Iowa, Illinois, Michigan: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 123—133.
46. *Hendricks, T. A.*, 1937, Some unusual specimens of cone-in-cone in manganiferous siderite: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 33, pp. 458—561.
47. *Hoefs, J.*, 1970, Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Karbonat-konkretionen und umgebendem Gestein: Contrib. Min. Pet., v. 27, pp. 66—79.
48. *Illies, H.*, 1949, Über die erdgeschichteiche Bedeutung der Konkretionen: Zeitschr. Deutschen Geol. Gesell., v. 101, pp. 95—98.
49. *James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. J., and Wier K. L.*, 1968, Geology and ore deposits of the Iron River-Crystal Falls District, Iron County, Michigan: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 570, 134 pp.
50. *Kindle, E. M.*, 1923, Range and distribution of certain types of Canadian Pleistocene concretions: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 34, pp. 614—617.
51. *Kirchmayer, M.*, 1962, Gespickte Tongerölle (armored mud balls) in steirischen Becken, Steiermark/Österreich: Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Mh., v. 10, pp. 548—554.
52. *Kugler, H., and Saunders, P.*, 1959, Occurrence of armored mud balls in Trinidad, West Indies: Jour. Geol., v. 67, pp. 563—565.
53. *Kutek, J., and Radwanski, A.*, 1965, Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross Mountains (central Poland): Bull. Acad. Polonaise Sci., v. 13, no. 2, pp. 155—160.
54. *Leney, G. W., and Leney, A. T.*, 1957, Armored till balls in the Pleistocene outwash of southeastern Michigan: Jour. Geol., v. 65, pp. 105—106.
55. *Leroy, L. W.*, 1949, A note on voidal concretions in the El Milagro formation of western Venezuela: Jour. Sed. Petrology, v. 19, pp. 39—42.
56. *Lippman, F.*, 1955, Ton, Geoden und Minerale des Barrême von Hoheneggelsen: Geol. Rundschau, v. 43, pp. 475—503.
57. *Lowenstam, H. A.*, 1942, Facies relation and origin of some Niagaran cherts (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1805—1806.
58. *McConnell, D.*, 1935, Spherulitic concretions of dahite from Ishawooa, Wyoming: Amer. Mineral., v. 20, pp. 693—698.
59. *Martens, J. H. C.*, 1925, Barite and associated mirerals in concretions in the Genesee Shale: Amer. Mineral., v. 10, pp. 102—104.
60. *Masson, P. H.*, 1955, An occurrence of gypsum in southwest Texas: Jour. Sed. Petrology, v. 25, pp. 72—77.
61. *Mathias, H. E.*, 1928, Syngenetic origin of pyrite concretions in the Pennsylvanian shales of north-central Missouri: Jour. Geol., v. 36, pp. 440—450.
62. *Mathias H. E.*, 1931, Calcareous concretions in the Fox Hills Formation, Colorado: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 22, pp. 354—359.
63. *Maxwell, J. A.*, 1953, Geochemical study of chert and related deposits: Univ. Minnesota, Ph. D. thesis.
64. *Murray, J., and Renard, A. F.*, 1891, Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872—1876: Challenger Repts., Deep-sea deposits, pp. 391—400.
65. *Nagtegaal, P. J. C.*, 1969, Microtextures in Recent and fossil caliche: Leidse Geol., Meded., v. 42, pp. 131—142.
66. *Nederlof, M. H.*, 1959, Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the Upper Pisuerga Valleys, Cantabrian Mountains, Spain: Ph. D. thesis, Leiden.
67. *Newhouse, W. H.*, 1927, Some forms of iron sulphide occurring in coal and other sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 35, pp. 73—83.
68. *Nichols, H. W.*, 1906, New forms of concretions: Field Columbian Mus. Geol. Publ., v. 3, pp. 25—54.
69. *Oertal, G., and Curtis, C. D.*, 1972, Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2597—2606.
70. *Ohlson, B.*, 1961, Observations on Recent lake balls and ancient Corycium inclusions in Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande 196, pp. 377—390.

71. *Pecora, W. T., Hearn, B. C., Jr., and Milton, C.*, 1962, Origin of spherulitic phosphate nodules in basal Colorado Shale, Bearpaw Mountains, Montana: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-B, pp. 30—35.

72. *Pettijohn, F. J.*, 1926, Intraformational phosphate pebbles from the Twin City Ordovician: Jour. Geol., v. 34, pp. 361—373.

73. *Pogue, J. E.*, 1910, On sand-barites from Kharga, Egypt: Proc. U. S. Nat. Mus., v. 38, pp. 17—24.

74. *Quirke, T. T.*, 1917, Espanola district, Ontario: Geol. Surv. Canada Mem. 102, 92 pp.

75. *Raiswell, R.*, 1971, The growth of Cambrian and Liassic concretions: Sedimentology, v. 17, pp. 147—171.

76. *Ramberg, H.*, 1952, The origin of metamorphic and metasomatic rocks: Chicago, Univ. Chicago Press, pp. 220—225, 232—233.

77. *Revelle, R., and Emery, K. O.*, 1951, Barite concretions from the ocean floor: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 707—724.

78. *Richardson, W. A.*, 1919a, On the origin of septarian structure: Mineral. Mag., v. 18, pp. 327—338.

79. *Richardson W. A.*, 1919b, The origin of Cretaceous flint: Geol. Mag., v. 56, pp. 535—547.

80. *Richardson, W. A.*, 1921, The relative age of concretions: Geol. Mag., v. 58, pp. 114—124.

81. *Richardson, W. A.*, 1923, Petrology of shales with «beef» Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 79, pp. 88—89.

82. *Robertson, P.*, 1944, Silica gel and Warsaw geodes: Trans. Illinois Acad. Sci., v. 37, pp. 93—94.

83. *Robertson, P.*, 1951, Geode note: Science, v. 114, p. 215. Ruhland, M., 1961, Quelques observations sur les ovoides des grauwaches du Culm des Vosges meridionales: Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine, v. 14, pp. 65—68.

84. *Schwartz, G. M.*, 1927, Iron sulphide pseudomorphs of plant structures in coal: Jour. Geol., v. 35, pp. 375—399.

85. *Seibold, E.*, 1962, Kalk-konkretionen und karbonatisch gebundenes Magnesium: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 26, pp. 899—909.

86. *Shaw, E. W.*, 1917, The Pliocene history of northeastern and central Mississippi: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 108, 138 pp.

87. *Shead, A. C.*, 1923, Notes on barite in Oklahoma with chemical analyses of barite rosettes: Proc. Oklahoma Acad. Sci., v. 3, pp. 102—106.

88. *Smith, L. L.*, 1948, Hollow ferruginous concretions in South Carolina: Jour. Geol., v. 56, pp. 218—225.

89. *Stout, W. E.*, 1944, The iron ore bearing formations of Ohio: Geol. Surv. Ohio, Bull. 45, 230 pp.

90. *Stout, W. W., and Schoenlaab, R. A.*, 1945, The occurrence of flint in Ohio: Bull. Geol. Surv. Ohio 46, 110 pp.

91. *Taliaferro, N. L.*, 1934, Contraction phenomena in cherts: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 45, pp. 189—232.

92. *Tanton, T. L.*, 1944, Conchilites: Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, v. 38, sec. 4, pp. 97—104.

93. *Tarr, W. A.*, 1917, The origin of the chert in the Burlington Limestone: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 44, pp. 409—452.

94. *Tarr, W. A.*, 1921, Syngenetic origin of concretions in shale: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 32, pp. 373—384.

95. *Tarr, W. A.*, 1926, The origin of chert and flint: Univ. Missouri Studies, v. 1, pp. 1—54.

96. *Tarr, W. A.*, 1932, Cone-in-cone, in Treatise on sedimentation (Twenhofel, W. H., ed.): Baltimore: Williams and Wilkins, pp. 716—733.

97. *Tarr, W. A.*, 1933, The origin of sand barites of the Lower Permain of Oklahoma: Amer. Mineral., v. 18, pp. 260—272.

98. *Tarr, W. A.*, 1935, Concretions in the Champlain Formation of the Connecticut Valley: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, pp. 1493—1534.

99. *Tarr, W. A., and Twenhofel, W. H.*, 1932, Chert and flint, in Treatise on sedimentation (Twenhofel, W. H., ed.), Baltimore: Williams and Wilkins, pp. 519—545.

100. *Taylor, J. H.*, 1949, Petrology of the Northampton sand ironstone formation: Great Britain Geol. Surv. Mem., 111 pp.

101. *Taylor, J. H.*, 1950, Baryte-bearing nodules of the Middle Lias of the English east Midlands: Mineral. Mag., v. 29, pp. 18—26.

102. *Todd, J. E.*, 1903, Concretions and their geological effects: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 14, pp. 353—368.

103. *Todd, J. E.*, 1913, More about septarian structure: Geol. Mag., v. 10, pp. 361—364.
104. *Trefethen, J. M.*, 1947, Some features of the cherts in the vicinity of Columbia, Missouri: Amer. Jour. Sci., v. 245, pp. 56—58.
105. *Usdowski, H.-E.*, 1963, Die Genese der Tutenmergel oder Nagelkalke (cone-in-cone): Beitr. Min. Petrog., v. 9, pp. 95—110.
106. *Vanossi, M.*, 1964, Il problema delle septarie: Atti dell'Instituto Geol. Univ. Pavia, v. 15, pp. 32—88.
107. *Van Tuyl, F. M.*, 1912, A study of the cherts of the Osage series of the Mississippian system: Proc. Iowa Acad. Sci., v. 19, pp. 173—174.
108. *Van Tuyl, F. M.*, 1916, The geodes of the Keokuk beds: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 42, pp. 34—42.
109. *Van Tuyl, F. M.*, 1918, The origin of chert: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 45, pp. 449—456.
110. *Warkentin, B. P.*, 1967, Carbonate content of concretions in varved sediments: Canad. Jour. Earth Sci., v. 4, 333 pp.
111. *Weber, J. N., Williams, E. G., and Keith, M. L.*, 1964, Paleoenvironmental significance of carbon isotopic composition of siderite nodules in some shales of Pennsylvanian age: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 814—818.
112. *Weeks, L. G.*, 1953, Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in shales: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 162—173.
113. *Weeks, L. G.*, 1957, Origin of carbonate concretions in shales, Magdalena Valley, Colombia: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 95—102.
114. *Willcox, O. W.*, 1914, Iron concretions of the Redbank sands: Jour. Geol., v. 14, 243 pp.
115. *Woodland, B. G.*, 1964, The nature and origin of cone-in-cone structure: Fieldiana, Geol., v. 13, no. 4, pp. 187—305.

ГЛАВА 13. ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ

Введение

Мы переходим теперь от описания и классификации осадочных пород, а также от непосредственно связанных с этим вопросов, касающихся их консолидации, к проблеме интерпретации и к весьма важному вопросу: что помимо сохранения следов жизни на Земле дает летопись осадконакопления геологии и геологической истории? Что мы хотим узнать? Нас интересует, как и при каких условиях образуются осадки. Для кластических пород — это вопросы питающих провинций (provenance), т. е. климата, рельефа и литологии исходных пород в области сноса. Ответ на эти вопросы дает главным образом изучение состава гравелитовых обломков и песчаников, которое непосредственно указывает на тип пород источников сноса. Однако состав осадков отличается от состава исходных пород в области сноса, поскольку обломочный материал этого района был просеян через «геологическое сито» и претерпел существенные изменения в результате селективной утери одних компонентов и обогащения другими (вопрос, затрагивающий стабильность минералов при выветривании в области сноса), абразии при транспортировке, а также изменения или растворения на стадии диагенеза. Для решения этой проблемы необходимы данные минералогического анализа в сочетании с изучением как механической, так и химической стабильности минералов.

Другой вопрос, который нас интересует, где и на каком удалении находился источник сноса, как он был связан с конфигурацией и батиметрией бассейна осадконакопления? Иными словами, какова была палеогеография во время отложения той или иной конкретной формации? Для ответа на этот вопрос необходимо установить региональный палеонаклон, простирание зоны осадконакопления, систему палеотечений, участвовавших в процессе седиментации, и распределение фаций. Решить эту палеогеографическую задачу может помочь система палеотечений, реконструированная по первично-ориентированным текстурам, характеру распределения обломков («конусы рассеяния») и латеральным фациальным изменениям, включая изменения таких скалярных свойств, как размер и степень окатанности гальки. Этот подход предусматривает замеры и картирование таких распространенных признаков, как косая слоистость, размер гальки, осадочная структура, т. е. требует большого объема полевых наблюдений.

Третий вопрос, на который мы ищем ответа, это — какова была обстановка осадконакопления. Вначале, однако, мы должны решить, что мы под этим понимаем — химические и физические параметры среды либо геоморфологическую (или географическую) характеристику? Что является более значимым для геолога? Затем нам надлежит решить, какие критерии мы должны использовать для того, чтобы различать все возможные обстановки осадконакопления: структуры, минералогию или текстуры осадков, или, может быть, содержащиеся в них ископаемые остатки, или же, как показывают исследования и выводы последних лет, — вертикальную последовательность, т. е. разрез? Конечно, мы должны использовать все доступные критерии, однако наш коллектив-

ный опыт показывает, что, пожалуй, наиболее эффективным средством изучения древних условий осадконакопления является интерпретация вертикальной последовательности литологии и текстур, понимание закономерностей которой мы черпаем в трехмерном изучении современных осадков. Этот путь решения проблемы требует изучения стратиграфических разрезов в полевых условиях — метод древний, но вновь возрожденный новыми концепциями и новыми данными по геологии современных осадков.

В этой и двух последующих главах мы рассмотрим очень кратко основные понятия и принципы, применяемые для определения источников сноса, при анализе палеотечений, а также при реконструкциях палеогеографии и условий осадконакопления.

Определения и понятия

В основном кластические осадки являются *остатками*, т. е. нерастворимыми продуктами химического разрушения и дезинтеграции пород, существовавших ранее. Состав этих остатков зависит отчасти от состава материнских пород, а отчасти — от их зрелости, которая является показателем степени осуществления процессов химического выветривания в направлении их полного завершения. Зрелость породы является функцией времени, в течение которого происходят эти процессы, и интенсивности, с которой они проистекали. Время и интенсивность процессов выветривания зависят соответственно от рельефа и климата.

Но кластические породы являются *промытыми* остатками; они подвергались процессам сортировки, конечным результатом которых явилось фракционирование по размерам зерен на несколько групп. Эти фракции отличаются друг от друга не только размером зерен, но и минералогическим и химическим составами. Наиболее тонкие фракции являются продуктами наибольшего разложения — т. е. глинистыми минералами; более грубые фракции представляют собой недезинтегрированные остатки, производные от материнской или исходной породы.

Задача петролога сводится к тому, чтобы, исследовав конечный фракционированный остаток, т. е. осадок, определить, *откуда* он привнесен (расстояние и направление транспортировки), установить тип породы или пород, из которых он образовался, и на основании степени зрелости этого остатка сделать вывод о климате и рельефе области сноса (рис. 13-1). Последняя группа задач составляет предмет изучения источников сноса, первые же имеют отношение к палеотечениям и вообще к палеогеографии.

Термин «питающие провинции» используется для охвата всех факторов, связанных с образованием или «рождением» осадка. Чаще всего он относится к материнским породам, из которых образовались осадки. Каждому типу материнской породы, как правило, соответствует свой особый набор минералов, который является «ключом» к определению характера этой породы. Однако состав осадка определяется не только характером материнской породы; он является также функцией климата и рельефа области сноса («распределяющей провинции», по Брэммелу), которые определяют зрелость остатков, ведущих свое происхождение из этой области.

Эрозия обычно прерывает процессы выветривания на полпути, особенно в районах с высоким рельефом. Эродированный материал в этих случаях содержит фрагменты пород и минералов, не подвергшихся изменениям или измененных лишь частично. Аналогичным образом при

определенных климатических режимах процессы химической дезинтеграции протекают замедленно либо их вообще нет. Таким образом, состав продуктов выветривания и образующихся в конечном итоге осадков является результатом чаще всего комбинированного влияния рельефа и климата на исходные породы; любые выводы, касающиеся этих факторов или типа материнской породы, должны основываться на химическом и минералогическом составе осадков. Для того чтобы оценить зрелость осадка, следует обладать определенными сведениями о мобильности составляющих его химических компонентов и в особенности об относительной стабильности различных породообразующих минералов. Вначале мы рассмотрим минералы, как ключ к типу исходной породы, а затем исследуем зрелость осадка в свете мобильности окислов и стабильности минералов.



Рис. 13-1. Методология изучения питающих провинций. По Поттеру и Сиверу [Potter and Siever, 1956, Journ. Geologie, v. 64]

Минералы и материнские породы

Ученых, изучающих кластические осадочные породы, интересует тип и характер материнской породы, из которой образовались осадки. Знание этого могло бы помочь им идентифицировать область сноса. Фрагменты характерных пород или присутствие в песках необычных минералов подкрепляют эту идентификацию и, таким образом, ведут к пониманию палеогеографии древних эпох. Дополнительное влияние на характер осадков, отлагающихся в бассейне, оказывают геологические события, происходящие вне бассейна осадконакопления. Резкий подъем и эрозия области сноса вызывают поступление новых минералов, ранее отсутствовавших в этом бассейне; вулканизм за пределами бассейна регистрируется также по притоку новых характерных минеральных ассоциаций. Поэтому необходимо знать и уметь распознавать наборы минералов, присущие существенно отличающимся друг от друга источникам и характерные для них.

Совершенно необходимо также знать, является ли осадок продуктом первого цикла отложения, образовавшимся из кристаллических пород, или же это — продукт второго цикла, т. е. возникший из осадочных пород. Многие свойства, такие как окатанность, могут быть унаследованы от ранних циклов абразии; поэтому интерпретация истории такого осадка является делом сложным. В среднем песчаники, по оценке Крынина [36], на 30% состоят из переработанного материала, на 25% — из нового материала вулканического происхождения и на 45% — из материала метаморфических источников сноса.

Хотя различие между осадками первого и второго циклов фундаментально, для весьма зрелых пород его бывает трудно установить. Незрелые осадки, такие как, например, аркозовые пески, чаще всего относятся к первому циклу. Кварц в песках первого цикла в большинстве случаев является угловатым, однако иногда может быть и окатанным — за счет резорбции в магме или коррозии в процессе выветривания. Ре-

генерационные каемки на кварце являются доказательством происхождения в результате второго цикла.

Весьма важно различие между плутоническими и супракрустальными питающими провинциями. Глубина, с которой поступает материал, является своего рода мерой амплитуды воздымания, за счет которого происходило поступление обломочного материала. В соответствии с этим гнейсы и плутонические изверженные породы образуют одну группу, а слабометаморфизованные и осадочные породы—другую. Плутонические породы характеризуются грубой зернистостью и продуцируют кварц и полевой шпат песчаной размерности; при размыве супракрустальных пород образуются кварц второго цикла и обломки пород песчаной фракции. Отношение обломков полевошпатовых пород в песках используется (см. главу «Песчаники») в качестве индекса, характеризующего питающую провинцию, и является мерой относительного вклада плутонических и супракрустальных зон.

Для определения источников сноса используются также легкие и тяжелые минералы. В песках наиболее обычным минералом является кварц. Поэтому наиболее многочисленные исследования были направлены на определение связи различных типов кварца с материнской породой. Одна из первых попыток в этом направлении была предпринята Макки [44], который использовал включения в кварце, как ключ к определению источников сноса. Более обстоятельными были работы Крынина [36, 39], который создал классификацию кварца, включающую три группы: изверженного кварца (включая плутонический, вулканогенный и гидротермальный), метаморфического (включая деформированный и инъекционный кварц) и осадочного кварца либо в виде аутигенных обрастаний, либо выполнения жил или пустот. Критериями для распознания различных типов кварца являются включения, погасание (волнистое или нет), форма зерен (удлиненность) и поликристалличность. Классификацией Крынина трудно пользоваться, так как она основана на признаках, которые могут быть присущи различным классам (а это затрудняет объективное выделение последних), а также из-за неадекватности наших представлений о кварце материнской породы. Эти вопросы были подвергнуты критическому анализу многими исследователями; рассмотрение взглядов по проблеме в целом было произведено Блаттом [8, 9]. Более подробно история вопроса изложена в главе о песчаниках.

Совершенно очевидно, что, несмотря на возникающие трудности, изучение детритового кварца может привести к существенным выводам. Даже при отсутствии возможности с полной уверенностью судить об источнике сноса обычного кварца, могут быть подмечены различия между обычным и поликристаллическим кварцем, а также, вероятно, между сутурированным и полигонизированным кварцем [77], между плутоническим и вулканогенным кварцем [74]. Эти различия имеют значение при анализе источников сноса и в любом случае могут быть весьма полезными при определении минеральных ассоциаций в зрелых песчаниках.

Наиболее распространенным после кварца минералом является полевой шпат. Однако обычно при расшифровке источников сноса ему уделялось меньше внимания, если не считать исследования Римсэйта [55] *. Обычно полевой шпат кислых вулканитов представлен санидин-

* А также важной методической разработки В. Д. Шутова (в сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, 1956, изд. Львовского университета).— Прим. ред.

ном; для кислых магматических пород это — ортоклаз или микроклин. Пертитовый полевой шпат указывает на медленное остывание магмы и поэтому характерен для глубинных источников. Полевым шпатам пирокластического происхождения, как правило, свойственны эвгедральные (идиоморфные) формы, обычно нарушенные и в ряде случаев имеющие тонкую оболочку вулканического стекла, тогда как плутонические полевые шпаты — ангедральны (ксеноморфны). Плагиоклаз в вулканогенных и гипабиссальных породах характеризуется волнистой зональностью; в плутонических и метаморфических породах такая зональность встречается реже [49].

Одним из наиболее информативных детритовых компонентов являются обломки пород; их тщательное изучение должно быть неотъемлемой частью исследований по определению питающих провинций. В песчаниках обычно содержатся обломки пород, которые в силу ограниченности размера песчаных зерен являются мелкозернистыми. Это могут быть вулканогенные (в основном базальтовые или фельзитовые), осадочные (как правило, пелитовые или микритовые) или мелкозернистые метаморфические породы, например, такие, как аспидные сланцы или филлиты. Частицы пород несут больше информации об источниках сноса, чем какие-либо другие типы зерен, хотя в некоторых случаях их бывает трудно идентифицировать [11]. Диккинсон [19] предложил довольно простую методику определения некоторых типов обломков пород, наблюдаемых в песках. Его классификация, основанная на структурах пород, включает в себя вулканогенные, кластические, микрогранулярные обломки и тектониты. Вулканогенные обломки имеют структуру изверженных афанитов и включают фрагменты измененных или перекристаллизованных вулканических пород; кластические породы имеют обломочные структуры. Обломки тектонитов характеризуются сланцеватой или полусланцеватой структурой; обломки микрогранулярных пород состоят из примерно равновеликих хорошо отсортированных зерен. Их идентификация наиболее затруднительна, поскольку фактически они принадлежат к тому или иному из первых трех классов.

Многие неясные вопросы могут быть решены, если в разрезе присутствуют конгломераты. Важными характеристиками являются количество и размеры гальки и валунов. Определенные типы гальки и их соотношения указывают как на тип материнской породы, так и на дальность транспортировки; менее устойчивые обломки по мере увеличения этого расстояния быстро разрушаются. Однако, поскольку различные материнские породы обладают разной способностью к образованию обломков и неодинаковой устойчивостью к абразии, соотношения, наблюдаемые в галечниках, нельзя рассматривать как прямое отражение относительного содержания определенных пород в области сноса (этот вопрос рассмотрен подробнее в гл. 6).

Исключительно важным средством определения характера материнской породы оказались тяжелые минералы [13]. Некоторые минералы являются диагностическими для определенного типа материнской породы. Другие, как и кварц, значительно более распространены и встречаются почти во всех типах исходных материалов. В этом случае дополнительным средством, указывающим на характер материнской породы, могут служить второстепенные признаки, такие, как включения, цвет, форма и т. п. Возможности использования второстепенных признаков продемонстрировала работа Крынина [40], которому удалось с помощью этого метода распознать 13 разновидностей турмалина. Сходным образом в качестве ключа к определению питающих провинций

Таблица 13-1

Наборы детритовых материалов, характерные для различных типов материнских пород

Переработанные осадки	
Барит	Лейкоксен
Глауконит	Рутил
Кварц (в особенности с окатанными регенерационными каемками)	Турмалин (окатанный)
Кремень	Циркон (окатанный)
Обломки кварцита (типа ортокварцита)	
Слабометаморфизованные породы	
Обломки аспидных сланцев и филлитов	Обломки кварца или кварцита (типа метакварцита)
Биотит и мусковит	Турмалин (небольшие светло-коричневые эвгедральные включения карбонатов)
Полевые шпаты обычно отсутствуют	
Лейкоксен	
Сильнометаморфизованные породы	
Гранат	Кварц (метаморфическая разность)
Амфибол (голубовато-зеленая разность)	Мусковит или биотит
Кианит	Полевой шпат (кислый плагиоклаз)
Силлиманит	Эпидот
Андалузит	Циозит
Ставролит	Магнетит
Кислые изверженные породы	
Апатит	Циркон эвгедральный
Биотит	Кварц (изверженная разность)
Амфибол	Микроклин
Монацит	Магнетит
Мусковит	Турмалин (небольшие розовые кристаллы)
Сфен	
Основные изверженные породы	
Анатаз	Лейкоксен
Авгит	Оливин
Брукит	Рутил
Гиперстен	Плагиоклаз средний
Ильменит и магнетит	Серпентин
Хромит	
Пегматиты	
Флюорит	Мусковит
Турмалин, обычно голубой (индиколит)	Топаз
Гранат	Альбит
Монацит	Микроклин

Примечание. Разности, выделенные разрядкой, наиболее распространены.

были использованы разновидности циркона [75, 76]. Наборы минералов, характерные для определенных материнских пород, приведены в табл. 13-1.

Как и в случае с компонентами галечников, состав набора тяжелых минералов может изменяться не только за счет потери менее стабильных минералов в процессе выветривания, но и в результате селективных потерь как при абразии в процессе транспортировки, так и вследствие растворения уже после осадконакопления (внутрипластовое растворение). Эти проблемы будут рассмотрены ниже.

Для изучения питающих провинций некоторое значение могут иметь даже глинистые минералы. Если бы они были стабильными, минералогия глин в осадке могла бы довольно близко соответствовать минералогии глин в определенной области сноса [79, 7]. Однако глинистые минералы подвержены изменениям после отложения и захоронения, поэтому они менее пригодны для изучения источников сноса, чем обломочные компоненты песков или галька в галечниках.

Стабильность минералов в почвенном слое

Знание среднего валового химического состава осадка или его минералогического состава требует прежде всего понимания разницы между химическим и минералогическим составом продукта выветривания и составом породы, из которой он образовался. Рассмотрим оба аспекта этой проблемы.

Таблица 13-2

Анализ свежих и выветрелых мортонских гнейсов. По [30]

Окислы	А	Б	В	Г
SiO_2	71,51	55,07	30,83	—40,71
TiO_2	0,26	1,03	0,58	+0,32
Al_2O_3	14,62	26,14	14,62	0,00
Fe_2O_3	0,69	3,72	2,08	+1,39
FeO	1,64	2,53	1,43	—0,21
MgO	0,77	0,33	0,18	—0,59
CaO	2,08	0,16	0,09	—1,99
Na_2O	3,84	0,05	0,03	—3,81
K_2O	3,92	0,14	0,08	—3,84
H_2O+	0,30	9,75	5,40	+5,10
H_2O-	0,02	0,64	0,36	+0,34
CO_2	0,14	0,36	0,20	+0,06
Всего:	98,82*	99,96*	55,88	—43,94

* Некоторые малые компоненты, определенные С. С. Гольдихом, не включены в сумму.
А — свежие гнейсы Мортон, карьер компании Колд-Спринг, аналитик С. С. Гольдих.
Б — остаточная глина из Рамсей-парка, Редвуд Роллс, Миннесота, аналитик С. С. Гольдих.
В — масса окислов в 55,88 г выветрелого материала, образовавшегося из 100 г свежей породы при допущении, что количество глинозема постоянно.
Г — потери в граммах каждого составляющего окисла при превращении 100 г свежей породы в 55,08 г измененного материала.

Мобильность окислов

Химические изменения, происходившие во время выветривания, определяются путем сопоставления состава продуктов выветривания и состава свежей, невыветрелой породы, из которой они образовались. Это было хорошо показано на примере изменения мортонских гранитогнейсов [30]. Свежие гнейсы содержат около 30% кварца, 19% калиевого полевого шпата, 40% плагиоклаза и 7% биотита. Оставшиеся 3% приходятся на амфибол, магнетит и акцессорные минералы. В табл. 13-2 приведен химический состав невыветрелого гнейса (колонка А) и измененной породы (колонка Б). Судить о действительных изменениях по данным этих анализов трудно, поскольку их суммарные результаты в обоих случаях должны, разумеется, составлять 100%. Например, изменение содержания глинозема от 14,62 до 26,14% не означает поступления дополнительного количества его, а свидетельствует лишь об увеличении его доли в общем составе по отношению к другим компонен-

там, часть которых была удалена за счет выщелачивания. Поскольку глинозем является довольно инертным и менее склонен к миграции в растворе по сравнению с большинством других окислов, предполагается, что его количество осталось прежним. Если это так, то 100 г невыветрелой породы содержат 14,62 г глинозема. Продукт выветривания содержит те же 14,62 г глинозема, если считать, что не было его потерь. Однако если это количество составляет 26,14% от всего остатка, то масса выветрелой породы будет равна 14,62/26,14·100, или 55,88 г. Это количество выветрелой породы содержат столько же граммов глинозема, сколько его было в 100 г свежей породы. Поэтому выветрелый остаток (колонка В) содержит 55,88 части каждого окисла колонки Б; например 30,83 г кремния и т. д. При определении каждого показателя в колонке В на основе соответствующего показателя в колонке А и допущения, что количество глинозема остается постоянным, мы получаем величины обогащения или потерь каждого компонента, приведенные в колонке Г. В данном примере наблюдается явное обогащение окисным железом и титаном и потери кремния, закисного железа, магния, кальция, окислов натрия и калия. Очевидно также увеличение воды и двуокиси углерода (из атмосферы).

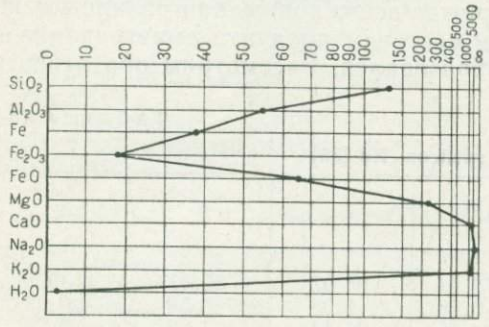


Рис. 13-2. Потери и обогащение составляющих окислов при выветривании мортонских гранито-гнейсов. По [30].

Допущение о том, что количество какого-либо окисла остается постоянным, необязательно. Если процент каждого химического соединения, входящего в состав свежей породы, отнесенный к его содержанию в выветрелой породе и умноженный на 100, нанести на соответствующий график в подходящем масштабе, то на графике можно легко прочитать относительные потери или обогащения [43]. На рис. 13-2 дано такое изображение результатов анализа свежих и выветрелых мортонских гнейсов. Полученная диаграмма показывает, что 55,88 г измененной породы содержат столько же глинозема, сколько 100 г исходной породы; однако потребуется 120 г выветрелого остатка для того, чтобы в нем содержалось столько же кварца (71,54 г), сколько его присутствует в 100 г материнской породы, и т. д. Очевидно, что содержание глинозема по отношению к кварцу повышается или, что вернее,—содержание кварца по отношению к глинозему уменьшается. Аналогичным образом все точки, находящиеся на диаграмме слева от глинозема, характеризуют повышение содержания по сравнению с этим окислом, тогда как всем точкам, лежащим справа, соответствуют потери. Из данной диаграммы можно вывести величины потерь или обогащения по отношению к любому окислу. Из всех первоначальных компонентов данной породы наибольшими потерями в процессе выветривания характеризуются окислы натрия, а наименьшими — окисное железо. По величине потерь компоненты располагаются в следующем порядке: Na_2O, K_2O, CaO, MgO, SiO_2, Al_2O_3, окислы железа.

Среднюю величину потерь можно определить путем изучения изменений большого числа пород по аналогичной методике (или сопостав-

ляя средние данные по изверженным и осадочным породам). Исследователи процесса выветривания сходятся на том, что все компоненты, за исключением воды, подвержены потерям при продолжительном выветривании. Порядок мобильности окислов (порядок потерь различных окислов) в интерпретации различных исследователей приводится в табл. 13-3. Различие в порядках, приведенных в этой таблице, объясняется, по-видимому, ограниченностью использованных данных. Можно предполагать, что некоторые расхождения связаны с различием типов пород. Более существенным фактором является, по-видимому, разница в климате [54].

Таблица 13-3

Средний порядок потерь окислов при выветривании

Порядок	Штейдманн	Лейт и Мид	Гольдих
1	CaO	CaO	Na_2O
2	MgO	Na_2O	CaO
3	Na_2O	MgO	MgO
4	K_2O	K_2O	K_2O
5	SiO_2	SiO_2	SiO_2
6	Железо	Железо	Al_2O_3
7	Al_2O_3	Al_2O_3	Железо

Именно на различиях в мобильности окислов основываются выводы о степени зрелости продукта выветривания (или о потенциале выветривания).

Стабильность минералов

Если существует определенный порядок или дифференциальная скорость потерь химических окислов, то и породообразующие минералы, содержащие эти окислы, должны характеризоваться различной степенью стабильности. Этот вывод постоянно подтверждается как наблюдениями, так и экспериментальными данными, описанными в геологической литературе. Мафические минералы как группа менее стабильны, чем щелочные полевые шпаты; калиевые полевые шпаты более стабильны, чем натро-известковистые и т. д.

Стабильность минерала — это его устойчивость к изменениям. В данном случае его химическая стабильность, т. е. устойчивость к растворению и химическому разложению, интересует нас больше, чем его механическая стабильность, т. е. устойчивость к абразии. Во время своего образования минералы, по-видимому, находятся в равновесии со средой и потому стабильны. Однако, попадая в новые условия, отличные от тех, в которых эти минералы образовались, они проявляют тенденцию к растворению и химическому разложению. Многие породообразующие минералы были образованы на больших глубинах, при повышенных температурах и давлениях. Когда эти минералы попадают в условия низких температур и давлений, в обводненную среду, которая преобладает у поверхности Земли, многие из них становятся нестабильными и претерпевают растворение и химическое разложение. Такие изменения, происходящие в почвенном слое и вообще в осадочном чехле, необходимо изучить для того, чтобы надлежащим образом интерпретировать осадочные породы. Наука об этих изменениях получила меткое название — «патология минералов».

Существуют различные признаки стабильности или нестабильности. К «патологическим» признакам, указывающим на нестабильность, относятся травленые поверхности или корродированные края. Регенерационные оболочки или вторичные обрастания, напротив, свидетельствуют о стабильности, поскольку указывают на тенденцию минерала к росту, а не к разложению. Исчезновение минералов или их отсутствие в почве наряду с присутствием других остатков, свойственных породе, в которой содержатся интересующие нас минералы, свидетельствует об их нестабильности. В определенных пределах стабильность минералов может быть определена экспериментально, путем измерения потерь при растворении в несколько ограниченных и упрощенных условиях выщелачивания.

Все минералы обладают различной устойчивостью к растворению и распаду. Было предпринято много попыток определить относительную стабильность минералов в почвах и осадках. Известен ряд обобщающих работ по этому вопросу [13, 14, 46, 48, 1, 54, 67].

Наметились два главных подхода к определению относительной стабильности обломочных минералов. Первый, возможно более непосредственный и более важный, заключается в изучении разрезов почв и в наблюдении за исчезновением минералов по мере перехода от свежей породы к измененной. Второй подход сводится к определению и сопоставлению частоты встречаемости нескольких минеральных групп в современных и древних осадочных отложениях. Он основан на допущении, что частота встречаемости определенных минералов, соотнесенная с их содержанием в исходной породе, некоторым образом связана с их устойчивостью.

Таблица 13-4

Ряд стабильности минералов при выветривании. По [30]

Оливин	Известковый плагиоклаз
Авгит	Известковисто-щелочной плагиоклаз
Амфибол	Щелочно-известковистый плагиоклаз
Биотит	Щелочной плагиоклаз
	Калиевый полевой шпат
	Мусковит
	Кварц

Гольдих [30], основываясь на количественном анализе нескольких разрезов почв, расположил наиболее распространенные породообразующие минералы в «ряд минеральной стабильности», почти идентичный реакционному ряду Боуэна (табл. 13-4). Однако это расположение не следует интерпретировать как реакционный ряд. Выветривание оливина не приводит к образованию пироксена, который, в свою очередь, превращается в амфибол, и т. д. Скорее можно ожидать, что в нормальной изверженной породе, которая содержит оливин и пироксен, скорость химического разложения у оливина будет больше, чем у пироксена, а у пироксена — больше, чем у роговой обманки, и т. д. Аналогично при прочих равных условиях можно ожидать, что габбро разрушается быстрее, чем гранит. Гольдих имел дело в основном с обычными породообразующими минералами. Другие исследователи изучали и редкие акцессорные минералы и пытались определить сравнительную стабильность этих «тяжелых» минералов [21, 67, 81].

Синдовский с соавторами [62] сгруппировал тяжелые минералы в несколько классов в порядке их устойчивости к выветриванию (табл. 13-5). Отчасти этот ряд был определен путем сопоставления содержания тяжелых минералов в молодых и древних террасах Рейна. Древние террасы обеднены тяжелыми минералами, по-видимому, за счет выщелачивания или растворения и выноса наименее стабильных минералов. Как указывает Синдовский, любое существенное различие в содержа-

Таблица 13-5

Стабильность тяжелых минералов *. По [67], с изменениями

Внутрипластовое растворение		Выветривание (?)	Выветривание (почвенный слой)	
Петтиджон [48]	Смитсон [65]	Синдовский** [62]	Гольдих [30]	Драйден [21]
Рутил				Циркон
Циркон	Циркон	Циркон		
	Рутил	Рутил		
Турмалин	Турмалин	Турмалин		Турмалин
	Апатит			
	Монацит			Монацит
Монацит	Гранат			
Гранат			Биотит	
Биотит				
Апатит				
Ставролит	Ставролит	Ставролит		Кианит
Кианит	Кианит	Кианит		
Роговая обманка		Роговая обманка[3*]	Роговая обманка	Роговая обманка
				Ставролит
	Железо-магниевые минералы	Гранат		Гранат
Авгит		Авгит	Авгит	
		Апатит		
Оливин		Оливин	Оливин	

* Пропуски в перечнях сделаны намеренно, чтобы подчеркнуть сходство выделенных рядов.
** Синдовский располагает минералы не в виде непрерывного ряда, а по группам, которые в данной таблице объединены фигурными скобками; в каждой группе минералы расположены нами в таком порядке, который подчеркивает соответствие с другими рядами.
[3*] В оригинале названа амфиболом.

нии тяжелых минералов между осадочными образованиями двух разновозрастных террас следует рассматривать скорее как результат селективных потерь определенных минералов после осадконакопления, чем как следствие различных источников сноса или различных условий выветривания материнских пород до отложения продуктов выветривания. Потери после осадконакопления являются следствием внутрипластового растворения, результаты которого обычно сходны с результатами растворения в разрезе исходной породы.

Зрелость

Геолога, изучающего осадочные породы с точки зрения химической мобильности породообразующих окислов и стабильности породообразующих минералов, интересует, насколько эти свойства согласуются с концепцией зрелости осадка. Зрелость кластических осадков определяется степенью их приближения к конечному продукту тех породообразующих процессов, которым они подвергаются. Поэтому индекс по-

тенциала выветривания, введенный Райхе [54], является показателем зрелости. Чем более зрелым является осадок, тем меньше его потенциал выветривания. Однако этот индекс нельзя применять ко всем осадкам без исключения. В качестве показателя зрелости он применим лишь к выветрелым остаткам или к их промытым эквивалентам. Для пород смешанного механико-хемогенного происхождения он не может быть применен. Песчаники с карбонатным цементом, выделившимся из водного раствора, содержат в большом количестве окислы кальция и магния. Обогащение материалами, утерянными в процессе выветривания, повышает потенциал выветривания и маскирует первоначальную зрелость осадка, к которому добавляются эти материалы.

Фогт [34] определял зрелость как степень приобретения осадком остаточного характера. Фогт допускал с достаточным основанием, что глинистые осадки по мере того, как они становятся более зрелыми, должны обогащаться глиноземом. Однако истинное обогащение глиноземом может быть замаскировано изменением содержания независимого кварцевого компонента, а это приводит к тому, что глинистые осадки с различным остаточным характером могут характеризоваться одним и тем же содержанием глинозема и наоборот. Для того чтобы устранить маскирующий эффект кремнезема, меняющийся в зависимости от структуры (см. табл. 8-4), Фогт пересчитал результаты химического анализа, исключив SiO_2 (и TiO_2) и приняв сумму оставшихся компонентов за 100. Обычно содержание MgO, CaO и Na_2O понижается постепенно и равномерно с возрастанием остаточного характера, тогда как содержание K_2O, SiO_2 и TiO_2 повышается. Содержание окислов железа остается постоянным, в то время как состав остальных компонентов меняется в широких пределах. Глинозем является, по-видимому, наименее мобильным, тогда как Na_2O вымывается из породы в первую очередь. Однако в отличие от окислов кальция, магния и калия его содержание не восстанавливается за счет вторичного обогащения в обычном цикле седиментации. Поэтому отношение глинозем/сода в глинах можно использовать как упрощенный химический показатель зрелости.

Единственным химически и физически стойким минералом, образующим плутонические горные породы и достаточно распространенным чтобы образовывать крупные скопления, является кварц. Поэтому минералогическая зрелость песка выражается содержанием кварца. Поскольку большая часть кварца первоначально была связана с полевыми шпатами, зрелость песка можно также выражать через дефицит полевого шпата или через отношение кварц/полевой шпат. Последний показатель не очень подходит для песков, которые образовались из обломочных пород, обедненных полевыми шпатами. Обедненность исходной породы полевыми шпатами приводит к ложному завышению отношения кварц/полевые шпаты. Пески, образовавшиеся за счет супракрустального комплекса, содержат обломки пород, ни одна из которых, за исключением кремня, не обладает ни химической стабильностью, ни механической прочностью. Отношение кремнистых пород к некремнистым может служить хорошим показателем зрелости. Однако наиболее часто применяется отношение кварц+кремни к полевым шпатам+обломкам остальных пород.

Недостаточно оценить зрелость осадка; более важно раскрыть ее значение или геологический смысл. В каких условиях образовались в высшей степени зрелые осадки? Что означает незрелость? Поскольку зрелость есть степень приближения кластического осадка к тому конечному стабильному состоянию, к которому он стремится под воздействи-

ем влияющих на него осадкообразующих процессов, постольку она является также совокупным отражением продолжительности и интенсивности проявления этих процессов. Если они непродолжительны, то независимо от их интенсивности конечный продукт останется незрелым. Если же интенсивность процесса (поступление энергии за единицу времени) низка, то конечный продукт также останется незрелым, как бы продолжителен ни был этот процесс. С другой стороны, если интенсивность процесса высока, а его действие достаточно продолжительно, то конечный продукт будет зрелым.

Какие геологические факторы определяют время действия или продолжительность процесса и его интенсивность? Естественно полагать, что время или продолжительность определяются в значительной степени рельефом. Скорость эрозии есть функция рельефа. Высокий рельеф обусловливает высокую скорость эрозии, тогда как низкому рельефу сопутствует замедленная эрозия. В условиях быстрой эрозии почвообразующие процессы отстают от процессов транспортировки и существенная часть не полностью выветрелого материала выносится потоками. В условиях замедленной эрозии выветривание достигает своей завершающей стадии, так что в осадках встречаются только наиболее стабильные остатки. В районах с высоким рельефом, но «молодой» топографией остаются относительно выровненные участки водоразделов. Эрозия этих участков продуцирует зрелый, выветрелый обломочный материал, тогда как глубоко врезанные каньоны являются источниками свежего, невыветрелого материала. Поэтому эрозия таких территорий образует как зрелые, так и незрелые продукты выветривания. Обычно зрелые продукты тонкозернисты и слагают глины, незрелые продукты — грубозернисты и характерны для песчаников. Однако разделение их никогда не бывает полным или совершенным.

Влияние климата более сложно и привлекает к себе внимание исследователей уже в течение многих лет. В тропических условиях, характеризующихся высокой температурой и обилием влаги, выветривание происходит наиболее интенсивно, а его продукты существенно обогащены окислами железа и алюминия; соответственно содержание кремнезема является относительно низким. Конечными продуктами таких почвообразующих процессов в тропиках являются латериты и бокситы. Глины или глинистые сланцы, образовавшиеся за счет таких исходных пород, богаты алюминием и часто бокситоносны. Вообще, можно сказать, что более теплый и более гумидный климат способствует большему распаду исходной породы, тогда как в более холодном, или же в более аридном климате, продукты выветривания характеризуются меньшей зрелостью. Обычно нехватка воды замедляет химические процессы; более грубые остатки, образовавшиеся в аридных условиях, могут содержать много нестабильных минералов.

Однако действительный состав осадочных образований является результатом взаимодействия или совокупного влияния климата и рельефа на исходную породу, а также на процессы абразии и сортировки продуктов выветривания. По Бэррелу [5], характер тонкого аллювиального или промытого обломочного материала в районе его происхождения обычно можно использовать в качестве индикатора климата. С другой стороны, зернистость и обилие грубых фракций являются мерой скорости эрозии и, следовательно, топографического рельефа. Поскольку рельеф зависит от баланса между воздыманием и эрозией, характер грубого материала указывает также на тектонический режим.

В какой степени вышеописанные принципы, дедуктивно выведенные Бэррелом [5], Крыниным [38, 42] и др. [25], согласуются с результатами геологического изучения осадочного материала, транспортируемого современной речной сетью в районах с различными климатом и рельефом? Как правило, мы не располагаем достаточным фактическим материалом по этому вопросу, однако бывают и исключения. Исследования Крынина [35] в тропиках Южной Мексики показали, что речные пески являются полевошпатовыми, несмотря на высокую среднегодовую температуру (26,5°С) и обилие осадков (300 см). Гиббс [29] в своем блестящем исследовании осадков, выносимых Амазонкой, подтвердил вывод Крынина о том, что рельеф контролирует содержание полевых шпатов в осадке в большей степени, чем климат. Гарнер [28], на основании изучения четырех регионов в Андах, полагал, что на зернистость кластических осадков климат влияет сильнее, чем рельеф. Аридный климат обусловливает образование грубозернистого аллювия, свидетельствующее о полном выветривании; гумидный климат формирует в основном алевриты и глины. Исследований с целью проверки концепций о связи рельефа и климата со зрелостью осадка в определенных, специально выбранных для этого регионах проводится очень мало. Уэбб и Поттер [80] исследовали песчаные наносы ручьев в аридном регионе с высоким рельефом. Робелен [56] изучал аналогичные образования, но в гумидном регионе с низким рельефом. Эти работы в числе немногих других характеризуют попытки определить и дифференцировать влияние климата, рельефа и исходной породы на характер осадков.

Не следует забывать, что зрелость песчано-галечных образований в отношении их структуры и состава до некоторой степени является результатом механического воздействия, т. е. уничтожения обломков пород, поликристаллического кварца и выноса глинистого материала. Этот вопрос составляет предмет следующего раздела данной главы.

Стабильность минералов в процессе транспортировки

Можно предположить, что остатки, образовавшиеся в результате механического разрушения и химического разложения исходной породы, претерпевают и дальнейшее преобразование или изменение в процессе транспортировки от места их образования из исходной породы до места их окончательного отложения в осадок. Происходит не только отделение глинистой фракции от песчаной и гравийной, но и дальнейшие модификация и фракционирование последних. Можно, например, предположить, что процессы, происходящие во время транспортировки и ведущие к окатыванию переносимых обломков, преобразуют также и их состав за счет селективной абразии (и сортировки).

К сожалению, тщательные исследования того, что действительно происходит в процессе транспортировки, проводятся исключительно редко. То, что бывают какие-то изменения состава в процессе транспортировки, кажется в высшей степени вероятным. Издавна наблюдались изменения в составе аллювиальных галечников вниз по течению потоков (сводка исследований по этому вопросу приведена в гл. 6). В общем они показывают довольно быстрое исчезновение менее стойких компонентов (известняки, глинистые породы, рыхлые песчаники), из-за чего происходит обогащение более стабильными типами пород (кварцит, кремнистый сланец, жильный кварц) (см. рис. 6-8). Галечники мо-

гут достичь зрелости (по составу) при относительно коротком расстоянии транспортировки.

С другой стороны, данные о селективном механическом преобразовании и уничтожении минералов в песчаной фракции представляются сомнительными. Можно предполагать, что более мягкие и склонные к раскалыванию разности будут разрушены абразией, из-за чего должно произойти обогащение более твердыми и стойкими компонентами. Что свидетельствует в пользу этого предположения?

С целью определения сопротивления минеральных зерен износу был осуществлен ряд экспериментов. Фризе [27] определил устойчивость при транспортировке (Transportwiderstand) значительного числа мине-

Таблица 13-6

Устойчивость минералов к абразии (в порядке ее возрастания)*

По Фризе [27]	По Тилю [72]	По Фризе [27]	По Тилю [72]
Гематит (100)**	Барит		Диаллаг
Монацит (117 в ср.)	Сидерит	Топаз (390)	Рутил
Ортоклаз (150)	Флюорит	Обычный авгит (420)	Роговая обманка
Диопсид (160)	Гётит	**Ставролит** (420)	Циркон
Андалузит (220)	Энстатит	Кордиерит (480)	Эпидот
Кианит (260)	Кианит	Пирит (500)	Гранат
Апатит (275)	Бронзит	Турмалин (817 в ср.)	Титанит
Обычный оливин (290)	Гематит		Ставролит
Эпидот (320)	Авгит		Микроклин
Ильменит (325)	Апатит		Турмалин
Гранат (378 в ср.)	Сподумен		Кварц
Магнетит (380)	Гиперстен		

* Минералы, присутствующие в обоих списках, выделены разрядкой для удобства сопоставления.

** «Устойчивость в процессе транспортировки» гематита принята за 100.

ралов. Приняв за эталон кристаллический гематит (индекс 100), он выразил числовыми характеристиками сопротивление абразии каждого из исследованных им минералов (табл. 13-6). Аналогичным образом Козенс [18] определил степень износа наиболее распространенных минералов как функцию их твердости. По-видимому, индексы устойчивости и показатели твердости по шкале Мооса связаны очень тесной корреляцией, по крайней мере, для минералов с твердостью, меньшей, чем у кварца. Хотя точная функциональная зависимость не была выведена, она, вероятно, должна иметь вид $y=(x/a^n)$, где y — индекс устойчивости; x — твердость по шкале Мооса; a — твердость кварца (7); n — экспонента (близкая к 4). Довольно частые расхождения между рассчитанными и установленными эмпирически величинами могут быть обусловлены процессами уменьшения размера зерен, не связанными с абразией, неравномерностью шкалы Мооса и другими свойствами минералов (например, упругостью).

Тиль [71] определял устойчивость наиболее распространенных минералов к абразии экспериментальным путем. Он расположил минералы по возрастанию их устойчивости к абразии в следующем порядке: (1) апатит, (2) роговая обманка, (3) микроклин, (4) гранат, (5) турмалин, (6) кварц. В более поздней работе [72] он добавил к этому ряду другие минералы. Несмотря на некоторые существенные отличия, этот

ряд в общем согласуется с результатами, полученными Фризе (см. табл. 13-6). Устойчивость минералов к абразии изучали также Марсленд и Вудруф [45]. Их работа была основана на действии воздушной струи и показала, что сопротивление окатыванию возрастает по мере увеличения твердости минералов: гипса, кальцита, апатита, магнетита, граната, ортоклаза, кварца.

Согласуются ли изменения, выявленные при изучении песков в процессе транспортировки, с экспериментальными данными? Рассел [58, 59] установил, что для крупных рек изменения минерального состава либо невелики, либо вообще не отмечаются, даже при длительной транспортировке; те же слабые изменения, которые все-таки бывают, не являются результатом дифференцированной абразии. Его наблюдения за минералогией песков р. Миссисипи между Каиром, штат Иллинойс, и Мексиканским заливом на протяжении 1771 км как будто подтверждают этот вывод, поскольку они фиксируют лишь небольшие потери полевого шпата относительно кварца и никаких сколько-нибудь заметных потерь роговой обманки, пироксена и других, относительно мягких и легкораскалывающихся минералов. Выводы Рассела подтверждаются и результатами изучения песков Рейна [2]. С другой стороны, наблюдения Макки [44] и Пламли [50] свидетельствуют о существенных потерях полевого шпата в быстрых речках, обладающих высоким базисом эрозии и несущих гравий, при относительно короткой дистанции транспортировки (рис. 13-3).



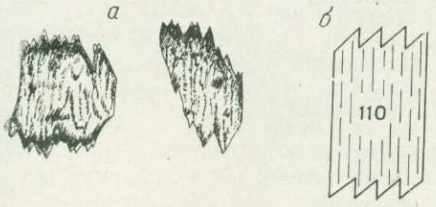
Рис. 13-3. Зависимость процентного содержания полевого шпата в обломочной фракции с размером зерен 1,0—1,414 мм от расстояния транспортировки в речках Батл-Крик (*1*) и Чейена (*2*) района Блэк-Хилс, Южная Дакота. По [50]

В ручьях района Блэк-Хилс резкое понижение содержания полевого шпата вряд ли можно объяснить чем-либо иным, кроме абразии. Близость значений плотности и сходная сферичность полевого шпата и кварца исключают процесс селективной сортировки, а зернистость фракции, изучавшейся Пламли, была настолько грубой (класс 1—1,414 мм), что постепенное разбавление полевого шпата в результате поступления других минералов было невозможно. Имеются некоторые данные о том, что существенное окатывание песков, а следовательно, и существенное изменение их минералогии может быть связано с деятельностью прибоя (см. гл. 7).

Существуют хорошо документированные примеры весьма важных и значительных изменений состава песков при транспортировке их в волноприбойных зонах и реках. Можно показать, что большинство из них связано с интенсивными процессами селективной сортировки либо являются результатом разбавления за счет новых источников сноса материала. В заключение следует отметить, что тенденция к избирательным потерям при абразии реальна; в одних случаях она проявляется резко, в других — может быть затушевана изменениями состава по другим причинам. Таким образом, последовательное изменение состава вовсе не обязательно является достаточным доказательством дифференцированной абразии.

Стабильность минералов внутри пластов

После отложения осадки подвергаются действию артезианских вод и выщелачиванию. Как это отражается на их минералогии? Обычно легкие минералы и, в первую очередь, полевой шпат и кварц остаются в основном не измененными, хотя имеются данные о том, что в некоторых случаях полевой шпат растворяется [33]. Во многих случаях отдельные зерна кварца и полевого шпата испытывают регенерацию, что указывает на их стабильность. Некоторые обломки пород могут претерпевать дробление и образовывать цемент (матрикс).



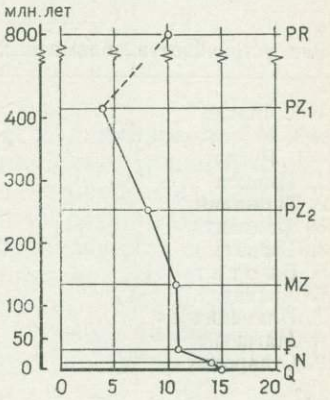


Рис. 13-4. Зубчатые окончания, обусловленные внутрипластовым растворением. По [23].

а — обломки авгита; *б* — схематическая диаграмма гребенчатой структуры обломочного авгита параллельно [110].

Рис. 13-5. Число видов тяжелых минералов и возраст осадка [48].

Против возраста отложений нанесено число видов тяжелых минералов, встреченных более чем в половине исследованных формаций

Хотя преобладающая фракция легких минералов остается неизменной, этого нельзя сказать об акцессорных или тяжелых минералах, которые подвергаются растворению на ранней или более поздней стадии диагенеза. Дифференциальное растворение малых акцессориев или тяжелых минералов может затруднить интерпретацию набора тяжелых минералов, тем самым стратиграфическую корреляцию, основанную на таких минералах, а также выяснение источников сноса.

Свидетельства о том, что такое растворение действительно происходит в осадочных толщах, многочисленны и разнообразны. Надежным подтверждением такого растворения являются зерна со следами травления [15]. Правда, не всегда ясно, когда произошло травление — до или после осадконакопления. Однако хрупкие, гребневидные отростки или «зубчики» на некоторых тяжелых минералах, особенно на амфиболах и пироксенах (рис. 13-4), вряд ли могли уцелеть в ходе транспортировки [22, 23]. В отдельных случаях удается доказать, что зубчатая или гребенчатая структура зерен сформировалась внутри пласта после осадконакопления [57].

Иногда даже кварц обнаруживает признаки внутрипластового растворения. Это свойственно пескам с карбонатным цементом, у которых первоначально округлые очертания зерен становятся зубчатыми, изрезанными, в особенности на участках контакта с карбонатами. В других случаях на некоторое внутрипластовое растворение указывают микро-

стилолитовые контакты, в особенности контакты между соседними кремневыми зернами [63].

Наиболее убедительным доказательством внутрипластового растворения является контраст между содержанием определенных типов тяжелых минералов внутри известковых конкреций и в матриксе, в котором находятся эти конкреции [15] (см. также табл. 7-12). Подобно этому тяжелые минералы в когенетичных с песчаниками глинистых сланцах, также в «запечатанных» условиях, являются иными, чем в ассоциирующих с ними песчаниках [10]. Исследователи тяжелых минералов уже давно заметили, что чем моложе возраст исходной породы,

Таблица 13-7

Ряд устойчивости обломочных минералов. По [48]

—3. Анатаз *	10. Кианит
—2. Мусковит **	11. Эпидот
—1. Рутил	12. Роговая обманка
1. Циркон	13. Андалузит
2. Турмалин	14. Топаз
3. Монацит	15. Сфен
4. Гранат	16. Цоизит
5. Биотит	17. Авгит
6. Апатит	18. Силлиманит
7. Ильменит	19. Гиперстен
8. Магнетит	20. Диопсид
9. Ставролит	21. Актинолит
	22. Оливин

* Отрицательные значения указывают на то, что содержание данного минерала в древних породах больше, чем в современных.

** Разрядкой выделены члены реакционного ряда Боуэна.

тем сложнее набор тяжелых минералов, которые из нее образовались [73, 12] (рис. 13-5). Хотя существует некоторая неясность в отношении причины этой зависимости, возможно или даже весьма вероятно, что древние осадки утратили менее стабильные тяжелые минералы из-за внутрипластового растворения. Если это так, то расположение тяжелых минералов в порядке их устойчивости во времени образует ряд стабильности, составивший предмет исследований Петтиджона [48].

Установление порядка устойчивости основывалось на публикациях о содержании минералов в осадках всех возрастов и районов. Для каждого конкретного минерала определялись частота встречаемости (отношение числа зарегистрированных находок данного минерала к числу исследованных формаций) в современных осадках и средняя частота встречаемости в древних осадках. Отношение этих двух величин принималось в качестве показателя «жизнестойкости» каждого исследованного минерала (табл. 13-7). Ряд устойчивости минералов, установленный таким путем, обнаруживает тесную связь с рядом стабильности наиболее распространенных породообразующих минералов, который был определен Гольдихом [30] для профиля коры выветривания. Некоторые существенные исключения могут быть результатом различия между условиями почвенного слоя и пластового залегания, которые, несмотря на некоторое сходство, отнюдь не идентичны. Апатит, например, нестабилен в почве, но стабилен в древних отложениях; аналогичным образом щелочные полевые шпаты, разлагающиеся в почве, могут испытывать рост зерен (регенерацию) в осадочных породах. Несмотря

на эти и другие исключения, ряд устойчивости — мера стабильности минералов в осадочных породах. Это подтверждается и другими исследованиями [64, 65, 66].

Даже в отдельно взятом осадочном бассейне более молодые породы характеризуются большим разнообразием тяжелых минералов. Более того, по мере перехода от более древних отложений к более молодым эти минералы встречаются в порядке, обратном порядку их стабильности, установленному другими, независимыми наблюдениями. Поэтому было высказано предположение, что зоны тяжелых минералов являются зонами стабильности и обязаны как самим своим существованием, так и характером селективному уничтожению наименее стабильных минералов в глубинных зонах за счет внутрипластового растворения. Этот вопрос будет еще раз рассмотрен ниже.

Зоны тяжелых минералов

То, что осадочные породы различного возраста даже в одном и том же районе характеризуются различными ассоциациями тяжелых минералов, является общепризнанным фактом. Вначале предполагалось, что изменения минералогии связаны с появлением (в результате размыва и обнажения) нового источника сноса в распределяющей провинции. Если это так, то набор тяжелых минералов, образовавшихся в данный конкретный момент времени, уникален и все пески, несущие их в пределах определенного бассейна, одновозрастны. Поэтому тяжелые минералы считались важным средством стратиграфической корреляции.

Таблица 13-8

Порядок появления индекс-минералов в зонах тяжелых минералов

Меловые и третичные отложения штата Вайоминг, по Стоу	Третичные отложения Галф-Костл, по Содену	Триас-меловые и третичные отложения Атлантического побережья США, по Андерсону	Третичные отложения Бирмы, по Эвансу и др.	Третичные отложения Румынии, по Мильнеру
Циркон	Циркон	Рутил	Рутил	Рутил
Турмалин	Турмалин	Циркон	Циркон	Циркон
Гранат	Гранат	Турмалин	Гранат	Турмалин
Ставролит	Ставролит	Гранат		Гранат
Кианит	Кианит	Ставролит	Ставролит	Ставролит
		Хлоритоид	Хлоритоид	
	Эпидот	Эпидот	Эпидот	Эпидот
	Сфен	Сфен		
		Кианит		
Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка

Примечание. Разрядкой выделены минералы, присутствующие в наиболее древних формациях; порядок в таблице не имеет значения.

Но, как показали дальнейшие исследования, такой упрощенный подход неправилен. Тщательное изучение зон тяжелых минералов в третичных и мезозойских разрезах, в которых такие зоны, как оказалось, выделяются наиболее четко, выявило два обстоятельства. Во-первых, число типов минералов увеличивается по мере перехода от более древних пород к более молодым; во-вторых, порядок появления минералов, даже в значительно удаленных друг от друга и не связанных между собой бассейнах, оказывается в большой степени сходным. Если отбросить нетипичные случаи и учитывать только такие минералы, ко-

торые встречаются более чем в половине изучаемых образцов, эта тенденция становится совершенно очевидной (рис. 13-6 и табл. 13-8).

Как было отмечено выше, зоны минералов в различных, не связанных и географически разобщенных районах имеют много общего не только в увеличении числа минералов в каждой зоне, но и в порядке появления главных, доминирующих минералов; более того, этот порядок, как правило, является обратным порядку увеличения их стабильности.

Как можно видеть на рис. 13-6 и в табл. 13-8, роговая обманка является наиболее типичным минералом для наименее глубоко залегающих зон; наиболее погруженные зоны характеризуются такими минералами, как турмалин, циркон и рутил (а в некоторых случаях также

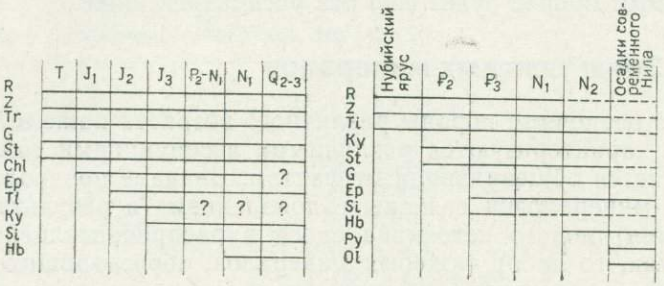


Рис. 13-6. Зоны тяжелых минералов.

Сплошные линии соответствуют минералам, присутствующим более чем в половине исследованных образцов; пунктирные линии — присутствующим менее чем в половине образцов. Слева — Атлантическое побережье, штат Мэриленд, по [4]; справа — осадочные породы Египта, по [61]. R — рутил; Z — циркон; Tr — турмалин; G — гранат; St — ставролит; Chl — хлоритоид; Ep — эпидот; Ti — титанит; Ky — кианит; Si — силлиманит; Hb — роговая обманка; Py — пироксен; Ol — оливин

ставролит и гранат). Для зон промежуточного залегания характерны кианит, эпидот и титанит. Минералы глубинных зон, как правило, могут встречаться и в верхних зонах, так что последние, это уже отмечалось, обладают более богатым набором минералов. Эти наблюдения, однако, не свободны от исключений. Порядок убывания минералов с глубиной не всегда является одним и тем же; в некоторых случаях минералы нижних зон не переходят в верхние (возможно, они очень сильно разбавлены обилием других минералов). Кроме того, отмечаются случаи, когда минерал появляется на определенном уровне, затем исчезает и вновь появляется на более высоком уровне.

Как объяснить результаты этих наблюдений? Согласно традиционной точке зрения, усложнение минералогии объясняется усилением денудации и вскрытием новых источников сноса (рис. 13-7, левая часть). По мере проявления эрозии в бассейн осадконакопления поступает материал из все более глубоких частей земной коры. Поскольку минералы пород из более глубоких зон в среднем менее стабильны, последовательность появления новых минералов может быть как нормальной, так и коррелируемой с порядком их стабильности. Эту точку зрения отстаивали Крынин [37] и Ван-Андель [2].

Другая гипотеза допускает наличие коррелятивной связи между изменением минерального состава по разрезу и воздыманием области сноса (рис. 13-7, центральная часть). Согласно этому положению, комплекс пород с различной литологией, залегавший первоначально вблизи уровня базиса эрозии, испытывает последовательное воздымание, сопровождающееся повышением градиента потоков и ускорением эрозионной дея-

тельности. На первой стадии этого процесса лишь наиболее стабильные минералы избегают разрушения в почвенном слое; на конечной же стадии в осадках появляются даже самые нестабильные минералы [12].

Согласно третьей гипотезе, предполагается, что все накопленные осадки в момент их отложения характеризовались примерно одним и тем же набором минералов, но вследствие внутрипластового растворения более древние и глубоко залегающие слои утратили все нестабильные минералы. Вероятность «выживания» минерала является функцией глубины залегания и времени. Чем больше глубина залегания и чем древнее возраст породы, тем меньше вероятность присутствия в ней данного минерала, как это показано на рис. 13-7, в правой части [48].

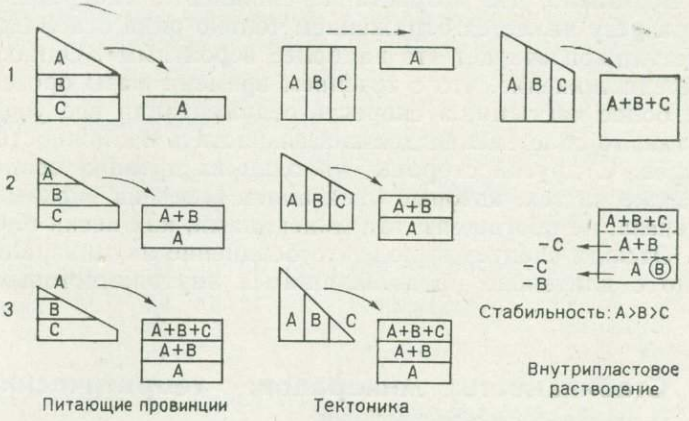


Рис. 13-7. Три гипотезы, объясняющие зональность тяжелых минералов

В пользу этой точки зрения свидетельствует такое прямое указание на эффективность внутрипластового растворения, как демонстрация Брамлеттом сохранения первоначального набора минералов в условиях «запечатанности», в данном случае в конкреции. Более того, известны случаи визуального наблюдения коррозии и удаления многих минералов в глубинных зонах [23]. Еще одним свидетельством в пользу данной гипотезы является сохранение более сложного набора минералов в менее проницаемых пластах, в особенности в глинистых сланцах [10].

Таким образом, зоны тяжелых минералов примерно одинакового характера и со сходными наборами минералов могли образоваться несколькими различными путями. Очевидно, что если зоны тяжелых минералов определяются только стабильностью, то они имеют небольшое (или не имеют никакого) значение для стратиграфии. Если же они являются результатом прогрессирующей денудации или прогрессирующей тектонической деятельности, то набор тяжелых минералов изменяется во времени и минеральные зоны могут оказаться полезным средством для стратиграфической корреляции. Эта зональность, вероятно, — результат одновременного действия нескольких факторов: она может быть обусловлена как различной стабильностью минералов, так и неодинаковыми питающими провинциями. Если это так, то проблема зональности и отделения факторов, не имеющих стратиграфического значения, от тех, которые можно использовать, является значительно более сложной, чем это до сих пор предполагалось. Не исключено, что при решении

этой задачи могут помочь вариации признаков у одних и тех же минералов. Например, появление новых разновидностей циркона ни в коем случае не может быть связано с внутрипластовым растворением или избирательными потерями при выветривании в распределяющей провинции. Изменение характера циркона можно объяснить только прогрессирующей денудацией и обнажением нового источника сноса. Тщательное изучение турмалина может так же, как и в случае с цирконом, помочь решению проблемы минеральных зон.

Хотя любая из перечисленных гипотез может оказаться справедливой для какой-то части разреза или для какого-то одного тектонического цикла, ни одна из них не доказана для всего геологического разреза в целом. Возможно, что возрастание сложности минерального набора вверх по разрезу является отражением только ряда стабильности минералов (Петтиджон считает это наиболее вероятным). Однако было высказано предположение, что с течением времени фазы орогенеза становятся все более частыми, а скорость седиментации все увеличивается. Если это так, то со временем должна возрастать и сложность минеральных наборов. С другой стороны, ни один из древних осадочных комплексов, даже из тех, которые отлагались вслед за эпохами интенсивного орогенеза, не обогащены так минералами, как пески плейстоцена и голоцена. Отсюда следует вывод, что обеднение их минерального набора связано с длительно продолжавшимся внутрипластовым растворением.

Стабильность минералов: теоретические и прочие соображения

Предпринимались неоднократные попытки рассчитать или предугадать стабильность минералов и пород и подвести теоретическую основу под эмпирически установленные ряды стабильности. Райхе [54], например, предложил рассчитывать для минерала или породы индекс потенциала выветривания, используя обычные химические анализы. Этот индекс определяется как процентное отношение суммы молей щелочных и щелочноземельных металлов минус число молей связанной воды к общему числу всех молей, исключая воду, или

$$\frac{100 \times \text{молей}\ (K_2O + Na_2O + MgO + CaO - H_2O)}{\text{моли}\ (SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + CaO + Na_2O + K_2O)}.$$

Это отношение грубо выражает процентное содержание четырех окислов, эмпирически признанных наиболее подвижными. В случае содержания в породе свободного кремнезема (как, например, в граните) его количество исключается из расчета. В тех случаях, когда количество свободного кремнезема не поддается точному учету, как, например, в глинистых сланцах, принимается во внимание общее содержание кремнезема, однако полученные при этом результаты в известной степени могут ввести в заблуждение. Минералы или породы, обладающие низкой стабильностью, имеют высокий индекс; минералы с высокой стабильностью — низкий, а в некоторых случаях даже отрицательный индекс (за счет вычитания молей H_2O). Значение потенциала выветривания для некоторых наиболее распространенных минералов приводится в табл. 13-9.

Ряд стабильности наиболее распространенных породообразующих минералов, выведенный на основе потенциала выветривания, очень хо-

рошо согласуется с рядом, эмпирически установленным Гольдихом. Главные отличия этих рядов касаются кварца (индекс которого равен нулю) и относительной стабильности группы полевых шпатов в целом по сравнению с мафическим набором.

По Ферсману [6], стабильность минералов подчиняется определенным термодинамическим принципам: «чем больше количество энергии, выделяемой ионом в процессе его перехода в кристаллическое состояние, тем стабильнее полученный кристалл, тем труднее его перевести в дисперсное состояние, растворить и расплавить, или снова разделить атомы решетки на свободные ионы; чем стабильнее такая минеральная система, тем выше ее способность к накоплению в ходе естественных процессов и тем менее она подвержена деструкции, расплаву, растворе-

Таблица 13-9

Индекс потенциала выветривания. По [54]

Минерал	Среднее значение	Интервал значений	Минерал	Среднее значение	Интервал значений
Оливин	54	45—65	Лабрадорит	20	18—20
Авгит	39	21—46	Андезин	14	—
Роговая обманка	36	21—63	Олигоклаз	15*	—
Биотит	22	7—32	Альбит	13*	—
Мусковит	—10,7*	—	Ортоклаз	12*	—

* Вычислено по осредненному анализу.

нию...». Более того, согласно Батурину [6], исследования в области кристаллохимии показали, что решетки, характеризующиеся промежуточным координационным числом средней симметрии и меньшим радиусом иона, обнаруживают наибольшую стабильность.

Были предприняты и другие попытки связать стабильность минерала с кристаллической структурой. Фэйрбэйрн [26], например, сделал попытку установить корреляцию скорости изменений или готовности к изменениям с индексом упаковки. Этот индекс определяется как отношение объема иона к объему элементарной ячейки. Внутри определенной группы минералов наличие некоторой корреляционной связи между этими двумя параметрами очевидно. Из двух минералов одинакового химического состава более стабильный тот, у которого выше индекс упаковки. Связь между кристаллической структурой и стабильностью минералов была рассмотрена также Муаром [51]. Попытка расположить силикатные минералы в порядке их стабильности была сделана также Грюнером [31]. Ряд Грюнера был основан на «индексе энергии», рассчитанном исходя из электроотрицательности составляющих элементов и коэффициентов координации. В общем, ряд Грюнера согласуется с рядом Гольдиха и другими эмпирически установленными рядами стабильности.

В нашем обзоре стабильности минералов мы как бы приняли допущение, что стабильность есть некоторая независимая характеристика — свойство минерала, — не изменяемая и не связанная с окружающей средой. Однако это не так. Минерал может быть стабильным в одних условиях и нестабильным в других. Апатит, например, стабилен в некоторых песчаниках, но нестабилен в почве. Как отмечалось Босвелом [14], стабильность — функция химических свойств поровых флюидов, содержащихся в осадке, температуры и pH, а также структуры самого минера-

ла. Босвел привлек внимание к корродированному ставролиту в песчаниках Бунтер в Англии, для которых характерны жесткие сульфатные воды, и к свежему ставролиту в песках нижнего Гринсэнда, поровая вода которых мягкая. Аналогичным образом гранат в песчаниках Бунтер окатан и неизменен, но характеризуется серповидными и неправильными формами в нижнеюрских отложениях. Следовательно, все попытки оценить стабильность минералов, основанные как на эмпирическом изучении осадочных образований, так и на теоретических рассуждениях, приводят в лучшем случае к установлению некоей «средней» стабильности. Многие разногласия в опубликованных результатах исследований стабильности возникают от того, что объектами наблюдений были минералы, находящиеся в различных природных условиях.

Восстановление истории питающих провинций

Можем ли мы определить питающие провинции для данного осадка после того, как минералы исходной породы просеяны через «геологическое сито», т. е. после того, как часть их была утеряна в результате выветривания, абразии или внутрипластового растворения? Наша цель состоит в том, чтобы распознать «линию преобразования» осадка. Лишь пески и гравийно-галечные образования поддаются такому типу анализа.

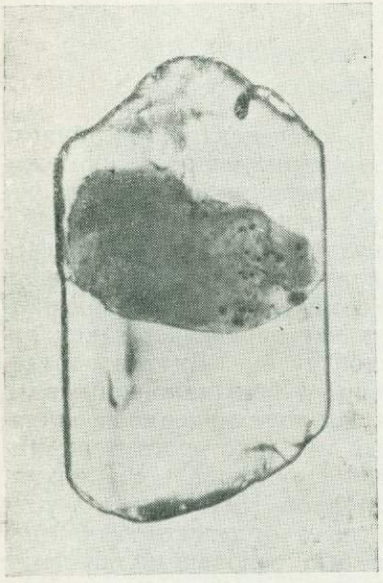


Рис. 13-8. Абрадированное обрастание обломочного ядра турмалина, песок Мак-Наири (мел), штат Теннесси. Без анализатора, ×250. По [52]

Как вытекает из предыдущей части данной главы, расшифровка истории питающих провинций является трудной задачей. Возможно, нам придется иметь дело со многими источниками сноса и многими геологическими циклами. Весьма трудно отличить непосредственный источник сноса от первоначального. Путей решения этой проблемы несколько. Даже одна песчинка может пролить свет на данную проблему. Как было показано Потером и Прайором [52], случайная турмалиновая песчинка может иметь четко определимую окатанную регенерационную кайму (рис. 13-8). Такая песчинка позволяет предположить: 1) образозование ее из изверженной или метаморфической исходной породы; 2) выветривание и высвобождение этой песчинки; 3) транспортировку и абразию; 4) отложение в песке, за которым последовало: 5) формирование регенерационной каймы в результате аутогенеза или метаморфизма низкой ступени; 6) вторичное выветривание и высвобождение зерна; 7) возобновление транспортировки и окатывания и, наконец, 8) переотложение в другом песке. Используя критерии, разработанные Крыниным [40], можно определить даже тип исходной породы, из которой образовалась данная песчинка.

Более полно, чем по одному зерну, историю питающей провинции можно воспроизвести по образцу. Какие предположения о природе и

характере исходных пород могут быть сделаны на основании единичной пробы песка, взятой в дельте р. Миссисипи? Типичный образец содержит 61% кварца, 19% полевого штапа, 16% кремня и других обломков тонкодисперсных пород [58]. Кварц и полевой шпат в основном представлены угловатыми зернами, хотя в небольшом количестве встречаются и хорошо окатанные зерна кварца [60]. Полевой шпат представлен главным образом калиевой разновидностью и в меньшей степени олигоклазом и андезином. Большинство зерен — свежие, хотя наблюдаются также выветрелые зерна полевого шпата. Обломки пород включают кремень и тонкозернистый кварцит (4%), а также некоторые разности вулканических пород, немного шиферных и кристаллических сланцев. Имеется незначительное количество кальцита и глауконита. Главными тяжелыми минералами являются ильменит, пироксены и амфиболы, в меньших количествах присутствуют гранат, циркон, монацит, рутил и титанит. Это позволяет сделать вывод о том, что главной исходной породой был гранит или гранодиорит, а второстепенными источниками сноса являлись вулканические лавы, метаморфические и осадочные породы. Такой анализ не устанавливает, однако, непосредственный источник большей части этих песков — ледниковые наносы плейстоцена, но он все же указывает на первоначальный источник, а именно, кристаллические породы Канадского щита, откуда в основном поступал ледниковый материал. Результаты анализа не отражают также того, что большая часть бассейна р. Миссисипи сложена палеозойскими и более молодыми осадочными породами (хотя указанием на то, что эти породы также являлись дополнительным источником сноса, служат зерна глауконита, кремня и известняка, а также окатанность отдельных зерен кварца).



Рис. 13-9. Диаграмма питающих провинций для архейских песчаников в районе оз. Миннитаки, западная часть провинции Онтарио, Квебек. По [78]

Мы можем точно установить лишь различные исходные породы и оценить их сравнительную роль как источников сноса в образовании этих песков. Однако мы не можем оценить их распространение по площади в пределах распределяющей провинции.

Нашу оценку можно было бы, по-видимому, уточнить, если бы вместо одной пробы мы располагали бы определенным набором образцов, в особенности, если это касается древних песчаников. Эти образцы должны быть равномерно распределены по всей толще изучаемых осадков.

Анализ питающих провинций лучше всего представить в виде диаграммы. Эти диаграммы могут быть двух типов. Диаграмма первого типа составляется только на основе изучения собственно породы — шлифов и тяжелых минералов (рис. 13-9). Она отражает выводы о типе исходной породы и условиях в области сноса, сделанные на основе изу-

чения всех компонентов осадка, как в галечнике, так и в песке. Диаграмма второго типа лишь отчасти основывается на данных лабораторного исследования образцов пород (рис. 13-10). Она учитывает также сведения о региональной геологии и стратиграфии. Она отражает всю возможную и наиболее вероятную информацию об источниках сноса и дает сравнительную оценку вклада каждого из них.

Для того чтобы решить проблему питающих провинций, специалисту в области петрологии осадочных пород необязательно ограничиваться лишь данными об обломочных породах. Он может также использовать данные стратиграфии и сведения о палеотечениях.

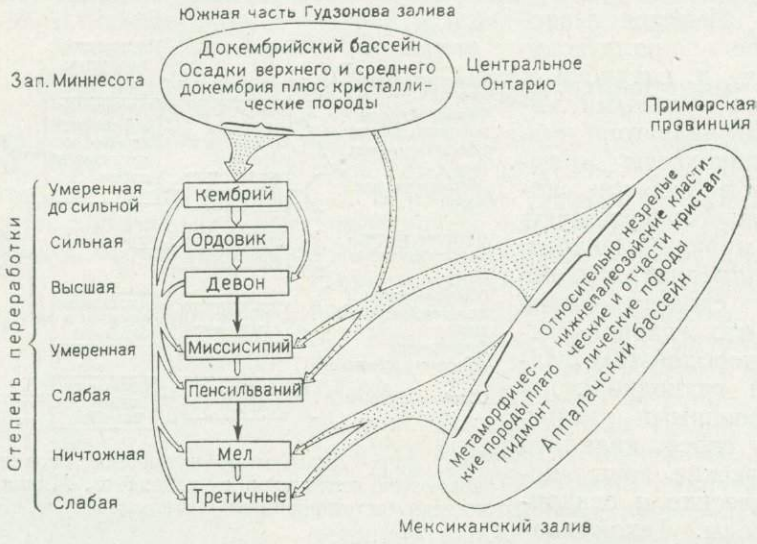


Рис. 13-10. Центры рассеяния и соотношение источников сноса палеозойских и более молодых песчаников долины верхнего течения р. Миссисипи. По [52]

С учетом того, что многие пески (если не большинство) являются переотложенными, т. е. образовались из более древних формаций, а те, в свою очередь, образовались из еще более древних песчаников, знание стратиграфии окажет существенную помощь при анализе питающих провинций, поскольку поможет установить относительный возраст слоев и определить, какие породы могли и какие не могли служить источником сноса для изучаемого песчаника. Наиболее важным является распознавание несогласий, отражающих периоды эрозии. Составление палеогеологических карт позволит выяснить, какие формации были обнажены, и поэтому могут рассматриваться в качестве потенциальных источников сноса. Данные стратиграфии могут выявить, что крупные потенциальные области (типа кратона) во время отложения исследуемых песков были покрыты известняками и, следовательно, не могли являться областями сноса.

Анализ палеотечений также может оказаться полезным при изучении питающих провинций, в особенности при изучении формаций аллювиального происхождения. Направление вверх по течению, восстановленное по косой слоистости и другим текстурам, укажет нам, с какой стороны происходил снос. Можно даже оценить и расстояние до края области сноса — путем измерений изменения размера гальки в конгло-

мератах, если таковые присутствуют в изучаемых осадках (этот вопрос и другие, связанные с ним, рассматриваются в следующей главе).

Подводя итог, следует сказать, что исследователь должен собрать воедино все возможные данные — распределение легких и тяжелых минералов, информацию о палеореках, фациальных соотношениях, распределении и типах обломков пород как в песках, так и в конгломератах, сведения о стратиграфии и крупных структурных элементах, — короче говоря, всю возможную геологическую информацию.

Ценные сведения об анализе питающих провинций можно почерпнуть в трудах Крынина [36], Дотти и Хьюберта [20], Тодда и Фолька [74], Уолкера и Петтиджона [78]. Приведенные выше примеры основывались главным образом на данных петрологии, т. е. на том, что можно извлечь из анализа самих песчаников или конгломератов. Исследования Пэйна [47], Саттнера [70], Поттера и Прайора [52] и Тен-Хафа [32] относятся ко второму типу, и они используют для расшифровки истории питающих провинций данные региональной геологии, тектоники и стратиграфии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen, V. T.*, 1948, Weathering and heavy minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 38—42.
2. *van Andel, Tj. H.*, 1950, Provenance, transport and deposition of Rhine sediments: Ph. D. dissertation, Univ. Groningen, 129 pp.
3. *van Andel, Tj. H.*, 1959, Reflections on the interpretation of heavy-mineral analyses: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 153—163.
4. *Anderson, J. L.*, 1948, Cretaceous and Tertiary subsurface geology: Maryland Dept. Geol. Mines Water Resources, Bull. 2, 1—113 pp.
5. *Barrell, J.*, 1908, Relations between climate and terrestrial deposits: Jour. Geol., v. 16, pp. 159—190, 255—295, 363—384.
6. *Baturin, V. P.*, 1942, On stability and formation of minerals of abyssal geospheres in the stratisphere: Comptes Rendus, Dokl. Akad. Sci. URSS, v. 37, pp. 32—34.
7. *Biscaye, P.*, 1965, Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and ocean: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 76, pp. 803—832.
8. *Blatt, H.*, 1967a, Provenance determination and recycling of sediments: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 1031—1044.
9. *Blatt, H.*, 1967b, Original characters of clastic quartz: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 401—424.
10. *Blatt, H., and Sutherland, B.*, 1969, Intrastratal solution and nonopaque heavy minerals in shales: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 591—600.
11. *Boggs, S., Jr.*, 1968, Experimental study of rock particles: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1326—1339.
12. *Boswell, P. G. H.*, 1923, Some aspects of the petrology of sedimentary rocks: Proc. Liverpool Geol. Soc., v. 13, pp. 231—303.
13. *Boswell, P. G. H.*, 1933 On the mineralogy of sedimentary rocks: London, Murby, 393 pp.
14. *Boswell, P. G. H.*, 1942, The stability of minerals in sedimentary rocks: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 97, pp. lvi—lxxv.
15. *Bramlette, M. N.*, 1929, Natural etching of detrital garnet: Amer. Mineral., v. 14, pp. 336—337.
16. *Bramlette, M. N.*, 1941, The stability of heavy minerals in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 11, pp. 32—36.
17. *Cogen, W. M.*, 1930, Heavy mineral zones of Louisiana and Texas Gulf Coast sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 24, pp. 2069—2101.
18. *Cozzens, A. B.*, 1931, Rates of wear of common minerals: Washington Univ. Stud. Sci. Tech., n. s., no. 5, pp. 1—80.
19. *Dickinson, W. R.*, 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 695—707.
20. ***Doty, R. W., and Hubert, J. F.***, 1962, Petrology and paleogeography of the Warrensburg Channel Sandstone, western Missouri: Sedimentology, v. 1, pp. 7—39.
21. *Dryden, A. L., and Dryden, C.*, 1946, Comparative rates of weathering of some common heavy minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 16, pp. 91—96.
22. *Edelman, C. H.*, 1931, Diagenetische Umwandlungerschienungen am detritischen Pyroxenen und Amphibolen: Fortschr. Min. Krist. Pet., v. 16, pp. 67—68.

23. *Edelman, C. H., and Doeglas, D. J.*, 1931, Reliktstrukturen detritischer Pyroxene und Amphibole: Min. Pet. Mitt., v. 42, pp. 482—490.

24. *Evans, P., Hayman, R. J., and Majeed, M. A.*, 1933, The graphic representation of heavy mineral analyses: Proc. World Petrol. Congr., 1933 (London), v. 1, pp. 251—256.

25. *Folk, R. L.*, 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Tex., Hemphill's, 170 pp.

26. *Fairbairn, H. W.*, 1943, Packing in ionic minerals: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 1305—1374.

27. *Friese, F. W.*, 1931, Untersuchungen von Mineralan auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im Wasser.: Min. Pet. Mitt., v. 41, n. s., pp. 1—7.

28. *Garner, H. F.*, 1959, Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1327—1366.

29. *Gibbs, R. J.*, 1967, The geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids: Bull. Geol. Soc. Amer. ,v. 78, pp. 1203—1232.

30. *Goldich, S. S.*, 1938, A study in rock weathering: Jour. Geol., v. 46, pp. 17—58.

31. *Gruner, J. W.*, 1950, An attempt to arrange silicates in the order of reaction energies at relatively low temperatures: Amer. Mineral., v. 35, pp. 137—148.

32. *ten Haaf, E.*, 1964, Flysch formations of the northern Apennines, in Turbidities: Developments in sedimentology v. 3 (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds): Amsterdam, Elsevier, pp. 127—136.

33. *Heald, M. T., and Larese, R. E.*, 1973, The significance of the solution of feldspar in porosity development: Jour. Sed. Petrology, v. 43, pp. 458—460.

34. *Kennedy, W. Q.*, 1951, Sedimentary differentiation as a factor in Moine-Torridonian correlation: Geol. Mag., v. 88, pp. 257—266.

35. *Krynine, P. D.*, 1935, Arkose deposits in the humid tropics. A study in sedimentation in southern Mexico: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 29, pp. 353—363.

36. *Krynine, P. D.*, 1940, Petrology and genesis of the Third Bradford Sand: Bull. Pennsylvania State Coll. Min. Ind. Expt. Sta. 29, 134 pp.

37. *Krynine, P. D.*, 1942a, Provenance versus mineral stability as a controling factor in the composition of sediments (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1850—1851.

38. *Krynine, P. D.*, 1942b, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: An. Primer Congr. Panamericano Ing. Minas Geol., pt. 1, v. 2, pp. 537—561.

39. *Krynine, P. D.*, 1946a, Microscopic morphology of quartz types: An. Segundo Congr. Panamericano Ing. Minas Geol., v. 3, pp. 35—49.

40. *Krynine, P. D.*, 1946b, The tourmaline group in sediments: Jour. Geol., v. 54, pp. 65—87.

41. *Krynine, P. D.*, 1948, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks: Jour. Geol., v. 56, pp. 130—165.

42. *Krynine, P. D.*, 1949, The origin of red beds: Trans. New York Acad. Sci., ser. 2, v. 11, pp. 60—68.

43. *Leith, C. K., and Mead, W. J.*, 1915, Metamorphic geology: New York, Holt, Rinehart and Winston, 337 pp.

44. *Mackie, W.*, 1896, The sands and sandstones of eastern Moray: Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 7, pp. 148—172.

45. *Marsland, P. S., and Woodruff, J. G.*, 1937, A study of the effect of wind transportation on grains of several minerals: Jour. Sed. Petrology, v. 7, pp. 18—30.

46. *Milner, H. B.*, 1940, Sedimentary petrography, 3rd ed.: London, Murby, 666 pp.

47. *Payne, T. G.*, 1942, Stratigraphical analysis and environmental reconstruction: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 26, pp. 1697—1770.

48. *Pettijohn, F. J.*, 1941, Persistence of heavy minerals and geologic age: Jour. Geol., v. 49, pp. 610—625.

49. *Pittman, E. D.*, 1963, Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance: Jour. Sed. Petrology, v. 33, pp. 380—386.

50. *Plumley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526—577.

51. *Polynov, B. B.*, 1937, Cycle of weathering (Muir, A., trans.): London, Murby, 220 pp.

52. *Potter, P. E., and Pryor, W. A.*, 1961, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1195—1250.

53. *Pryor, W. A.*, 1961, Petrography of Mesaverde sandstones in Wyoming, in Symposium on Late Cretaceous rocks, 16th Ann. Field Conf. Wyoming Geol. Assoc., pp. 34—46.

54. *Reiche, P.*, 1950, A survey of weathering processes and products, rev. ed.: Univ. New Mexico Publ. Geol., no. 3, 94 pp.

55. *Rimsaite, J.*, 1967, Optical heterogenity of feldspars observed in diverse Canadian rocks: Min. Pet. Mitt. Schweiz., v. 47, pp. 61—76.

56. *Robelen, P.*, 1974, pers. commun.

57. *Ross, C. S., Miser, H. D., and Stephenson, L. W.*, 1929, Water-laid volcanic rocks of early Upper Cretaceous age in southwestern Arkansas, southeastern Oklahoma, and northeastern Texas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 154-F, pp. 175—202.

58. *Russell, R. D.*, 1937, Mineral composition of Mississippi River sands: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, pp. 1307—1348.

59. *Russell, R. D.*, 1939, Effects of transportation on sedimentary particles, in Recent marine sediments (Trask, P. D., ed.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 32—47.

60. *Russell, R. D., and Taylor, R. E.*, 1937, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour. Geol., v. 45, pp. 225—267.

61. *Shukri, M. N., and El-Ayouty, M. K.*, 1954, The mineralogy of Eocene and later sediments in the Angabia area — Cairo-Suez district: Bull. Fac. Sci., Cairo Univ., no. 32, pp. 47—61.

62. *Sindowski, F. K. H.*, 1949, Results and problems of heavy-mineral analysis in Germany; a review of sedimentary-petrological papers, 1936—1948: Jour. Sed. Petrololy, v. 19, pp. 3—25.

63. *Sloss, L. L., and Feray, D. E.*, 1948, Microstylolites in sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 18, pp. 3—13.

64. *Smithson, F.*, 1939, Statistical methods in sedimentary petrology: Geol. Mag., v. 76, pp. 417—427.

65. *Smithson, F.*, 1941, The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorskhire: Geol. Mag., v. 78, pp. 97—112.

66. *Smithson F.*, 1942, The Middle Jurassic rocks of Yorkshire: a petrological and palaeogeographical study: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 98, pp. 27—59.

67. *Smithson, F.*, 1950, The mineralogy of arenaceous sediments: Sci. Prog., v. 149, pp. 17—21.

68. *Steidtmann, E.*, 1908, A graphic comparison of the alteration of rocks by weathering with their alteration by hot solutions: Econ. Geol., v. 3, pp. 381—409.

69. *Stow, M. H.*, 1938, Dating Cretaceous-Eocene tectonic movements in Big Horn Basin by heavy minerals: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 731—762.

70. *Suttner, L. J.*, 1969, Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Kootenai formations, southwest Montana: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, pp. 1391—1410.

71. *Thiel, G. A.*, 1940, The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand: Jour. Sed. Petrology, v. 10, pp. 103—124.

72. *Thiel, G. A.*, 1945, Mechanical effects of stream transportation on mineral grains of sand size (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 56, 1207 pp.

73. *Thoulet, J.*, 1913, Notes de lithologie sousmarine: Ann. Inst. Oceanog., v. V, fasc. 9.

74. *Todd, T. W., and Folk, R. L.*, 1957, Basal Claiborne of Texas, record of Appalachian tectonism during the Eocene: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 2545—2566.

75. *Tyler, S. A., Marsden, R. W., Grout, F. F., and Thiel, G. A.*, 1940, Studies of the Lake Superior pre-Cambrian by accessory-mineral methods: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, pp. 1429—1538.

76. *Vitanage, P. W.*, 1957, Studies of zircon types in the Ceylon pre-Cambrian complex: Jour. Geol., v. 65, pp. 117—128.

77. *Voll, G.*, 1960, New work on petrofabrics: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pt. 3, pp. 503—567.

78. *Walker, R., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archaean geosynclinal basin: analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2129.

79. *Weaver, C. E.*, 1958, Geological interpretation of argillaceous sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, pp. 254—271.

80. *Webb, W. M., and Potter, P. E.*, 1969, Petrology and geochemistry of modern detritus derived from a rhyolitic terrain, western Chihuahua, Mexico: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 32, pp. 45—61.

81. *Willman, H. B., Glass, H. D., and Frye, J. C.*, 1966, Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles in Illinois: Illinois Geol. Surv. circ. 400, 76 pp.

ГЛАВА 14. ПАЛЕОТЕЧЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Введение

Интерес к палеотечениям, т. е. к течениям, которые были в далеком прошлом, но оставили отпечаток своей деятельности в породах, впервые был проявлен еще Сорби [109], который писал: «...изучение современных морей, эстуариев и рек показывает, что существует отчетливая связь между их физической географией и течениями, которые в них существуют; течения оставляют столь отчетливые следы в осадках, которые откладываются под их влиянием, что можно определить характер ранее существовавших течений, изучая древние породы. Следовательно, в известных пределах можно предполагать, какова была физическая география бассейнов прошлого». Сегодня мы называем это палеогеографической реконструкцией.

Несмотря на столь раннее признание связи между палеотечениями и палеогеографией, в последующие 100 лет очень мало сделано в этом направлении. Сам Сорби, сознававший целесообразность замеров ориентировки текстур течения [110], не составлял карт палеотечений. Такие карты не составлялись никем до 1897 г., когда Рудеманн [94] закартировал ориентировки колоний рабдосом (граптолитов) в ордовикских глинистых сланцах Утика в штате Нью-Йорк. В 1911 г. Хайд [42] опубликовал карту ориентировки волноприбойной ряби формаций Береа и Бедфорд (миссисипий) на юге штата Огайо. Позднее Руби и Басс [93] закартировали косую слоистость в русловых песчаниках мелового возраста в округе Рассел, штат Канзас.

Однако до Бринкмана [9] объекты и методы исследования палеотечений не были четко сформулированы. Бринкман первый отчетливо понял, что систематическое картирование косой слоистости может дать существенные сведения о палеогеографии и что такой подход применим и к другим признакам осадочных пород, например, таким, как зернистость, ориентировка ископаемых остатков, мощность и т. п. Вслед за Бринкманом, который изучал косую слоистость бунтзандштейна (триас) в Центральной Европе, аналогичные исследования проводились Шоттеном [106] для песчаников нижнего Бунтера в Англии и Райхе [89] для пермских песчаников Коконино в Аризоне. Особо следует отметить работу Поттера и Олсона [85] о пенсильванских песчаниках Кейсивилл и Мэнсфилд в Иллинойском бассейне.

Затем как в Европе, так и в Северной Америке появились многочисленные статьи, посвященные анализу косой слоистости [86]. В то же время возобновился интерес к текстурам течения, называемым «подошвенными знаками» (sole marks) наблюдаемым на нижней стороне многих песчаных слоев, в особенности во флишевых фациях. Эти текстуры, описанные Хэллом еще в 1843 г. [32], долгое время не привлекали к себе особого внимания, вплоть до появления монографического исследования Вассоевича [115] и основополагающих статей Рича [90], Кюнена [60, 59], Дзулинского и Радомского [20], а также Кроуэлла [11], которые осознали потенциальные возможности этих текстур при исследовании палеотечений.

Другие ориентированные текстуры оказались менее эффективными, чем косая слоистость и подошвенные следы, и поэтому являются второстепенными критериями. К ним относятся: волноприбойная рябь, линейность течения на плоскостях напластования, ориентированные ископаемые остатки, а также упаковка гальки и зерен. Они либо нехарактерны, либо их замеры требуют слишком больших затрат времени, что не оправдывается полученными результатами. Однако при отсутствии иных критериев для суждения о направлении течения и эти признаки могут быть полезными. Исключение составляет, по-видимому, структура ледниковых отложений, которая оказалась важным признаком для изучения движения ледника.

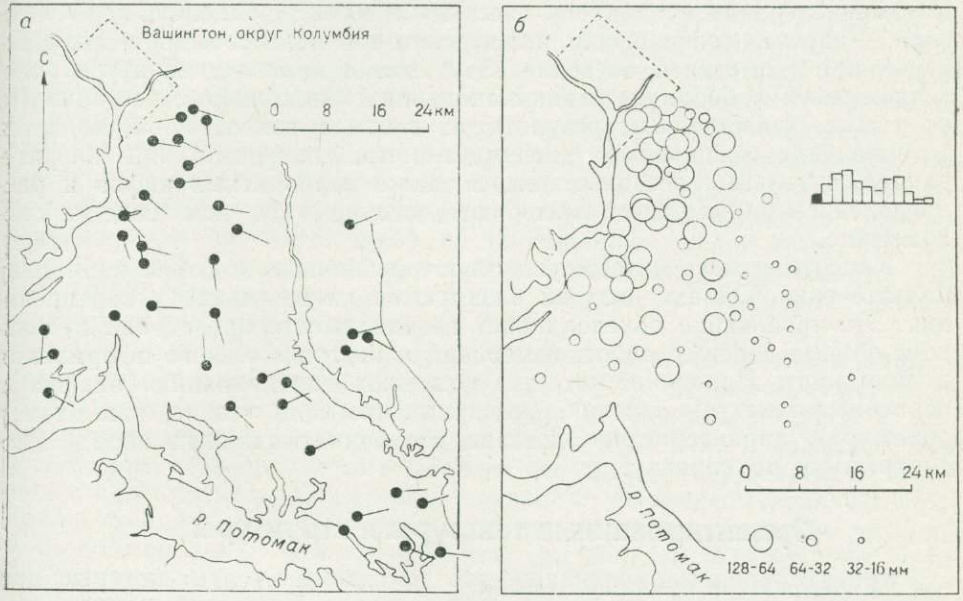


Рис. 14-1. Направление косой слоистости (а) и размеры галек (б) в плиоцен-плейстоценовых гравелитах Брандивайн, близ г. Вашингтона, округ Колумбия. По [98]. Вверху справа показан класс максимальных размеров

Направление течения потока может быть определено и на основании других характеристик осадочных пород: помимо первичных текстур течения можно упомянуть о гальке или минеральных зернах, заведомо происходящих из уникальных источников сноса; такой подход применяется при изучении ледников, когда нужно идентифицировать и закартировать моренные гряды. Менее известен метод идентификации и картирования «конусов рассеяния», основанный на определении ассоциаций тяжелых минералов в песчаниках аллювиального происхождения [25, 26].

В дополнение к этим характеристикам состава геологи используют скалярные свойства, из которых наибольшее значение имеет размер обломков (он обычно уменьшается вниз по течению), позволяющий определить не только направление, но и расстояние транспортировки (рис. 14-1). Практика показала, что наиболее эффективно картирование максимального размера гальки и валунов в древних конгломератах.

В настоящей главе кратко обобщены вопросы анализа палеотечений и его применимости при расшифровке геологической истории, в особенности при анализе палеогеографии. Детали, относящиеся к методике полевых исследований, а также к методике статистической и графической обработки результатов, читатель может найти в других работах, таких, как «Палеотечения и палеогеография» Петтиджона [80] и в особенности «Палеотечения и анализ бассейнов» Поттера и Петтиджона [86].

Как отмечалось выше, анализ палеотечений имеет очень большое значение для палеогеографических реконструкций. Он помогает установить направление сноса осадочного материала, положение палеосклонов, выявить направление перемещения береговой линии, а также положение границ осадочного бассейна и их перемещения, короче говоря, — изучить соотношение между системой палеотечений и архитектурой или геометрией бассейна. Этот метод помогает оконтурить источник сноса и бассейны осадконакопления. Несколько менее важным, но также существенным результатом анализа палеотечений является установление связи между палеотечениями, контурами, или конфигурацией, отдельных песчаных тел, а также карбонатных рифов и распределением обломочного материала, ведущего от них свое происхождение.

Как отмечалось выше, существуют различные подходы к анализу палеотечений. Однако все они базируются на результатах картирования. Это требование обусловливает необходимость проведения в большом объеме полевых работ, измерений и их графического оформления в виде карт. Признаки, которые подлежат картированию, включают первичные текстуры течения, скалярные свойства (такие, как размер обломков), характеристики состава и фации осадочных пород. Рассмотрим их по порядку.

Ориентированные текстуры и структуры

Ориентированные признаки — это те главные черты, которые при их визуальном рассмотрении показывают, как было направлено течение, несущее осадок, в определенный отрезок геологического времени. Они присутствуют во всех видах осадков, но наиболее характерны для песчаников, хотя некоторые известняки (например, калькарениты, которые являются карбонатными песками) обладают теми же чертами. Мы относим сюда косую слоистость (продукт мигрирующих знаков ряби и дюн), подошвенные знаки, вызванные эрозионным действием течения или обломков, переносимых течением, а также взаимное расположение зерен, преимущественную ориентировку обломочного материала или ископаемых остатков.

Косая слоистость, знаки ряби и палеотечения

Косая слоистость любого масштаба — ценный признак палеотечения. Требуется лишь систематически замерять и картировать ее ориентировку. Вопросы методики картирования и статистического обобщения результатов изложены в многочисленных статьях и крупных работах [86]. Для того чтобы восстановить систему палеотечений, превалирующих во время отложения какого-либо песчаного пласта или другой стратиграфической единицы, требуется лишь достаточное число замеров азимутов падения передовых слоев, а также их доста-

точно частое и равномерное распределение как по площади, так и по вертикали. В плоскослоистых системах такие замеры проводятся легко. Более сложными являются замеры желобковой или фестончатой слоистости, требующие определения азимута оси желобка. В разрезе поверхности напластования он соответствует биссектрисе волнистого следа на передовом слое.

Практика показывает, что азимуты потоков, определенные на основании косой слоистости, ориентированы не беспорядочно. Если изобразить их в виде розы течений (см. рис. 4-12), то намечается явная преимущественная ориентация с азимутами, попадающими в один квадрант, и с четко определимой модой. Более того, во многих песчаниках преимущественная ориентация сохраняется как по вертикали, так и по площади. Даже следующие в разрезе друг за другом песчаные пласты характеризуются сходными узорами диаграмм и общностью ориентировки (см. рис. 14-12), что свидетельствует о большой стабильности палеотечений на протяжении длительного геологического времени [87]. Это в особенности справедливо для песчаных наносов, образованных реками и в результате эоловой деятельности. Исключение составляют некоторые типы морской косой слоистости, характеризующиеся бимодальным распределением азимутов, причем главная мода противоположна по направлению малой моде, так что они образуют так называемый «бантиковый тип» диаграммы (см. рис. 10-52). Предполагается, что это связано с переменой течения вследствие приливов и отливов.

Поскольку ориентировка косой слоистости — это функция направления потока, изменчивость — функция других факторов, таких как стабильность системы течений в коротких интервалах времени. В случае речных систем изменчивость может быть связана с извилистостью русла. Чем сложнее система меандр, тем больше изменчивость, которая, в свою очередь, может быть связана с градиентом реки. Поэтому можно ожидать, что изменчивость будет возрастать вниз по течению реки по мере того, как уменьшается градиент [9, 43, 33].

Изменчивость может также отражать изменения условий осадконакопления. В большинстве аллювиальных осадков 2/3 азимутов течения обычно лежат в секторе между 90 и 120° [43]; в морских условиях влияние регионального палеонаклона сказывается меньше и изменчивость может быть значительнее, а в некоторых, правда редких, случаях ориентировка азимутов может приближаться к случайной. Эоловые отложения, по-видимому, по своей изменчивости не очень отличаются от речных [86] (см. также табл. 4-2).

Связь между косой слоистостью и первоначальным наклоном во время осадконакопления — основа региональной интерпретации. Такой наклон называется палеосклоном. Его направление перпендикулярно к простиранию осадка во время его накопления, которое обычно принимается субпараллельным к береговой линии. Термин палеосклон применяется по отношению к морским или речным осадкам, но не имеет никакого смысла для эоловых образований. Совершенно ясно, что водные потоки в прошлые времена стекали вниз по склону точно так же, как и теперь, так что косая слоистость находится в простой и очевидной зависимости от палеосклона. Поэтому средний азимут косой слоистости указывает на направление вниз по склону. В проксимальных условиях — вблизи края бассейна — неморская косая слоистость может обнаруживать некоторые отклонения, которые связаны с аллювиальными конусами выноса. Азимуты течения радиально рас-

ходятся здесь от некоторых центров — вершин конусов выноса (см. рис. 15-8, [38]). Связь между косой слоистостью морских осадков с подводным склоном менее ясна. В некоторых случаях косая слоистость морских осадков связана с приливно-отливными или другими прибрежными течениями, которые могут происходить в различных направлениях, в том числе и почти параллельно береговой линии, а следовательно, и контурам бассейна. Исследования некоторых древних морских осадков показывают регионально выдержанную систему течений, у которых преобладает азимут, нормальный к береговой линии и направленный вниз по склону [101]. Петтиджон склонен считать это положение в общем справедливым, хотя и недостаточно доказанным.

Считается, что косая слоистость эоловых песков является «ключом» к направлениям палеоветров. Так оно и есть, однако, неясно, отражают ли эти направления планетарную систему или же это локальные отклонения, связанные с орографическими или какими-либо другими чертами. Некоторые исследователи использовали предположительно эоловую косую слоистость для реконструкции планетарной системы и определения на базе этой реконструкции положения полюсов Земли [75].

Наблюдения за региональной ориентацией знаков волноприбойной ряби проводятся сравнительно редко. Хайд [42] уже давно обратил внимание на преобладающую ориентировку волнистой (симметричной) ряби в миссисипских песчаниках Береа, развитую по всей территории штата Огайо; 149 замеров на протяжении 185 км показали поразительное постоянство этой ориентировки. Бретт [8] обнаружил, что знаки ряби в докембрийских кварцитах Барабу в штате Висконсин в основном перпендикулярны к направлению течения, определенному на основании косой слоистости. Асимметричная рябь, как можно предполагать, должна быть ориентирована поперек направления потока; это подтверждается теми немногочисленными данными, которыми мы располагаем. Среднее простирание ряби совпадает поэтому с простиранием осадконакопления. Факторы, влияющие на ориентацию симметричной ряби, недостаточно изучены. Хайд [42] считал, что рябь в песчаниках Береа параллельна древней береговой линии. Гребни волн имеют тенденцию к рефракции и независимо от направления ветра становятся параллельными берегу, поэтому можно ожидать, что знаки ряби, порожденные этими волнами, параллельны береговой линии [44, 102]. В одной из работ, посвященной современным знакам ряби, отмечается их параллельность подводному склону, а следовательно, и субпараллельность береговой линии [116]. Для ископаемых знаков ряби также предполагалась их ориентировка параллельно береговой линии, но из других соображений [77].

Подошвенные знаки и палеотечения

Большое число разнообразных знаков обнаружено на контактах песчаных пластов с подстилающими их глинистыми сланцами. Из-за дезинтеграции глин под действием выветривания эти текстуры присутствуют только в подошве песчаников и поэтому получили название «подошвенных знаков» (их определение, описание и иллюстрации помещены в гл. 4).

Как правило, вышеописанные подошвенные знаки широко развиты лишь во флишевых фациях. Они рассматриваются как продукт действия мутьевых потоков. Поэтому предполагается, что они ориен-

тированы параллельно направлению течения, которое, будучи течением под действием силы тяжести, должно проявляться как подводный поток тяжелой жидкости, перемещающейся вниз по подводному склону морского бассейна. В некоторых случаях такие течения характеризуются постоянным направлением, выдержанным на большой территории (рис. 14-2). Некоторые данные современных наблюдений не совсем согласуются с этой концепцией и иногда даже вызывают сомнения в турбидитовом происхождении текстур и слоев, в основании которых обнаружены подошвенные знаки [74, 67]. Хотя многие рифленые отпечатки желобков и отпечатки выемок на подошве пластов ха-

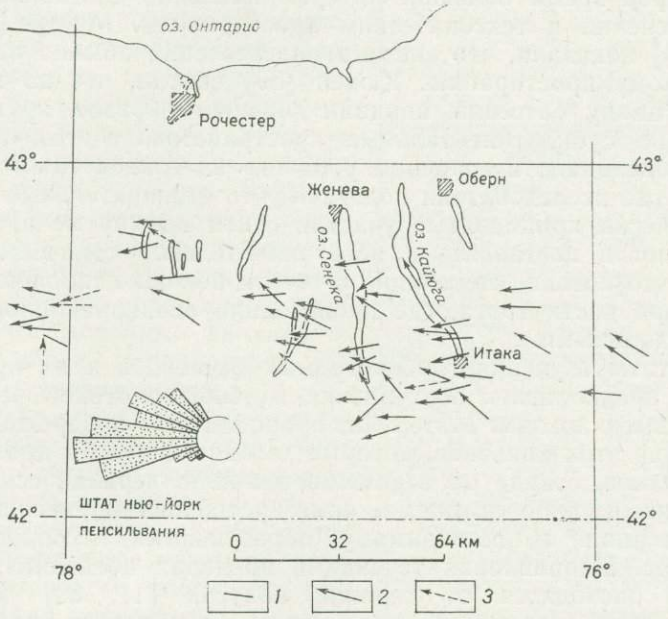


Рис. 14-2. Ориентировка подошвенных знаков ряби в горизонте Портидж (верхний девон), штат Нью-Йорк (по Саттону, 1959, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 43).

Слева внизу приведена диаграмма, составленная по данным 186 наблюдений.
1 — **отпечатки желобков;** *2* — **отпечатки совковидных выемок;** *3* — **косая слоистость**

рактеризуются поразительной выдержанностью ориентировки, сохраняющейся при переходе от пласта к пласту, другие обнаруживают хаотическое разнообразие ориентировок даже на подошве одного и того же пласта. Очевидно, что если одни из этих по-разному ориентированных знаков указывают на направление наклона, то другие не имеют к нему никакого отношения. Эти аномалии позволяют предположить, что либо уклон дна оказывал мало (или вообще не оказывал) влияния на подводное течение, либо дно моря не имело выраженного наклона, а направление течения контролировалось другими факторами [61], либо эти текстуры вообще не связаны с мутьевыми потоками.

Вопрос еще более усложняется тем, что, согласно результатам наблюдений, направление движения, предполагаемое на основании анализа складок оползания, находится в противоречии с направлением течения, определяемым по подошвенным следам. Как замечено Камминсом [13], «оползание... контролируется силой тяжести и поэтому должно происходить вниз по склону». Во многих местах создается

впечатление, что оползание происходило в направлении, перпендикулярном к направлению течения [13, 74, 30, 91, 103, 40]. Эти соотношения объясняются [70] смещением оползающего материала с боковых склонов бассейна, поставляющих грубый «дикий флиш» в его более глубокие зоны, где преобладают продольные мутьевые потоки. Как отмечалось Лажуа [62], использование осей складок оползания в качестве критерия для определения уклона может привести к ошибочным выводам, поскольку наблюдаемые оси имеют различную ориентацию даже в пределах одного оползня; аналогичное наблюдение было сделано Кроуэллом с соавторами [12].

Некоторое время большой интерес вызывало соотношение между системой течений и тектоническим простиранием. Многие исследования [30, 13] показали, что система палеотечений обычно параллельна тектоническому простиранию. Кюнен [59] считал, что во многие вытянутые в длину бассейны впадали главным образом крупные реки, дренирующие субконтинентальные пространства, и что поступление осадков происходило в основном у одного из концов такого бассейна. Однако другие исследователи полагают, что незначительные по площади тектонически приподнятые участки суши, вытянутые вдоль бортов бассейна, могли поставлять в него значительное количество осадков [39, 19] и что потоки, стекающие в него с боковых склонов, по достижении осевой части трога, где происходило осадконакопление, становились продольными.

Результаты изучения глубоководных бассейнов и их краевых зон позволяют предполагать поступление мутьевых потоков через глубокие подводные каньоны. Материал, приносимый с побережья, поступает в верховья этих каньонов, которые заходят далеко в пределы шельфовых участков, откуда он перемещается либо периодическими мутьевыми потоками, либо потоками, более устойчивыми, несущими более грубый материал* и, по-видимому, образующими глубоководные конусы выноса. Направления течения в пределах последних, очевидно, радиально расходятся от вершин конусов [11, 86] (см. также рис. 5-13). Такие течения должны иметь, как правило, поперечную к оси бассейна ориентировку. Вопросы о мутьевых потоках, оползаниях и контролирующем влиянии бортового склона рассмотрены Уолкером [118]. По поводу интерпретации систем палеотечений, реконструируемых по данным подошвенных знаков, мы отсылаем читателя к последним монографическим сводкам [62, 5, 6, 21].

Структура и палеотечения

Ориентировка линейных элементов в породе обусловливает ориентированность ее структуры, и, если они определяются течением, то структура представляет собой критерий для определения его направления. Хотя уже давно известно, что при наличии плоской или дискообразной гальки в результате деятельности потока часто образуется черепитчатая структура,— этот факт практически не использовался при картировании систем течения. В последние годы структура галечников, в особенности ледниковых, изучалась весьма тщательно и использовалась для определения направления потоков. Понятия об осадочной структуре, симметрии и типах осадочных структур в связи с

* Автор употребляет здесь термин «зерновой поток» (grain flow) в отличие от мутьевого потока (turbidity flow). — Прим. перев.

вопросом о соотношении между структурой и осадкообразующими течениями изложены в гл. 3. Здесь же мы рассматриваем проблемы картирования и интерпретации осадочных структур.

Систематическое картирование осадочных структур производилось весьма редко. Большинство опубликованных карт палеотечений, базирующихся на структуре, составлены для ледниковых, главным образом плейстоценовых, отложений (рис. 14-3). Сюда относятся исследования Вирккала в Финляндии [117], Уэста и Доннера в Юго-Восточной Англии [121]. Одним из немногих исследований доплейстоценовых ледниковых отложений является работа Линдсея [65], закартировавшего ориентировку продолговатых галек докембрийской формации Гуаганда в Канаде. Еще меньше исследований посвящено ориентировке песчаных зерен в тиллях. В качестве исключения можно назвать работу Зиферта [107], который провел картирование зернистой структуры тиллей северной части ФРГ. Во всех перечисленных работах отмечалось, что длинные оси моренных валунов и песчаных зерен параллельны направлению течения ледника.

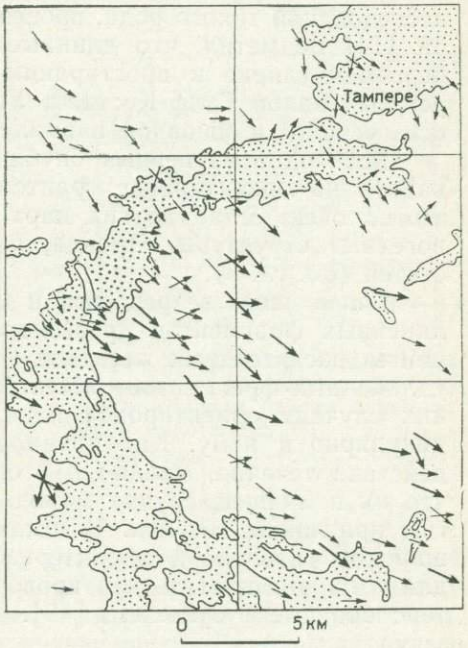


Рис. 14-3. Структура и штриховка тиллей в районе Тампере, Финляндия. По [117] с упрощением

Известно очень мало примеров картирования песчаной или гравийной структуры неледниковых отложений. Возможно, это объясняется тем, что направление палеотечения легче определить по другим его признакам, таким, как, например, косая слоистость.

Наиболее значительная работа по картированию зернистой структуры была проведена Копштейном [46] для кембрийских отложений Харлех-Доум в Уэльсе. Копштейн считал, что зернистая структура является первичной структурой осадконакопления, хотя другие исследователи тех же пород [2[не разделяют этой точки зрения. При исследовании отложений, смятых в складки, следует проявлять осторожность, поскольку ориентировка зерен здесь может быть вызвана деформацией. При благоприятных условиях можно выделить влияние тектонической ориентировки и воссоздать первичную осадочную структуру [22]. Картирование ориентировки длинных осей эоценовых калькаренитов в некоторых районах Италии, проведенное Сестини [105], позволило установить в них систему палеотечений. Эти отложения и ориентировка в них зерен связываются с мутьевыми потоками. Сестини удалось реконструировать систему палеотечений и установить источник сноса карбонатного обломочного материала. В Англии, в графстве Девоншир, картирование черепитчатой структуры галек в фангломератах Нью-Ред Сэндстоун проводилось Лемингом [64].

Осадочная структура, если бы ее можно было легко и уверенно определять, могла бы стать наиболее полезным критерием для опре-

деления ориентировки песчаных тел по данным изучения керна в скважинах, где другие ориентировочные признаки отсутствуют либо трудно распознаваемы. Совершенно очевидно, что для использования структуры в этих целях необходимо знать ее соотношение с геометрией песчаного тела в целом, а также располагать данными об ориентированности керна.

Многие исследователи изучали связь между ориентацией песчинок или галек с направлением потока, однако мало кто пытался установить зависимость между ориентацией зерен и геометрией песчаного тела в целом путем наблюдений или замеров. Известны несколько исследований такого рода, проведенных для современных осадков. Керри [14] подметил, что длинные оси кварцевых зерен ориентированы перпендикулярно к простиранию некоторых пляжевых отмелей и береговых валов Галф-Коста, а Уэндлер [120] установил, что длинные оси песчинок в основном параллельны направлению течения.

Хотя одна из первых опубликованных карт палеотечений основывалась на ориентировке граптолитов в глинистых сланцах [94], известно очень мало других карт, отражающих ориентированные органогенные структуры. Правда, на эту тему написано довольно много статей (см. гл. 3).

Более часто встречается и используется отчетливая ориентировка линейных фрагментов древесного угля. Это углефицированные фрагменты растительных остатков — вытянутых листьев, стеблей и других удлиненных фрагментов растений. К сожалению, такой материал в одних случаях ориентирован параллельно течению, в других — перпендикулярно к нему. Как правило, скелетные текстуры, отражающие действие течения, являются столь рассеянными или спорадическими, что их в лучшем случае можно использовать как дополнение к другим признакам течения. В исключительных случаях они могут иметь широкое развитие и характеризоваться достаточной выдержанностью для того, чтобы стать картировочным признаком, как, например, веретенообразные фузулиниды [45].

Скалярные свойства и палеотечения

Теоретически любое скалярное свойство, систематически меняющееся в направлении течения, может быть использовано для определения этого направления. Однако в противоположность ориентированным признакам здесь недостаточно произвести наблюдения только над одним обнажением. Следует собрать данные, как минимум, из трех, не лежащих на одной прямой, точек наблюдения. К скалярным свойствам, обнаруживающим систематические изменения, относятся размеры и окатанность обломочного материала. Наиболее явно реагируют на условия транспортировки галька и валуны речек, для которых отмечается последовательное уменьшение размера и увеличение степени окатанности вниз по течению.

Уменьшение размера обломков вниз по течению

Несмотря на наблюдаемую обычно тенденцию кластических элементов к уменьшению их размеров вниз по течению, полевые замеры таких изменений проводятся сравнительно редко. Вероятно, первый, кто документировал размеры обломков и изучал их связь с расстоянием транспортировки и профилем реки, был Штернберг [111], статьи которого часто цитируют, но редко читают.

Он замерял максимальные и средние размеры гальки в русле Рейна вниз по течению от Базеля на расстоянии около 260 км. Штернберг не только наблюдал уменьшение размера гальки вниз по течению, но и пришел к выводу, что это уменьшение пропорционально массе гальки в воде и расстоянию транспортировки. Это правило является, по-видимому, наилучшим выражением наших знаний по этому предмету на сегодняшний день и согласуется с результатами многих, хотя и не всех, полевых наблюдений. Оно справедливо для намывных галечников, но не для галечников в эрозионных руслах. Закон Штернберга может быть выражен в экспоненциальном виде с отрицательным показателем степени: $W = W_0\ d^{-aS}$, где W — масса гальки на каком-то расстоянии S, W_0 — первоначальная масса гальки; a — коэффициент уменьшения гальки. Это уравнение остается также справедливым, если размер выразить через диаметр, а не через массу (см. рис. 3-14).

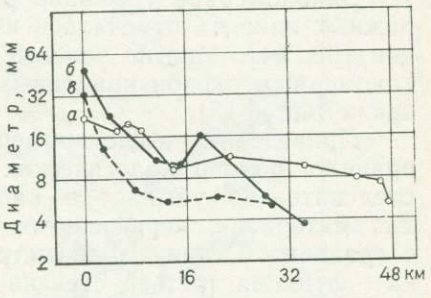


Рис. 14-4. Зависимость среднего размера зерен от расстояния транспортировки в ручьях района Блэк-Хилс, Южная Дакота. По [83].

а — ручей Рэпид; *б* — ручей Бэар-Батт; *в* — ручей Батл-Крик

Изучение других рек показывает, что размер галек действительно убывает по экспоненте. Это, по-видимому, справедливо для галек р. Мур в Австрии [28] и для крупнейших валунов р. Арройо-Секо в Калифорнии [48]. В 1933 г. Шоклич [99] обобщил большую часть имевшихся в то время в Европе данных о связи размера обломков с расстоянием транспортировки. Пламли [83], производивший замеры изменения размеров галек вниз по течению трех ручьев в районе Блэк-Хилс, в Южной Дакоте, отмечал, что в этом направлении наблюдается уменьшение как уклона ручьев, так и размера галек (рис. 14-4). Хотя это уменьшение было наиболее интенсивным в верховьях ручьев и замедленным в их нижнем течении, так же как и на Рейне, оно не подчинялось закону Штернберга. Аналогичные наблюдения были сделаны Хэком [31] для ручьев в штатах Вирджиния и Мэриленд. Быстрое уменьшение размера валунов (от 1,5 до 0,5 м на протяжении 11,3 км) отмечалось для паводковых галечников в реках Арройо-Секо [48] и Рубикон [104] в Калифорнии. Десятикратное уменьшение диаметра галек при расстоянии транспортировки 26 км установлено для грубого галечника р. Кник на Аляске [7]. Максимальный размер гранитных валунов в р. Дунаец, в Польше, уменьшается на расстоянии 250 км от 1 м до 10 см [114].

В отложениях современных аллювиальных конусов выноса также наблюдается быстрое уменьшение размера обломков от вершин этих конусов к периферии [4, 3, 16]. Обычно это уменьшение размера резче, чем в реках, за исключением галечников, отложенных катастрофическими наводнениями, селевыми потоками и т. д. Убывание размера часто, но не всегда является экспоненциальным (см. рис. 15-7).

Аналогичным образом уменьшение как средних, так и максимальных размеров галек отмечается и для древних аллювиальных отложений [98, 84] (см. рис. 14-1). Систематическое убывание размера гальки по мере удаления от источника сноса отмечалось также и для древних палеозойских конгломератов [76, 125, 70], для молассовых

конгломератов Баварии [27] и для докембрийских фангломератов [34] (см. также рис. 14-5).

Менее хорошо изучены изменения размеров зерен вниз по течению рек, несущих преимущественно песок. Пески р. Миссисипи обнаруживают заметное уменьшение зерен вниз по течению [95]; то же отмечается и для песков р. Тессин [10]. В обоих случаях скорость уменьшения размера зерен меняется в широких пределах от одной точки наблюдения к другой, поскольку отбор образцов производился недостаточно систематически, а для р. Тессин отмечаются случаи укрупнения зернистости, коррелируемые с участками резкого увеличения крутизны профиля реки.

Закономерное убывание размера в направлении течения в прибрежных наносах отмечалось как для галечников [55], так и для песков [69, 84]. Многие эоловые отложения также характеризуются закономерным экспоненциальным убыванием размера зерен [113] (см. также рис. 9-13).

Приведенные выше примеры с очевидностью показывают, что, как правило, размер кластических элементов, переносимых течением, последовательно убывает в направлении перемещения. Очевидно, что для материала, переносимого реками, такое убывание тесно связано с градиентом, причем диаметр обломков донной части твердого стока — функция третьей степени градиента или уклона [99]. Если градиент убывает по экспоненте, таким же образом убывает размер. Однако, как было указано Пламли, на уменьшение размера влияют и другие факторы, например средний дебит реки, прочность материала и др. Эти факторы, обусловливающие уменьшение размера зерен, еще недостаточно изучены. История исследований зависимости уменьшения размера гальки от расстояния транспортировки и попыток выделить наиболее важные причины изложена в работах Лелявского [65], Шейдеггера [96] и особенно полно — Хамберта [41].

Одно время убывание размера кластических элементов вниз по течению связывалось главным образом с абразией или другими процессами. Однако ни в коем случае нельзя приписывать наблюдаемое уменьшение размера зерен, даже в речных гравийных образованиях, исключительно одной абразии. Как отмечено Бэррелом [1], эксперименты Добри показали, что гранитные обломки теряют вследствие абразии от 0,001 до 0,004 своей массы на 1 км расстояния транспортировки, однако высшая степень износа составляет лишь 0,4 от той, которая, по данным Штернберга, свойственна галечникам Рейна, если устойчивость этих галек к износу принимается в среднем такой же, как у гранита. Такой результат является неожиданным, поскольку можно было предполагать, что в лабораторных условиях породы изнашиваются в большей степени, чем в природных. Поэтому Бэррел полагал, что в реках должны существовать условия, вызывающие избыточный износ галек в процессе их перемещения вниз по течению. Предполагаемая причина такого изнашивания связывалась с «водным истиранием» гальки значительными массами песка, проносимого мимо. Этот механизм предполагал также Руби [93] для того, чтобы объяснить быстрое исчезновение гальки и валунов, приносимых в р. Миссисипи ее многочисленными притоками, размывающими плейстоценовые галечники. Кюнен [58] показал, однако, что этот механизм не является важным фактором для обломков меньшего размера, чем валуны. Бредли, Фанешток и Роувкамп [7] считали, что заметное убывание размера вниз по течению р. Кник в Аляске является результатом се-

лективного процесса. Галечник р. Кник при его искусственной абразии (в лабораторных условиях) в кольцевом канале снижал размер зерен на 8% за каждые 25 км транспортировки, тогда как в природных условиях, в реке, за тот же путь перемещения отмечалось убывание размера на 90%. Следовательно, убывание размера объясняется сортировкой.

Подводя итог, можно сказать, что размер гальки или другого обломочного материала уменьшается вниз по течению; это уменьшение в различных ситуациях варьирует в широких пределах и лишь

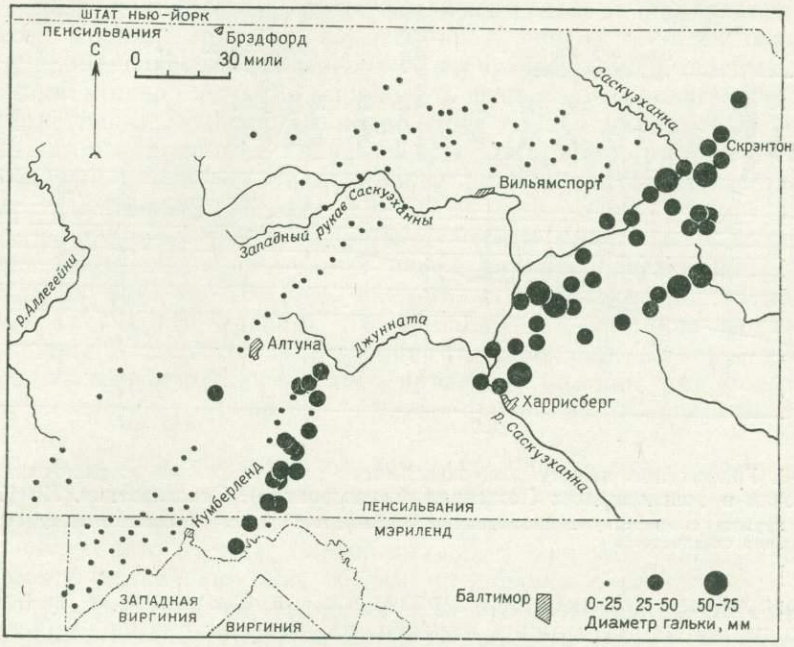


Рис. 14-5. Максимальный размер гальки в формации Поконо (миссисипий) в Центральных Аппалачах. По [76]

в очень малой степени является результатом абразии или других процессов, снижающих размер гальки. Тем не менее такое уменьшение размера — показатель направления транспортировки и может быть использовано с известным ограничением для определения расстояния транспортировки при условии, что можно определить первоначальный размер обломков и что убывание размера в существенной степени подчиняется закону Штернберга. Если эти условия соблюдены, картирование размера обломков в конгломератах, в особенности максимального размера, является эффективным средством анализа палеотечений. Обычно бывает очень трудно определить средний размер гальки в галечниках и конгломератах в каком-то одном определенном месте. Для этого необходим отбор образцов по всему руслу в вертикальном и горизонтальном сечениях, а, поскольку это обычно невозможно, средний размер может быть использован лишь в очень редких случаях. Однако максимальный размер гальки обычно находится в некотором соотношении со средним (см. рис. 6-5). Следовательно, во флювиальных галечниковых отложениях максимальный размер гальки может быть без особого труда замерен и закартирован. Обычно пласты наи-

более грубых конгломератов характеризуются наибольшей мощностью в разрезе и, следовательно, их присутствие в обнажении вероятнее, чем пропластков с меньшей зернистостью. На практике замеряются 10 крупнейших галек, выбранных из наиболее мощных пластов конгломератов, и по ним берется средняя величина. Использование 10 измерений дает более стабильную оценку максимального размера. Отличные примеры применения такой методики анализа палеотечений приведены в статьях [24, 82, 98, 76, 124, 71 и др.] (см. также рис. 14-1, *а* и 14-5).

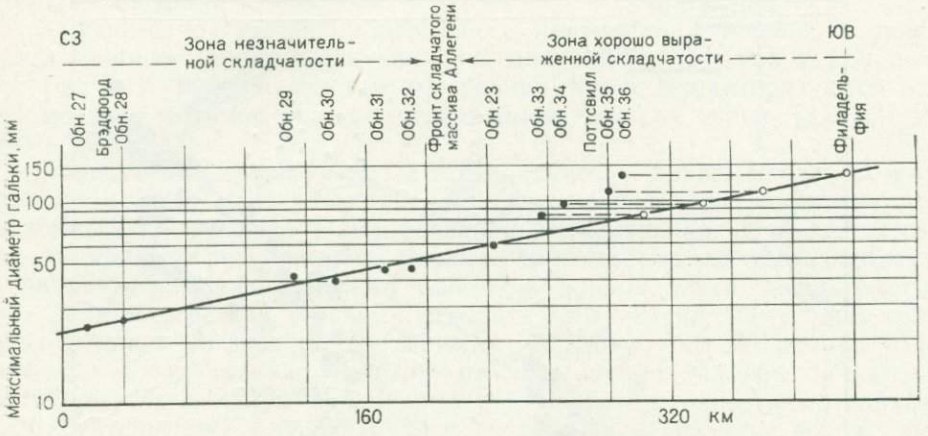


Рис. 14-6. График логарифмической зависимости размера гальки от расстояния транспортировки в конгломератах Поттсвилл (пенсильваний), Пенсильвания. По [76].
Залитые кружки соответствуют наблюденным данным; незалитые — предполагаемому положению до проявления складчатости

Логарифмы максимальных размеров, определенные в нескольких точках наблюдения, можно нанести на график размер — расстояние (расстояния должны быть скорректированы на растяжение или сжатие в складчатых или дизъюнктивно нарушенных толщах). Если изменения размера подчиняются экспоненциальному закону, то нанесенные точки окажутся на прямой линии (см. рис. 3-14). Если исследователь постулирует (на разумном основании) первоначальный размер, то он может оценить расстояние до ближайшей точки, откуда мог сноситься обломочный материал. Она принадлежит к границе бассейна, т. е. к линии между площадью эрозии и площадью седиментации, иногда именуемой «линией водопадов»* (рис. 14-6).

Окатанность, форма зерен и палеотечения

Как отмечалось в гл. 3, окатанность галек возрастает с увеличением расстояния транспортировки. Наиболее быстро окатанность возрастает в начале пути, последующие изменения происходят медленнее, до тех пор, пока не будет достигнута предельная степень окатанности, которая либо вообще больше не меняется, либо в лучшем случае увеличивается весьма медленно. В большинстве современных рек на-

* «Линия водопадов» — линия, соединяющая водопады на реках и отмечающая пункты резкого спуска рек с нагорий на низменность. — Прим. ред.

чальное интенсивное окатывание происходит лишь на первых немногих километрах пути; это расстояние для некоторых галек карбонатных пород не превышает 15 км [83] даже в мелких быстрых реках. Даже жильный кварц или кварцит, которые окатываются весьма медленно, достигают высокой степени окатанности на расстоянии менее 100 км. Следовательно, угловатые обломки в галечнике могут быть найдены лишь в непосредственной близости от скального обнажения, послужившего источником их сноса. Поэтому замеры и картирование окатанности гальки нельзя считать эффективным средством для определения как направления, так и расстояния транспортировки, за исключением тех случаев, когда мы имеем дело с наиболее проксимальными (приближенными к источникам сноса) из всех осадков — аллювиальными конусами выноса. Теоретически направление транспортировки можно было бы определять путем картирования числовых характеристик окатанности и проведения перпендикуляров к линиям, соединяющим одинаковые значения (см., например, работу Лейминга [64], который картировал окатанность фангломератов Нью-Рэд Сэндстоун в Девоншире).

Поскольку окатывание кварцевых песков является очень медленным процессом и в современных реках характеризуется ничтожными изменениями вниз по течению, представляется маловероятным, чтобы степень окатанности древних аллювиальных песчаников могла быть использована в качестве индикатора палеотечения. Однако, несмотря на незначительную ценность этого признака, он, как уже отмечалось, все же может быть полезен для распознавания обстановки осадконакопления.

Однажды приобретенная окатанность уже не может быть утрачена, поэтому наблюдаемая в осадках степень окатанности может выражать суммированный эффект нескольких циклов транспортировки, а не только последнего из них; следовательно, в морских условиях окатанность почти не связана или совсем не связана с расстоянием транспортировки. В пляжевых условиях песчаные и галечные отложения, в очень локальных обстановках, могут приобрести весьма хорошую окатанность. Поэтому окатанность как признак имеет весьма ограниченное значение для определения направления или расстояния транспортировки.

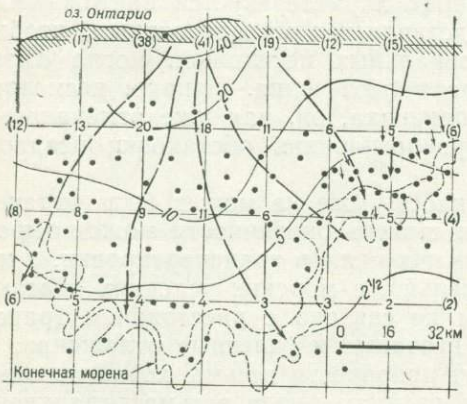
Хотя форма обломков в процессе транспортировки меняется весьма незначительно или вообще не меняется, некоторые изменения ее вниз по течению были все же отмечены и предположительно объясняются сортировкой [4]. Поскольку как окатанность, так и сферичность тесно связаны с размером, уменьшение размера вниз по течению сопровождается уменьшением этих признаков. Поэтому для того, чтобы установить какие-либо независимые изменения этих признаков вниз по течению, необходимо сравнивать между собой обломки одинаковые по размеру (и литологии).

Изменения состава обломков и палеотечения

Обломочный материал, образовавшийся в результате выветривания, не остается в районе своих коренных пород. Он рассеивается, размельчается, перемещается и отлагается в другом районе, местоположение, размеры и очертания которого определяются топографией (или батиметрией) и преобладающей системой течений. Этот материал перемещается вниз по течению и, если система течений относи-

тельно стабильна, имеет тенденцию отлагаться в направлении перемещения от источника сноса. Такая аккумуляция приводит к образованию конусов рассеяния, или «тени рассеяния».

Конусы, или «тени рассеяния», устанавливаются в первую очередь по распределению определенного составляющего компонента. На основании наличия или отсутствия определяющего компонента их можно идентифицировать и картировать. В то же время наблюдениями установлено, что концентрация определяющего компонента убывает вниз по течению по мере того, как этот компонент распространяется на все большую площадь. Вызвано ли это убывание селективными потерями при абразии или оно является следствием «разбавления» вследствие увеличения концентрации других компонентов — для анализа палеотечений не существенно. Важен тот факт, что вниз по течению изменения последовательны. Если эти изменения подчиняются



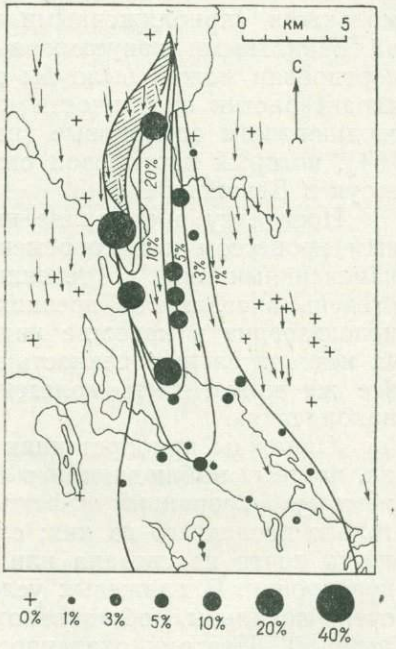


Рис. 14-7. Распределение красно-зеленых песчаников в ледниковых отложениях, западно-центральная часть штата Нью-Йорк. По Холмсу [1952].

Диагональной штриховкой показано схематическое положение зоны обнажений материнских пород; черными кружками — точки наблюдения; цифры в местах пересечения координатных линий — средняя величина для четырех смежных квадратов с центром в данной точке; нормали к горизонталям указывают на направление движения ледника; маленькие стрелки показывают ледниковую штриховку и действительное направление движения

Рис. 14-8. Рассеяние валунов слюдисто-сланцевых пород из района Штальберг, Швеция. По [67].

Направление транспортировки является направлением движения ледника, прослеживаемого по штриховке (стрелки); количественные характеристики валунов, по Н. Х. Магнусону

какой-то закономерности, можно оценить как расстояние до коренного обнажения, так и направление, в котором оно расположено.

Эта концепция особенно хорошо иллюстрируется отложениями континентального ледникового покрова. По мере того, как ледник перемещается над различными коренными породами, переносимые наносы последовательно изменяются из-за обогащения новым материалом. В результате содержание какого-либо специфического компонента быстро уменьшается по мере удаления от области его сноса. С другой стороны, наибольшей концентрацией в той или иной точке развития

ледниковых отложений характеризуются компоненты местного происхождения. Тщательный анализ состава наносов в различных точках наблюдения может позволить установить направление, в котором перемещался ледник и оценить расстояние до обнажений, питающих его характерными компонентами (рис. 14-7).

Особый случай проявления этой закономерности представляют моренные гряды с концентрацией валунов, имеющих специфический источник сноса. Такие валуны распределяются в «теневой зоне» источника сноса и образуют наиболее мощные скопления в непосредственной близости от края этого обнажения (рис. 14-8). Как показано

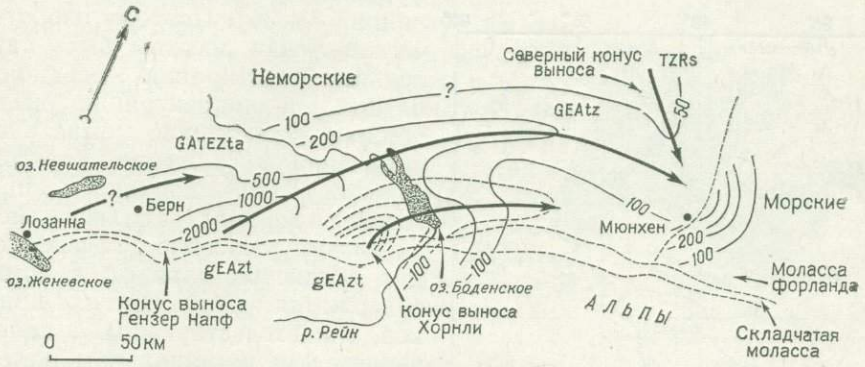


Рис. 14-9. Система палеотечений и минеральные провинции, выделенные на основании тяжелых минералов в нижней пресноводной молассе (аквитанский ярус) к северу от Альп. По [25].

E — эпидот; G — гранат; A — апатит; T — турмалин; Z — циркон; S — ставролит. Прописные буквы указывают более обильное распространение; строчные — менее обильное распространение

Крамбейном [47], концентрация валунов на единицу площади убывает по экспоненте по мере удаления от источника сноса. Опубликованные Лундквистом [67] карты концентрации галек (для небольших единиц объема пород или для образца) показывают быстрое ее убывание с удалением от источника сноса; весьма возможно, что оно происходит также по экспоненте. Характер распределения и рассеяния компонентов из ограниченных по площади или точечных источников сноса в результате движения ледника с успехом использовался при поисках рудных тел, не выявляемых другими методами [29, 18]. Более подробные сведения о моренных грядах можно почерпнуть в работах Поттера, Петтиджона [86] и Флинта [23].

Выделение и картирование аналогичных конусов рассеяния в неледниковых отложениях являются более трудным делом. Наиболее изучены конусы рассеяния в песчаниках, определяемые по набору тяжелых минералов. Исследование Фюхтбауэра [25], посвященное конусам рассеяния в песках хаттского яруса (олигоцен), слагающих молассу альпийского форланда,— яркий пример эффективного использования набора тяжелых минералов для трассирования перемещения осадков (рис. 14-9). Распределение характерных ассоциаций тяжелых минералов позволило выделить локальные минеральные провинции, отражающие определенную систему рассеяния. Эта система рассеяния связана с серией аллювиальных конусов выноса, образовавшихся вдоль фронта новообразованной альпийской горной цепи. Подобным образом, но в более широком масштабе можно трассировать системы

рассеяния в морских песках, отлагающихся в настоящее время в Мексиканском заливе (рис. 14-10).

В связи с необходимостью огромных затрат труда изменения состава мало используются для картирования палеотечений, которое значительно быстрее осуществляется с помощью менее трудоемких методов. Однако минералогический анализ дает нам и другую важную информацию, в особенности о питающих провинциях.

В качестве особого случая характеристики состава можно рассматривать содержание пыльцы, выраженное в количестве зерен, приходящихся на 1 г осадка. Высказано предположение, что оно является функцией расстояния от береговой линии [35, 36]. Поэтому изоботанические линии должны быть параллельны простиранию осадконакопления, а концентрация пыльцы должна закономерно убывать в направлении погружения берегового склона. Такой подход к палеогеографическому анализу может оказаться особенно эффективным для глинистых сланцев, в которых содержится мало других признаков, свидетельствующих о палеотечениях или региональном палеонаклоне. Однако о результатах подобных исследований опубликовано мало работ.

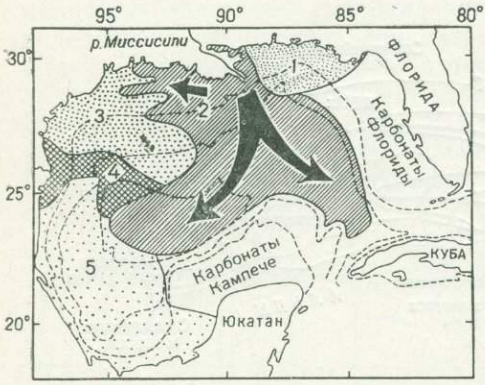


Рис. 14-10. Главные провинции тяжелых минералов, предполагаемое распределение осадков Миссисипи по площади и главные направления рассеяния осадков в Мексиканском заливе. Карта составлена по данным различных источников Дэвисом и Муром [1970. Journ. Sed. Petrology, v. 40].

1 — Восточно-Галфская провинция; *2* — Миссисипская провинция; *3* — Центрально-Техасская провинция; *4* — провинция Рио-Гранде; *5* — Мексиканская провинция

Скалярные свойства осадков и характеристики их состава имеют свои преимущества и недостатки по сравнению с ориентированными признаками. Существенная информация может быть получена при анализе неориентированного керна и даже шлама из буровых скважин, тогда как ориентированные признаки должны изучаться в обнажении или в лучшем случае в ориентированном керне. С другой стороны, на основании скалярных признаков нельзя сделать вывод о направлении потока по данным одного обнажения или одного керна; здесь требуется большое число замеров во многих точках. В противоположность этому ориентированные признаки, например косая слоистость, позволяют установить направление течения в данной точке.

Мощность пласта, изопахиты и палеотечения

Геологи считают целесообразным составление карт, изображающих мощность изучаемых отложений. Такие карты изопахит обычно составляются для крупных стратиграфических единиц — формаций или групп формаций. Они отражают в изолиниях мощность отложений, замеренную во многих точках наблюдения, включая как скважины, так и обнажения. Изопахиты являются линиями, соединяющими значения равной мощности, выражаемые обычно в футах или метрах.

Выводы о палеотечениях, которые можно сделать на основании таких карт, довольно ограниченны. С другой стороны, можно ожидать, что изменения мощности одного слоя кластических пород, такого, как, например, ледниковые ленточные глины, пепловый слой, лёссовый покров или турбидиты с градационной слоистостью, покажут закономерное уменьшение мощности в направлении палеотечения. Эти изменения мощности тесно связаны с убыванием размера зерен: и те и другие подчиняются экспоненциальному закону. Лишь в немногих случаях эта связь может быть подкреплена фактическими данными полевых наблюдений, однако теоретические расчеты позволяют считать, что дело обстоит именно так [88, 97]. Наилучшими примерами этого положения являются, вероятно, отложения пеплопадов [113] (см. также рис. 14-11) и ледниковые ленточные глины [15]. Эти весьма специфические случаи — примеры эффективного использования метода мощностей в качестве «ключа» к пониманию палеогеографии.

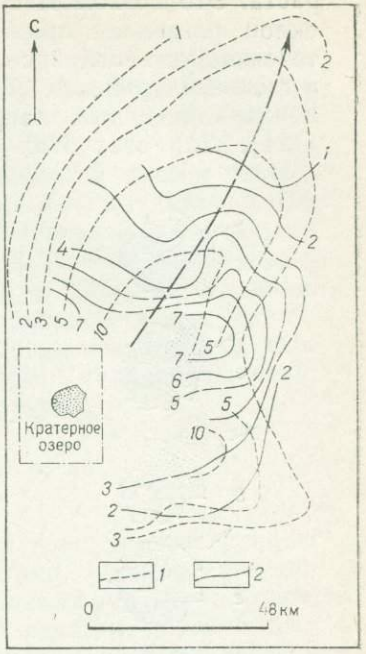


Рис. 14-11. Карта изопахит, показывающая сокращение мощности пеплового слоя по мере удаления от кратера вулкана. По Итону [1964, Journ. Geol., v. 72].

1 — мощность слоя в футах; *2* — размер зерен (в мм)

Обычно региональные картины распределения мощностей кластических пород в пределах бассейна сами по себе не являются надежным критерием оценки палеотечений. Такие карты имеют другую ценность, полностью оправдывающую их составление. В некоторых случаях общая мощность в действительности сокращается по мере удаления от источника сноса. В частности, это справедливо для скоплений грубого материала типа конусов выноса, расположенных вдоль борта бассейна. В других случаях изменения мощности являются лишь мерой оценки прогибания, например увеличение мощности пачки третичных кластических пород на побережье Мексиканского залива в сторону моря. Возможен и третий случай, когда изменения мощности не связаны с историей осадконакопления, а отражают лишь результат эрозии полного наклоненных слоев.

Палеотечения и геологическое время

Одним из наиболее удивительных результатов анализа палеотечений является вывод о стабильности, или устойчивости, определенной системы палеотечений во времени. Косая слоистость в серии мойн в Шотландии мощностью 3660 м обладает столь постоянной ориентировкой, что сэр Эдвард Бейли описал ее как «наиболее удивительный феномен», характеризующий эту толщу [123]. Аналогичные наблюдения были сделаны и в других районах. Так, не отмечается существенных изменений в ориентировке косой слоистости в кварцитах Лоррейн — докембрийской формации мощностью около 2135 м [79]. Пеллетье (76) показал, что в штатах Пенсильвания и Мэриленд направление течения в общем постоянно в породах от верхнедевонского (формация Катскилл) до пенсильванского (формация Поттсвилл) воз-

раста. Это позволяет считать, что в течение 150—200 млн. лет палеосклон оставался практически постоянным. Более того, направление течения, установленное для верхнеордовикских (Болд-Игл и Освего) и нижнесилурийских (Тускарора) песчаников в этом же регионе, было почти идентичным направлению палеотечения в позднем палеозое [124]. Для всех этих формаций направление транспортировки было

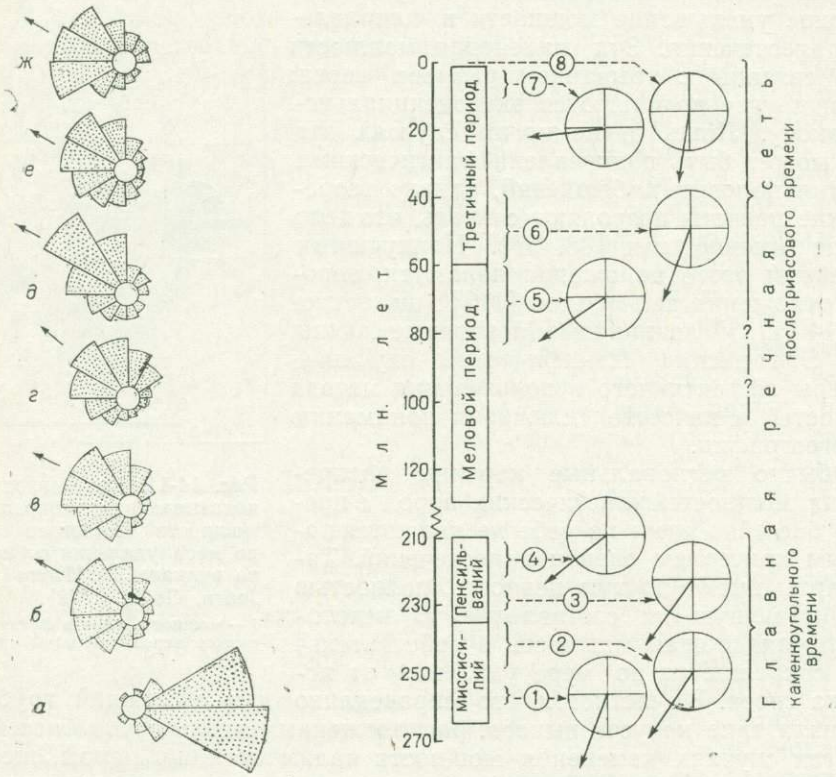


Рис. 14-12. Распределение азимутов косой слоистости в Центрально-Аппалачском районе. По [80].

а — формация Уэвертон (кембрий) — 136 замеров, средний азимут 100° — по [121]; *б* — формация Болд-Игл (Освего) — 59 точек наблюдения, 1792 замера, средний азимут 300° — по [123]; *в* — формация Джуниата — 76 точек наблюдения, 2254 замера, средний азимут 299° — по [123]; *г* — формация Тускарора (силур) — 6753 замера, средний азимут 322° — по [123]; *д* — формация Катскилл (верхний девон) — 13 точек наблюдения, 194 замера, средний азимут 304°; *е* — формация Поконо — 227 точек наблюдения, 4968 замеров, средний азимут 290° — по [75]; *ж* — формации Мауч-Чанк (миссисипий) и Поттсвилл — 12 точек наблюдения, 181 замер, средний азимут 295° — по [75]

Рис. 14-13. Направление транспортировки и масштаб времени постдевонских песчаников Иллинойского и Верхнемиссисипского бассейнов. По [87].

1 — борденское время; 2 — честерское время; 3 — кейсвилл-мэнсфильдское время; 4 — позднепенсильванское время; 5 — поздний мел; 6 — эоцен; 7 — плиоцен; 8 — современный вынос р. Миссисипи.

перпендикулярно к современному тектоническому простиранию (рис. 14-12). Пожалуй, о наиболее значительной инверсии наклона свидетельствует направление транспортировки в нижнекембрийских формациях Уэвертон в штате Мэриленд [122] и Антьетэм, которое, повидимому, было диаметрально противоположным по отношению к направлению течения во всех остальных формациях Центрально-Аппалачского района, т. е. ориентированным на восток.

Поттер и Прайор [87] отмечают замечательно стабильную и устойчивую систему транспортировки в песчаниках верховьев р. Миссисипи, охватывающих по возрасту интервал от раннего палеозоя до третичной эры. Главное направление транспортировки всех формаций этой толщи лишь незначительно отличается от современного (рис. 14-13).

В заключение следует сказать, что стабильность систем палеотечений на протяжении весьма длительного времени свидетельствует о существовании стабильных тектонических элементов с устойчивыми региональными наклонами, которые в течение долгих периодов контролировали процессы эрозии, транспортировки и осадконакопления. Однако в других районах, в особенности в мобильных зонах, характеризующихся наличием внутренних кратковременных источников сноса типа внутригеосинклинальных или приразломных гряд поднятий, системы транспортировки менее устойчивы во времени.

Палеотечения и анализ бассейна

Изучение бассейна осадконакопления включает реконструкцию самого бассейна, уточнение положения его границ, установление области или региона сноса, поставляющего осадочный материал, определение положения береговой линии, если это отчасти морской бассейн, и определение соотношения его структурной и батиметрической осей.

Проблема определения границ бассейна уже обсуждалась в разделе этой главы, посвященном расстоянию транспортировки и понятию «линии водопадов». Эта проблема может быть в известном приближении решена, если максимальный размер обломков убывает в направлении течения и это уменьшение подчиняется определенной закономерности, например закону Штернберга. Во многих случаях прослеживание этих изменений позволило фиксировать верхний по течению край бассейна. Предполагается, что «линия водопадов», установленная таким образом, параллельна простиранию осадконакопления, которое в Центрально-Аппалачском районе параллельно тектоническому простиранию и намечается по ориентировке осей складок и простиранию изопахит.

Принято считать,что область сноса лежит в направлении, противоположном течению. Однако в морских условиях течение может быть литоральным; в этом случае положение области сноса неопределимо. Однако однообразная, развитая на большой территории, система признаков течения не может быть результатом «причуд» береговых течений; в этом случае направление, противоположное течению, должно быть также направлением к источнику сноса. В аллювиальных отложениях теоретически возможно, используя только данные о размере частиц, получить кривую, приблизительно соответствующую профилю реки [31]. Если это так, то можно оценить превышение по профилю, действительный наклон палеосклона и, вероятно, высоту водораздела, а также произвести некоторые реконструкции области сноса в пределах палеосуши.

Многие бассейны осадконакопления представляют собой полуграбены [119] и заполнены осадками асимметрично. Удаленный от источника сноса край такого бассейна, который, возможно, смещался во времени, трудно установить, тогда как граница бассейна, примы-

кающая к источнику сноса, является «линией водопадов» и фиксируется четко, как было указано выше. «Полярность» седиментационных трогов — одна из наиболее характерных их черт.

Кюнен [60] привлек внимание к продольному заполнению геосинклинальных депрессий, как древних, так и современных. Опыт, накопленный в центральной части Аппалачского бассейна, показал, что поперечным поступлением материала характеризуются в основном аллювиальные скопления [71], которые составляют бóльшую часть кластического выполнения. Ордовикские турбидиты формации Мартинсбург, однако, обнаруживают признаки не только поперечных, но и продольных течений [63]. Эти течения ориентированы в основ-



Рис. 14-14. Палеогеография времени Поконо. По [76].

Точками покрыты районы, где содержание песков более чем вдвое превышает содержание глин. *1* — источник сноса; *2* — палеотечения (средние азимуты косой слоистости); *3* — максимальный размер обломков (мм); *4* — граница распространения аллювиальных отложений

ном почти вдоль оси бассейна, но местами фиксируются резкие отклонения в виде направлений, радиально расходящихся из вершин мутьевых конусов выноса, питаемых за счет бокового поступления материала. Или же, возможно, боковые, поперечные течения преобразуются в продольный поток по достижении ими осевой части трога.

Береговая линия — это нулевая линия палеосклона; следовательно, она параллельна седиментационному простиранию и простиранию палеосклона. Истинное ее положение трудно фиксировать [37], поэтому наиболее надежным критерием является содержание фауны в слоях. Береговая линия должна лежать выше последнего местонахождения несомненно морской фауны. Будучи установлена в одной точке, береговая линия трассируется по простиранию осадконакопления. Согласно определению, это нулевая линия палеосклона, перпендикулярная к направлению палеотечений. В Центрально-Аппалачском районе она параллельна фациальным границам и изопахитам (рис. 14-14).

Ось бассейна осадконакопления может быть либо структурной, либо батиметрической осью. Структурная ось — это линия максимального прогибания, а следовательно, линия наибольшей мощности осадочного заполнения: ее положение можно определить по карте изопахит. Батиметрическая ось — это линия, характеризующая наибольшую глубину моря. Структурная и батиметрическая оси могут совпадать, но могут иметь и разное положение. Для миссисипской форма-

ции Поконо в Центрально-Аппалачском районе наибольшая мощность установлена вблизи обнажений этой формации, с небольшим смещением к востоку, что соответствует прибрежной равнине времени Поконо. Поскольку береговая линия Поконского бассейна проходила в Западной Пенсильвании, наиболее глубоководная часть палеобассейна должна находиться к западу от этой линии, где-то в штате Огайо.

Собрав всевозможные данные о кластической формации, такой, как Поконо, и нанеся наиболее существенные из них на карту, можно осуществить их законченный палеогеографический синтез. Пример такого синтеза показан на рис. 14-14.

Фациальные карты и палеогеография

Фация осадочных пород — это аспект или характерная особенность осадка в пределах пласта одного и того же возраста. Мур [73] предлагал рассматривать фацию как часть определенного комплекса пород, ограниченную по площади и отличающуюся по своим физико-органическим характеристикам от остальной части или от остальных частей данного комплекса.

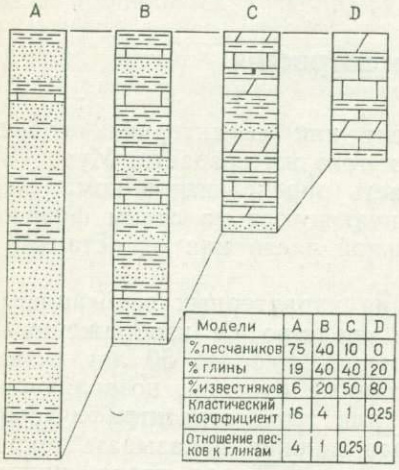
Поскольку фация отражает изменения характерных особенностей по площади, то наиболее эффективное средство ее изображения — карта. Хотя фациальные карты составлялись и более 50 лет назад, сегодня для их построения требуются данные бурения, позволяющие получить трехмерные изображения той или иной стратиграфической единицы. Региональная фациальная карта должна показывать широкие региональные литологические соотношения. Такая карта, например, должна показывать, что данная стратиграфическая единица, сложенная глинистыми сланцами в одном районе, состоит из смеси глинистых сланцев и известняков — в другом, и, наконец, представлена в основном известняками в прочих районах. Большинство фациальных карт представляют собой то, что мы называем литофациальными картами; они отражают литологические особенности комплекса в большей степени, чем биологические или какие-либо другие.

Для составления таких карт используются как данные исследования обнажений, так и информация о породах, залегающих на больших глубинах, полученная в результате глубокого бурения. Эта информация включает литологическое описание керна, а также данные промысловой геофизики, интерпретация которых дает представление о литологии пород. Первичный материал почти для всех типов фациальных карт — данные о мощности пород, выраженные в футах или метрах. Эти данные линейных замеров могут преобразовываться или сочетаться в различных вариантах, позволяя строить фациальные карты всевозможных типов. Построению и интерпретации фациальных карт уделено большое внимание в геологической литературе. Для ознакомления с основными понятиями и методами мы отсылаем читателя к следующим опубликованным работам [108, 73, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 57] и многим другим.

Карты литофаций можно подразделить на несколько категорий. Одни из них отражают мощности, будь то общая мощность комплекса или мощность отдельных его компонентов (например, суммарная мощность всех его песчаных прослоев). В других случаях можно показывать литологические изменения в процентах (рис. 14-15), напри-

мер процент содержания песков в данной толще. Такие карты отражают изменения какого-либо одного компонента по площади.

На одной карте можно показывать изменения и нескольких компонентов. На многокомпонентных картах показывают соотношения, например, такие как отношение песчаных компонентов к глинистым или кластический коэффициент, отражающий отношение мощности карбонатов к кластическим породам в разрезе. Пропорции между тремя главными литологическими составляющими — песками, глинами и карбонатами (известняками и доломитами) — могут быть изображены с помощью треугольных диаграмм (рис. 14-16), на которых все



Модели	A	B	C	D
% песчаников	75	40	10	0
% глины	19	40	40	20
% известняков	6	20	50	80
Кластический коэффициент	16	4	1	0,25
Отношение песков к глинам	4	1	0,25	0

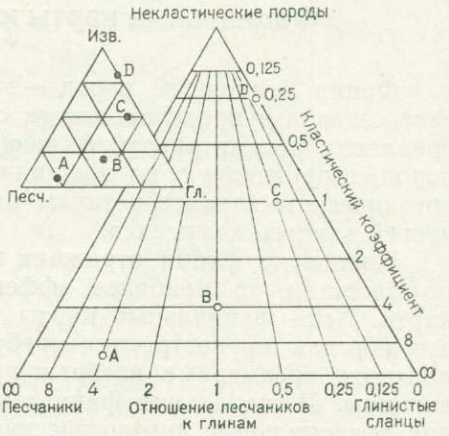


Рис. 14-15. Гипотетические разрезы, показывающие изменения содержания песков, глинистых сланцев и известняков. По [49]

Рис. 14-16. Литофациальный треугольник, показывающий связь кластического коэффициента и отношения пески — глины с обычным 100%-ным треугольником (врезка). По [49].

Точки на треугольниках соответствуют данным, изображенным на рис. 14-15

возможные соотношения группируются в девять классов. Каждый из этих классов можно изобразить на литофациальной карте особым цветом или штриховкой (рис. 14-17). Такая фациальная карта является трехкомпонентной.

Изобретательный исследователь может подобрать великое множество других многокомпонентных параметров, характеризующих аспект, который ему кажется важным. Сюда относятся карты энтропии [78], отражающие меру смешения трех главных типов пород в разрезе, карты коэффициента энтропии, карты фациальных отклонений [52] и различные карты «вертикальной изменчивости» (показывающие количество песчаников, среднюю мощность песчаниковых пластов и другие подобные аспекты). Все они содержат информацию о составе и геометрии составных частей разреза.

Следует еще раз напомнить, что все типы таких карт основаны на данных линейных замеров, данных о мощности пород. Последнее главное, ибо это почти все, что мы можем извлечь из промыслово-геофизических наблюдений, а от них в значительной степени зависит составление литофациальных карт. Конечно, можно наблюдать и кар-

тировать и другие признаки, такие, как углеродный коэффициент, содержание бора и т. п., однако эти данные редко являются доступными. Качество всех карт зависит также от соответствующей плотности точек наблюдения — обычно буровых скважин — и от грамотного проведения изолиний.

Главные недостатки фациальных карт — неадекватность первичного материала и проблема интерпретации. Первичные данные обычно столь малочисленны и редки, что они позволяют обрисовать фациальную картину лишь в общих чертах. Лишь в исключительных случаях точки наблюдения расположены столь близко друг к другу, что

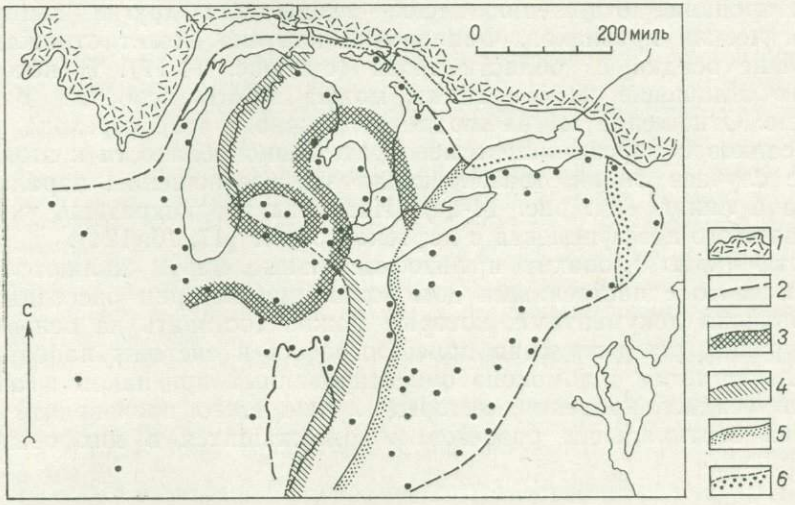


Рис. 14-17. Фациальная карта нижнего силура, район Великих Озер. По Амсдену [1955].

Границы распространения: *1* — докембрия; *2* — силура; *3* — доломитов; *4* — глинистых сланцев (25%); *5* — песков (12,5%); *6* — конгломератов (10%)

по ним можно судить о геометрии отдельного песчаного тела и деталях литологии, необходимых для анализа условий осадконакопления.

Неоднократно предпринимались попытки сформулировать основные принципы интерпретации фациальных карт [50, 58]. Литофациальные карты характеризуют современное распространение по площади стратиграфических единиц, их мощность и в общих чертах литологию. Считается, что такие карты проливают некоторый свет и на геологическую историю, условия осадконакопления и тектоническое положение изучаемого осадка. Соотношения между данными, изображенными на картах, и этими проблемами часто неясны. Интерпретация условий осадконакопления на основе региональных фациальных карт не может быть удовлетворительной, хотя определенные литологические ассоциации, например высокое отношение эвапоритов к карбонатам, позволяют судить о характере среды осадконакопления. Карта изопахит, если ее можно построить в достаточно крупном масштабе и на основании достаточно плотной сети наблюдений, дает настолько четкие представления о геометрии отдельного песчаного тела, что они позволяют распознать дельтовые рукава или островную барьерную форму.

Поскольку на большинстве фациальных карт показаны границы фаций и изопахит, интересно проследить их соотношение. Они могут быть параллельными или различным образом пересекаться [50].

Особенно важно соотношение между фациями и тектонической обстановкой. Положительные структурные элементы обычно являются источниками сноса, поэтому можно ожидать, что фация должна иметь какие-то признаки, связывающие ее с такими приподнятыми участками. В осадках наблюдается тенденция к уменьшению размера зерен по мере удаления от источника сноса. В этом направлении, например, намечается «глинизация» песков, выражающаяся в постепенном переходе их в глины или переслаивании с ними. Следовательно, возможно картирование отношения пески — глины или других измеримых литологических признаков. Фациальная картина может отражать перемещение осадка из области сноса (см. рис. 14-17). В некоторых случаях отношение пески — глины может иметь особенно большое значение. Отношение 1:1 наблюдается обычно в зоне перехода неморских осадков в морские или в непосредственной близости к этой зоне; в ряде случаев линия, трассирующая это соотношение, параллельна береговой линии (см. рис. 14-14). Известны неоднократные указания на связь этого коэффициента с нефтеносностью [17, 76, 124].

Хотя карты изопахит и литофациальные карты являются важными и часто единственными для понимания истории бассейна осадконакопления документами, которые можно составить на основе данных бурения, реконструкция палеогеографии и системы палеотечений легче достигается с помощью ориентированных признаков и анализа условий осадконакопления, который лучше всего производить путем изучения вертикальных разрезов и содержащихся в них осадочных текстур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barrell, J.*, 1925, Marine and terrestrial conglomerates: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 36, pp. 279—342.
2. *Bassett, D. A., and Walton, E. K.*, 1960, The Hell's Mouth Grits: Cambrian greywackes in St. Tidwalls Peninsula, North Wales: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 116, pp. 85—110.
3. *Blissenbach, E.*, 1952, Relation of surface anlge distribution to particle zise distribution on alluvial fans: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 25—28.
4. *Bluck, B. J.*, 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales: Sedimentology, v. 4, pp. 225—245.
5. *Bouma, A. H.*, 1962, Sedimentology of some flysch deposits: Amsterdam, Elsevier, 168 pp.
6. *Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.*, 1964, Turbidites: Developments in sedimentology, v. 3, Amsterdam, Elsevier, 264 pp.
7. *Bradley, W. C., Fahnestock, R. K., and Rowehamp, E. T.*, 1972, Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 1261—1284.
8. *Breti, G. W.*, 1955, Cross-bedding in the Baraboo Quartzite of Wisconsin: Jour. Geol., v. 63, pp. 143—148.
9. *Brinkman, R.*, 1933, Über Kreuzschichtung im deutschen Bundsandsteinbecken: Nachr. Gesell. Wissensch. 24 Göttingen, Math. Phys. Kl. Fachtgrappe IV, no. 32.
10. *Burri, C.*, 1929, Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flüssanden: Schweiz. Min. Pet. Mitt., v. 9, pp. 205—240.
11. *Crowell, J. C.*, 1955, Directional-current structures from the pre-Alpine Flysch, Switzerland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 1351—1384.
12. *Crowell, J. C., Hope, R. A., Kahle, J. E., Ovenshine, A. T., and Sams, R .H.*, 1966, Deep-water sedimentary structures, Pliocene Pico Formation, Santa Paula Creek, Ventura Basin California: California Div. Mines Geol., Spec. Rept. 89, 40 pp.

13. *Cummins, W. A.*, 1959, The Lower Ludlow Grits in Wales: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 2, pp. 168—179.
14. *Curray, J. R.*, 1956, Dimensional grain orientation studies of Recent coastal sands: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2440—2456.
15. *DeGeer, G.*, 1940, Geochronologia suecica, principles, atlas: Kungl. Svenska Vet. Akad. Handl., ser. 3, v. 18, 360 pp.
16. *Denny, C. S.*, 1965, Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 466, 62 pp.
17. *Dickey, P. A., and Rohn, R. E.*, 1955, Facies control of oil occurrence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 2306—2320.
18. *Dreimanis, A.*, 1956, Steep Rock iron ore boulder train: Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 8, pp. 27—70.
19. *Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M., and Kuenen, Ph. H.*, 1959, Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089—1118.
20. *Dzulynski, S., and Radomski, A.*, 1955, Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis: Acta Geol. Polonica, v. 5, pp. 47—66.
21. *Dzulynski, S., and Walton, E. K.*, 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes: Amsterdam, Elsevier, 274 pp.
22. *Elliott, D.*, 1970, Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 2221—2236.
23. *Flint, R. F.*, 1971, Glacial and Quaternary geology: New York, Wiley, 897 pp.
24. *Forche, F.*, 1935, Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen: Mitt. Geol. Staats Inst. Hamburg, v. 15, pp. 15—55.
25. *Füchtbauer, H.*, 1954, Transport und Sedimentation der westlichen Alphenvorlandsmolasse: Heidelberger Beitr. Min. Petrog., v. 4, pp. 26—53.
26. *Füchtbauer, H.*, 1958, Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse: Eclogae Geol. Helvetiae, v. 51, pp. 928—941.
27. *Füchtbauer, H.*, 1967, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: Geol. Rundschau, v. 56, pp. 266—300.
28. *Grabau, A. W.*, 1913, Principles of stratigraphy: New York, Dover, 1185 pp. (reprinted 1960).
29. *Grip, E.*, 1953, Tracing of glacial boulders as an aid to ore prospecting in Sweden: Econ. Geol., v. 48, pp. 715—725.
30. *ten Haaf, E.*, 1959, Graded beds of northern Apennines: Ph. D. thesis, Univ. Groningen, 102 pp.
31. *Hack, J. T.*, 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 294-B, pp. 45—97.
32. *Hall, J.*, 1843, Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System: Assoc. Amer. Geol. Rept., pp. 422—432.
33. *Hamblin, W. K.*, 1958, Cambrian sandstones of northern Michigan: Michigan Geol. Survey Pubc. 51, 149 pp.
34. *Hoffman, P.*, 1969, Protorozoic paleocurrents and depositional historz of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci. v. 6, pp. 441—462.
35. *Hoffmeister, W. S.*, 1954, Microfossil prospecting for petroleum: U. S. Patent Office, no. 2, 686, 108.
36. *Hoffmeister, W. S.*, 1960, Palynology has important role in oil exploration: World Oil, v. 150, pp. 101—104.
37. *Hough, J. L., and Menard, H. W., Jr., eds.*, 1955, Finding ancient shorelines: Soc. Econ. Paleon. Min., Spec. Publ. no. 3, 129 pp.
38. *Howard, J. D.*, 1966, Patterns of sediment dispersal in the Fountain Formation of Colorado: Mountain Geologist, v. 3, pp. 147—153.
39. *Hsu, J. K.*, 1960, Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins, Switzerland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 577—610.
40. *Hubert, J. F.*, 1966, Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks, Girvan, Scotland: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 677—699.
41. *Humbert, F. L.*, 1988, Selection and wear of pebbles on gravel beaches: Ph. D. thesis, Univ. Groningen, 144 pp.
42. *Hyde, J. E.*, 1911, The ripples of the Bedford and Berea formations of central Ohio, with notes on the paleogeography of that epoch: Jour. Geol., v. 19, pp. 257—269.
43. *Jüngst, H.*, 1938, Paläogeographische Auswertung der Kreuzschichtung: Geol. Meere Binnengewässer, v. 2, pp. 229—277.
44. *Kindle, E. M.*, 1917, Recent and fossil ripple mark: Geol. Surv. Canada, Mus. Bull. 25, pp. 1—56.
45. *King, P. B.*, 1948, Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 215, 183 pp.

46. *Kopstein, F. P. H. W.*, 1954, Graded bedding of the Harlech Dome: Ph. D. thesis, Univ. Groningen, 97 pp.

47. *Krumbein, W. C.*, 1937, Sediments and exponential curves: Jour. Geol. v. 45, pp. 577—601.

48. *Krumbein, W. C.*, 1942, Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 53, pp. 1355—1402.

49. *Krumbein, W. C.*, 1948, Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analysis: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 32, pp. 1909—1923.

50. *Krumbein, W. C.*, 1952, Principles of facies map interpretation: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 200—211.

51. *Krumbein, W. C.*, 1954, The tetrahedron as a facies mapping device: Jour. Sed. Petrology, v. 24, pp. 3—19.

52. *Krumbein, W. C.*, 1955, Statistical analysis of facies maps: Jour. Geol., v. 63, pp. 452—470.

53. *Krumbein, W. C.*, 1956, Regional and local components in facies maps: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2163—2194.

54. *Krumbein, W. C.*, 1957, Comparison of percentage and ratio data in facies mapping: Jour. Sed. Petrology, v. 27, pp. 293—297.

55. *Krumbein, W. C., and Griffith, J. S.*, 1938, Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 49, pp. 629—652.

56. *Krumbein, W. C., and Libby, W. G.*, 1957, Application of moments to vertical variability maps of stratigraphic units: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 197—211.

57. *Krumbein, W. C., and Sloss, L. L.*, 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 660 pp.

58. *Kuenen, Ph. H.*, 1955, Experimental abrasion of pebbles. I. Wet sandblasting: Leidse Geol. Meded., v. 20, pp. 142—150.

59. *Kuenen, Ph. H.*, 1957a, Sole markings of graded graywacke beds: Jour. Geol., v. 65, pp. 231—258.

60. *Kuenen, Phy, H.*, 1957b, Longitudinal filling of oblong sedimentary basins: Verhandl. Konink. Ned. Geol., Mijn. Genootsch., geol. ser., v. 18, pp. 189—195.

61. *Kuenen, Ph. H., and Sanders, J. E.*, 1956, Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany: Amer. Jour. Sci., v. 254, pp. 649—671.

62. *Lajoie, J., ed.*, 1970, Flysch sedimentology in North America: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 7, 272 pp.

63. *Lajoie, J.*, 1972, Slump fold axis orientations: An indication of paleoslope?: Jour. Sed. Petrol., v. 42, pp. 584—586.

64. *Laming, D. J. C.*, 1966, Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 36, pp. 940—959.

65. *Leviavsky, S.*, 1955, An introduction to fluvial hydraulics: London, Constable, 257 pp.

66. *Lindsey, D. A.*, 1969, Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, pp. 1685—1702.

67. *Lundqvist, G.*, 1935, Blockundersökningar, Historik och Metodik: Sverige Geol. Undersökn., ser. 3, no. 390, 45 pp.

68. *McBride, E. F.*, 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 39—91.

69. *McCarthy, G. R.*, 1931, Coastal sands of the eastern United States: Amer. Jour. Sci., ser. 5, v. 22, pp. 35—50.

70. *Marschalko, R.*, 1961, Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians: Geol. Prace (Bratislava), v. 60, pp. 167—230.

71. *Meckel, L. D.*, 1967, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, pp. 223—258.

72. *Meckel, L. D.*, 1970, Paleozoic alluvial deposition in central Appalachians: a summary, in Studies in Appalachian geology: central and southern (Fisher, G. W., et al., eds.): New York, Interscience, pp. 49—68.

73. *Moore, R. C.*, 1949, Meaning of facies: Geol. Soc. Amer. Mem. 30, pp. 1—34.

74. *Murphy, M. A., and Schlanger, S. O.*, 1962, Sedimentary structures in Ihlas and São Sebastiao formations (Cretaceous), Reconcavo Basin, Brazil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 457—477.

75. *Opdyke, N. D., and Runcorn, S. K.*, 1960, Wind direction in the western United states in the Late Paleozoic: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, pp. 959—972.

76. *Pelletier, B. R.*, 1958, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, pp. 1033—1064.

77. *Pelletier, B. R.*, 1965, Paleocurrents in the Triassic of northeastern British Columbia, in Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Middleton, G. V., ed.) Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, pp. 233—245.

78. *Pelto, C. R.*, 1954, Mapping of multicomponent systems: Jour. Geol., v. 62, pp. 501—511.

79. *Pettijohn, F. J.*, 1957, Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites: Bull. Geol. Soco. Amer., v. 68, pp. 469—480.

80. *Pettijohn, F. J.*, 1962, Paleocurrents and paleogeography: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 46, pp. 1468—1493.

81. *Pettijohn, F. J., and Lundahl, A. C.*, 1943, Shape and roundness of Lake Erie beach sands: Jour. Sed. Petrology, v. 13, pp. 69—78.

82. *Pickel, W.*, 1937, Stratigraphie und Sedimentanalyse des Kulms an der Edertalsperre: Zeitschr. Deut. Geol. Gesell., v. 89, Abhandl. A, pp. 233—280.

83. *Plumley, W. J.*, 1948, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport: Jour. Geol., v. 56, pp. 526—577.

84. *Potter, P. E.*, 1955, The petrology and origin of the Lafayette Gravel: Jour. Geol., v. 63, pp. 1—38, 115—132.

85. *Potter, P. E., and Olson, J. S.*, 1954, Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of Eastern Interior Basin: geological considerations: Jour. Geol., v. 62, pp. 50—73.

86. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 298 pp.

87. *Potter, P. E., and Pryor, W. A.*, 1961, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1195—1250.

88. *Potter, P. E., and Scheidegger, A. E.*, 1966, Bed thickness and grain size: graded beds: Sedimentology, v. 7, pp. 233—240.

89. *Reiche, P.*, 1938, An analysis of cross-lamination: the Coconino Sandstone: Jour Geol., v. 46, pp. 905—932.

90. *Rich, J. L.*, 1950, Flow markings, groovings, and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from Silurian rocks of Wales: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 717—741.

91. *Richter, D.*, 1965, Sedimentstrukturen Ablagerungart und Transportrichtung in Flysch der baskischen Pyrenäen: Geol. Mitt., v. 4, pp. 153—210.

92. *Rubey, W. W.*, 1933, The size distribution of heavy minerals within a waterlaid sandstone: Jour. Sed. Petrology, v. 3, pp. 3—29.

93. *Rubey, W. W., and Bass, N. W.*, 1925, The geology of Russell County, Kansas: Bull. Kansas State Geol. Surv. 10, pp. 1—86.

94. *Ruedemann, R.*, 1897, Evidence of current action in the Ordovician of New York: Amer. Geol., v. 19, pp. 367—391.

95. *Russell, R. D., and Taylor, R. E.*, 1937, Roundness and shape of Mississippi River sands: Jour. Geol., v. 45, pp. 225—267.

96. *Scheidegger, A, E.*, 1961, Theoretical geomorphology: New York, Springer, 333 pp.

97. *Scheidegger, A. E., and Potter, P. E.*, 1971. Downcurrent decline in grain thickness of single turbidite beds: a semi-quantitative analysis: Sedimentology, v. 17, pp. 41—49.

98. *Schlee, J.*, 1957, Upland gravels of southern Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 1371—1410.

99. *Schoklitsch, A.*, 1933, Uber die Verkleinerung der Geschiebe in Flussläufen: Proc. Acad. Sci. Vienna, Math. Nat. Sci. Kl., sec. IIa, v. 142, pp. 343—366.

100. *Schwab, F. L.*, 1970, Origin of the Antietam Formation (Late Precambrian? — Lower Cambrian), central Virginia: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 354—366.

101. *Schwarzacher, W.*, 1953, Cross-bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia: Geol. Mag., v. 90, pp. 322—330.

102. *Scott, G.*, 1930, Ripple marks of large size in the Fredericksburg rocks west of Fort Worth, Texas, in Contributions to geology, 1930, Bull. Univ. Texas 3001, pp. 53—56.

103. *Scott, K. M.*, 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonia: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 72—107.

104. *Scott, K. M., and Gravlee, G. C., Jr.*, 1968, Flood surge on the Rubicon River, California — hydrology, hydraulics, and boulder transport: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 422-M, 40 pp.

105. *Sestini, G.*, 1964, Paleocorrenti eoceniche nell' area tosco-umbra: Boll. Soc. Geol. Italiana, v. 83, pp. 1—54.

106. *Shotten, F. W.*, 1937, The lower Bunter sandstones of north Worcestershire and east Shropshire: Geol. Mag., v. 74, pp. 534—553.

107. *Siefert, G.*, 1954, Das mikroscopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegungen, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem dänischen Wohld.: Meyniana, v. 2, pp. 126—184.

108. *Sloss, L. L., Krumbein, W. C., and Dapples, E. C.*, 1949, Intergrated facies analysis: Geol. Soc. Amer. Mem. 39, pp. 91—123.

109. *Sorby, H. C.*, 1857, On the physical geography of the Tertiary estuary of the Isle of Wight: Edinburgh New Phill. Jour., n. s., v. 5, pp. 275—298.

110. *Sorby, H. C.*, 1859, On the structures produced by the current present during the deposition of stratified rocks: The Geologist, v. 2, pp. 137—147.

111. *Strenberg, H.*, 1875, Untersuchungen über Längen-und Querprofil geschiebeführender Flüsse: Zeitschr. Bauwesen, v. 25, pp. 483—506.

112. *Sullwold, H. H., Jr.*, 1960, Tarzana fan, deep submarine fan of late Miocene age, Los Angeles County, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 433—457.

113. *Thorarinsson, S.*, 1954, The eruption of Hekla 1947—1948. II, 3, The tephra fall from Hekla on March 29, 1947: Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 68 pp.

114. *Unrug, R.*, 1957, Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (western Carpathians): Acta Geol. Polonica, v. 7, pp. 217—257.

115. *Vassoevich, N. B.*, 1953, On some flysch textures: Trans. Soc. Geol., Lwow, ser. geol., v. 3, pp. 17—85.

116. *Vause, J. E.*, 1959, Underwater geology and analysis of Recent sediments off the northwest Florida coast: Jour. Sed. Petrology, v. 29, pp. 555—563.

117. *Virkkala, K.*, 1960, On the striations and glacier movements in the Tampere region, southern Finland: Bull. Comm. Geol. Finlande, no. 188, pp. 161—176.

118. *Walker, R. G.*, 1970, Review of the geometry and facies ogranization of turbidites and trubidite-bearing basins in Flysch sedimentology in North America (Lajoie, J., ed.): Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 7, pp. 219—251.

119. *Weeks, L. G.*, 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence: Bull. Aner. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2071—2124.

120. *Wendler, R.*, 1956, Zur Frage der Quarz-Kornregelung von Psammiten: Wiss. Zeitschr. Karl Marx Univ. Leipzig, v. 5, pp. 421—426.

121. *West, R. C., and Donner, J. J.*, 1956, The glaciation of East Anglia and the East Midlands. A differentiation based on stone orientation measurement of tills: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 112, pp. 69—91.

122. *Whitaker, J. C.*, 1955, Direction of current flow in some Lower Cambrian clastics of Maryland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 763—766.

123. *Wilson, G., Watson, J., and Sutton, J.*, 1953, Current-bedding in the Moine Series of northwestern Scotland: Geol. Mag., v. 90, pp. 377—387.

124. *Yeakel, L. S.*, 1959, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Ph. D. thesis, Johns Hopkins Univ., 455 pp.

125. *Yeakel, L. S.*, 1962, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1515—1540.

ГЛАВА 15. АНАЛИЗ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Введение

Осадочная порода представляет собой продукт не только специфических источников сноса и истории транспортировки, но и среды осадконакопления. Некоторые осадочные породы, как, например, химические и биохимические осадки, не несут никакой информации об источниках сноса или транспортировке и отражают лишь условия, в которых они отлагались; другие, такие, как кластические породы, не только содержат в себе сведения об истории, предшествовавшей осадконакоплению, но и имеют отпечатки обстановки осадконакопления. В задачу настоящей главы входит — проанализировать проблему реконструкции обстановки осадконакопления и дать сведения о новейших исследованиях по этому вопросу.

Совершенно очевидно, что в небольшом объеме, отведенном здесь для этой темы, невозможно дать даже краткий обзор обширнейшей литературы, накопленной за последние годы и посвященной многообразным современным условиям седиментации и отложившимся в этих условиях осадкам. Поэтому мы ссылаемся на немногие из крупнейших работ, обобщающих исследования современных осадков. Точно так же здесь не может быть соответствующим образом рассмотрена обширная литература, посвященная задаче обобщения критериев для распознавания условий осадконакопления древних пород. Следовательно, мы вынуждены свести нашу задачу к дискуссии об основных принципах такого анализа, к короткой сводке наиболее значительных характеристик наиболее общих и хорошо изученных моделей обстановки осадконакопления, иллюстрирующих применение этих принципов.

Для более тщательного изучения обстановки осадконакопления и ее анализа мы отсылаем читателя к оригинальной литературе и некоторым из последних монографий на эту тему. Геология современных осадков обобщена Кукалом [104]; анализу обстановок осадконакопления посвящена последняя работа Рейнека и Синга [149]. Пожалуй, лучшим современным исследованием по условиям накопления карбонатных осадков является работа Батхерста [16]; исследования об условиях осадконакопления песков обобщены Петтиджоном, Поттером и Сивером [137]. Условия некарбонатного прибрежно-морского осадконакопления разрабатывались Рейнеком [148]; флювиальные условия осадконакопления тщательно проанализированы Алленом [3], а условия осадконакопления в пустынях — Гленни [69]; дельтовые условия были предметом обсуждения на симпозиуме, материалы которого опубликованы под редакцией Моргана [126].

Отличными учебниками по диагностике древних условий осадконакопления являются книга Селли [161] и материалы симпозиума, опубликованные под редакцией Ригби и Хемблина [153]. Условия отложения кластических осадков обобщены Медейросом, Шаллером и Фридманом [123].

Вопросы диагностики осадконакопления вкратце рассмотрены также в многочисленных образцовых работах по стратиграфии и седиментации [181, 52, 192, 97, 108].

Понятие «обстановки осадконакопления»

Термин обстановка является весьма распространенным; однако мало, кто давал ему точное определение. Часто такое определение давалось с точки зрения одного или нескольких физических или химических параметров. Некоторые исследователи допускали, что этого достаточно, чтобы дать определение и описание среды. Такое понимание подразумевает определение обстановки как «комплекса физических, химических и биологических условий, в которых накапливаются осадки» [97]. Можно, например, описывать обстановку как окислительную или восстановительную, определяя ее для конкретного значения *Eh* — окислительно-восстановительного потенциала. Можно также охарактеризовать среду как соленую или пресноводную исходя из определенной солености вод бассейна. Термин «обстановка с высоким или низким энергетическим уровнем» также применяется для характеристики среды довольно свободно. Популярно и такое определение отложений, как, например, продукта «низкого режима потока» или объяснение их через другие условия, характеризующие поток. Каждый или почти каждый такой подход может представлять некоторую ценность, однако большинство из них не являются описаниями условий осадконакопления, имеющими геологический смысл.

Другие термины, используемые для характеристики среды, такие, как условия кратона, стабильного шельфа, геосинклинальные условия, хотя в них и вложен геологический смысл, являются слишком общими. Существует и еще одно определение обстановки, а именно, как «пространственной единицы», в которой внешние физические, химические и биологические условия и воздействия, влияющие на развитие осадка, достаточно постоянны, чтобы сформировать отложения с характерными свойствами [162]. Эта точка зрения близка к геоморфологической концепции, традиционно используемой геологами — концепции, которую отстаивал Твенхофел [182], которой придерживались Поттер [140] и Селли [161]. По мнению Петтиджона, геоморфологическая концепция представляет собой такой подход к проблеме определения и классификации обстановки осадконакопления, который в наибольшей степени отражает геологический смысл вопроса. Обстановка осадконакопления обусловлена определенной системой физических и химических переменных, отвечающих геоморфологической единице, имеющей определенные размеры и форму. Так, дюны, береговой бар, приливная равнина, дельта представляют собой геологические сущности, определяющие обстановку осадконакопления. Некоторые из них слишком всеобъемлющи и, если это возможно, должны быть подразделены на более дробные субобстановки; например, приливную равнину можно подразделить на нижнеприливную, или морскую, среднеприливную и верхнеприливную зоны или на зоны приливного марша, приливных каналов или проток, приливных валов и приливных дельт. Подобным образом и дельта состоит из целого комплекса субобстановок.

Наконец, мы должны различать локальную обстановку, которую лучше всего определять в геоморфологических понятиях, и тектоническую обстановку, характеризующую связь осадконакопления с крупными тектоническими элементами — кратонами и геосинклиналями.

В данной главе мы рассматриваем локальные условия осадконакопления, тектонические же условия составляют предмет следующей главы. Вначале мы рассмотрим параметры локальной обстановки осадконакопления и критерии, используемые для их оценки; затем — классификацию обстановок осадконакопления в геоморфологическом аспекте, после чего перейдем к анализу среды, сопровождая изложение соответствующими примерами.

Параметры, характеризующие обстановку осадконакопления

Вопрос о том, какие параметры или факторы имеют существенное значение для характеристики обстановки осадконакопления, какова их относительная значимость, не вполне ясен. Не ясно также, какова должна быть их классификация. Крамбейн и Слосс [97] сгруппировали их в три категории: материальные (характер среды: ветер, вода, лед; характер осадка, его структура и состав), энергетические (кинетические, турбулентные, термальные) и биологические условия. Твенхофел [182] с более геологической точки зрения рассматривал такие факторы, как физическую географию участков суши и береговой линии, диастрофизм, климат. По-видимому, каждый из этих факторов накладывает свой отпечаток на осадочные отложения.

Мы выбрали такие параметры, которые можно измерить с наибольшей точностью и подразделяем их на физические, химические и биологические. Каждый из них рассматривается как независимая переменная, последняя может быть оценена исходя из тех характеристик осадков, которые мы можем наблюдать. Физические и химические параметры, вероятно, в значительной степени независимы друг от друга, однако биологические факторы могут существенно меняться в зависимости от первых двух и, с одной стороны, контролируются ими, а с другой — сами способы преобразовывать физические и химические условия. Так, например, заросли морской травы могут в значительной мере замедлять скорость и понижать турбулентность подводных течений. С другой стороны, на биосферу существенно влияют температура, соленость, скорость течения и многие другие физические и химические факторы.

С какой степенью надежности мы можем установить параметры, превалировавшие в уже не существующей ныне обстановке осадконакопления? И, что более важно, насколько точно можем мы идентифицировать древнюю обстановку осадконакопления на основании параметров, характеризующих осадочный разрез? Эти вопросы мы и рассмотрим ниже.

Физические параметры

Физическая среда наилучшим образом может быть описана исходя из динамических и статических свойств седиментационной среды, в которой накапливаются осадки. Статические свойства включают плотность и вязкость среды (воздуха по сравнению с водой, например), глубины ее над поверхностью «среда — осадок»; динамические факторы включают турбулентность среды (спокойные или бурные воды), скорость осадкообразующего течения, направление течения потока, стабильность системы течений (как скорости, так и направления) и т. п.

Характер осадкообразующей среды. Одним из факторов, изучаемых при анализе обстановки осадконакопления, является природа среды, из которой выпадают кластические составляющие осадочной породы. Другими словами, откуда накапливался осадочный материал — из воздуха, воды или ледника? Совершенно очевидно, что идентификация среды осадконакопления будет существенным шагом вперед в наших попытках реконструировать обстановку осадконакопления.

Поскольку способность течения к транспортировке и его эффективность как сортирующего агента зависят от вязкости и плотности вовлеченной в течение среды, между свойствами движущейся среды и структурами отложенных ею осадков должна существовать какая-то связь. Совершенно иными с этой точки зрения являются осадки, отложенные ветром, такие как дюнные пески, и ледником (тилли). Сильнее отличающихся друг от друга по своей структуре осадков мы не знаем. Однако различие между дюнными и пляжевыми песками гораздо менее четкое.

Следует иметь в виду, что движущаяся среда состоит из флюида и осадка, соотношение которых варьирует в очень широком диапазоне; оно может представлять собой и разбавленную взвесь осадка в воде или даже в воздухе, и более насыщенный раствор (мутьевые потоки), и разжиженный осадок типа жидкого ила, и потоки, несущие крупнозернистый песок или гравий (грязевые потоки), и текучий ледник, перемещающий грубообломочный материал (табл. 15-1).

Таблица 15-1

Агенты транспортировки и осадочные отложения

Возрастание плотности и (или) вязкости				
Флюид			Полутвердый	Твердый
Воздух	Вода плюс осадок			
	Разбавленные взвеси	Концентрированные взвеси	Осадок плюс вода	Лед плюс осадок
Ортоареннты (ортокварциты и калькареннты)		Парааренниты (граувакки)	Тиллоиды	Тиль и тиллиты
Со слоистостью течения		Градационно-слоистые	Неслоистые	

Чем больше вязкость или плотность движущейся среды, тем меньшая скорость требуется для транспортировки материала с данным размером зерен и тем ниже ее эффективность как сортирующего агента. Разбавленные взвеси, перемещаемые воздухом или водой, хорошо сортируются, поскольку крупные частицы перемещаются в них только при большой скорости. Концентрированные взвеси или жидкая грязь транспортируют более грубый обломочный материал при меньших скоростях и отлагают плохо отсортированные осадки. Если содержание твердого вещества во флюиде возрастает еще больше, то такая среда перемещается уже не как ньютоновская жидкость, а как полутвердое пластичное тело. Сортировка в таком потоке сведена к нулю, и крупнейшие обломки, которые он может перемещать, отлагаются наравне с тончайшим материалом. К этой категории относятся грязевые потоки и ледники. Однако проблема потока сложнее: некоторые полутвердые

смеси в определенных условиях быстро становятся совершенно жидкими и текут с высокой скоростью. Такие тиксотропные превращения могут возникать под действием внезапного и мощного фактора, например, землетрясения.

Отложениями разбавленных взвесей являются обычные пески и гравий, которые имеют простую зернистую структуру*; отложения более концентрированных взвесей или грязевых потоков представлены вакками параконгломератами**, в которых существенную, иногда доминирующую роль играет цементирующая масса (матрикс) с рассеянными в ней крупными обломками. Если отношение твердый материал — флюид превышает некоторое критическое значение, ньютоновское течение прекращается и осадок становится совершенно неотсортированным. Соответственно отношение зерновой каркас-матрикс, а также наличие или отсутствие сортировки являются основными критериями при попытках идентифицировать агент осадконакопления. Однако проблема может усложняться тем, что существуют осадки, в которых матрикс вторичен по происхождению, а некоторые образовавшиеся it situ карбонатные вакки, состоящие из микритовой пасты и включенных скелетных элементов, по своему происхождению не имеют ничего общего с течениями. В то же время существуют карбонатные вакки, которые в действительности являются отложениями мутьевых, грязевых или обломочных потоков.

Теоретически разница в плотности и вязкости между воздухом и водой должна обусловливать и отчетливое различие в структурах осадков, отложенных этими агентами. Однако, хотя многие авторы и пытались сформулировать эти различия, определяющие структурные критерии для разграничения эоловых и отложенных водой песков, они пока еще не разработаны. Использование с этой целью различных параметров, связанных с размером зерен, рассмотрено в гл. 3. Для определения различий между эоловыми и аквальными песками применялись и другие структурные критерии, такие, как окатанность зерен и поверхностные структуры, но без особого успеха (эти попытки также описаны в гл. 3). Более того, очень трудно (если вообще возможно) отличить отложения плотных субаэральных и обломочных потоков от их субаквальных эквивалентов.

Более надежным критерием при анализе обстановки осадконакопления считаются осадочные текстуры [118], в связи с этим предпринимались попытки различить эоловые и аквальные текстуры. За несколькими исключениями, успех этих попыток следует также признать ограниченным.

Наибольшее значение придавалось обычно предполагаемым различиям в слоистости пляжевых и дюнных отложений. Эти различия обобщены Томпсоном [179]. Отмечалось, что дюнные пески характеризуются значительно большим разнообразием направлений наклона косой слоистости, чем пески, отложенные в водной среде [181].

Однако эти данные недостаточно убедительны. Поттер и Петтиджон [141] составили таблицу изменчивости косой слоистости для дельтовых, морских и эоловых отложений. При этом обнаружилось значительное перекрытие значений. Так, изменчивость осадков, считающихся

---

* При такой структуре зерна настолько многочисленны, что они полностью соприкасаются между собой и способны поддерживать друг друга. — Прим. перев.

** Термин предложен Петтиджоном для конгломератов с большим содержанием цементирующей массы и разобщенным гравийным каркасом; гальки составляют менее 100% всей массы породы и не соприкасаются друг с другом. — Прим. перев.

эоловыми, сопоставима с изменчивостью дельтовых отложений, а наибольшее разнообразие направлений наклонов косой слоистости наблюдается у морских песков. В качестве более надежного критерия, чем постоянство ориентации косой слоистости, рассматривался ее масштаб. Крупномасштабная тангенциальная косая слоистость считается признаком действия ветра. Однако встречаются подводные дюнные поля, весьма сходные по размеру и форме с дюнами субаэрального происхождения [141]. Соответственно и их внутренние текстуры, включая косую слоистость, следует признать весьма сходными по характеру и масштабу. Существует мнение, что субаэральная косая слоистость характеризуется бо́льшим наклоном слойков, чем субаквальная. Однако Екель [195] на основании обзора литературы пришел к выводу о том, что угол наклона не является надежным признаком отличия эоловой косой слоистости от субаквальной. Тип косой слоистости также не является указанием на ее происхождение. И плоскостная, и желобковая косая слоистость образуются как в субаквальных, так и в субаэральных условиях. В заключение можно сказать, что косая слоистость, за исключением, вероятно, перистой, указывающей на приливно-отливные течения, не может служить средством идентификации агента накопления. К этому можно добавить, что крупномасштабная косая слоистость, вызванная миграцией дюн, исключает глубоководное происхождение; однако, мелкомасштабная косая слоистость, связанная с миграцией ряби, образуется на всех глубинах. Косослоистые серии мощностью свыше 3 м, скорее всего, не могут быть аллювиальными; они присущи либо мелководным морским, либо эоловым отложениям.

Песчаная рябь, образованная ветром, имеет бо́льший индекс ряби, чем рябь волноприбойная. Более того, наиболее крупные зерна концентрируются на гребнях эоловой ряби. Следы позвоночных на подветренных склонах дюн направлены всегда вверх по склону [146]. К сожалению, следы позвоночных и эоловая рябь крайне редко встречаются и их почти никогда нельзя использовать. Некоторые типы косой слоистости со знаками ряби могут иметь большое значение. Ленточная полосчатая слоистость, в которой мелкие знаки волноприбойной ряби запечатаны глиной или содержат глинистые примазки, характерна для волноприбойной или нижнеприливной обстановки [150]. Некоторые типы косой слоистости, обусловленные перемещением знаков ряби, например «набегающая рябь» *, являются весьма характерным признаком обстановки осадконакопления [86].

Ледниковые отложения, тиль и тиллиты, уже описывались детально в гл. 6, поэтому здесь нет нужды повторять критерии их диагностики и их отличия от отложений обломочных потоков и других агентов транспортировки. То же можно сказать о характерных чертах как субаэральных, так и субаквальных отложений мутьевых потоков, которые рассматривались выше.

Проблема глубоководности. Вопрос глубоководности — один из наиболее древних в геологии. Одним из последних обзоров по этому вопросу является специальный выпуск журнала «Морская геология» [73]. Батиметрическое положение морских осадков определяется и описывается прежде всего по отношению к нижней границе зоны действия волн. Те осадки, которые образовывались выше, отлагались в турбу-

* «Climbing ripples» — поперечные слойки знаков ряби, создаваемые наложенной мигрирующей рябью; гребни вертикально сменяющих друг друга слойков как бы набегают вверх по склону. — Прим. перев.

лентных условиях, подвергались постоянному перемещению и переработке, так что по своей текстуре и минералогическому составу они становятся зрелыми. Осадки, образовавшиеся ниже зоны действия волн, отлагались в относительно спокойной обстановке, в стоячих водах; после осадконакопления они мало подвергались действию течений. Однако, хотя обстановка осадконакопления может быть описана как характеризующаяся бурными или спокойными водами, это необязательно дает представление об абсолютной глубине. Волновая база является весьма непостоянной по глубине. В небольших водных бассейнах или полуизолированных водоемах небольшого размера генерируются слабые волны и их действие охватывает незначительные глубины. Вдоль побережий открытого моря волны значительно больше и могут затрагивать дно на много метров ниже поверхности. Хотя большинство течений и связанных с ними размывов порождены волнами, некоторые течения, включая так называемые контурные*, обычно слабые, протекают на больших глубинах [75] и могут вызывать перемещение тонкозернистых песков и образование знаков ряби.

Обстановка бурных вод характеризуется отложением песков, галечников, ракушечника и калькаренитов. Пески в этом случае хорошо отсортированы, хорошо окатаны, обладают знаками ряби и в основном слоистостью течения. Следует отметить, что грубый обломочный материал не является определенным признаком мелководья, хотя когда-то и считался таковым. Пески и даже грубый гравий могут транспортироваться мутьевыми подводными течениями и отлагаться ниже подошвы волновой зоны. Такие отложения характеризуются слабой отсортированностью, градационной текстурой, а также тем, что они переслаиваются с тонкими алевритами и илами без существенного перемешивания этого материала. Как отмечено Бейли [11, 12], градационная слоистость и слоистость течения — показатели двух контрастных обстановок песчаного осадконакопления: соответственно ниже и выше базы волн. Однако, как отмечалось выше, крупномасштабная (свыше 10 см) слоистость течения соответствует мелководным условиям; мелкомасштабная слоистость или косая слоистость со знаками ряби, как известно, не являются показателями глубины моря.

Среди признаков, указывающих на обстановку осадконакопления в спокойных и глубоких водах, следует упомянуть тонкую слоистость, характерную для некоторых алевролитов и глинистых сланцев. Иногда тонколистоватая (бумажная) слоистость характеризует годовые слои осадков и, таким образом, может служить мерой скорости осадконакопления. Более того, такая слоистость может быть распространена на значительной площади и прослежена в керне скважин на многие километры. Она может сохраняться при отсутствии донных завихрений и донной фауны, питающейся илом. Слоистость в тонкозернистых осадках нельзя считать надежным свидетельством глубоководных условий. В литературе известны указания на то, что тонкозернистые известковистые ламиниты могут отлагаться в условиях приливной равнины [65].

Поскольку зона бурных вод (волноприбойная) характеризуется косой слоистостью размыва и заполнения, а зона спокойных вод распознается по тонкой и ровной слоистости, перемежающиеся условия то бурных, то спокойных вод отражаются в разрезе чередованием правильной и неправильной слоистости песков, алевролитов и глинистых

---

* Течения вдоль изопинических линий, почти параллельные изобатам. — Прим. перев.

сланцев. Песчаные слои непостоянны по мощности, характеризуются волнистостью в вертикальном разрезе и местами косой слоистостью со знаками ряби. Тонкозернистые пески и алевролиты распадаются на линзы плоско-выпуклых сегментов — возможно, «отмершие» знаки ряби (см. рис. 8-14). Глинистые прослойки, разделяющие слои более грубозернистых пород, образуют тонкий покров над знаками ряби. Там, где глинистые сланцы имеют спорадическое распространение, они образуют линзовидные заполнения мульдовых участков ряби (см. рис. 4-18). Волнистая и полосчатая слоистость характерна для ряда современных отложений приливной равнины [150].

Признаками турбулентности транспортирующего агента могут также служить степень сохранности многих ископаемых остатков, характер их скрепления с породой, их ориентировка. Хорошо сохранившиеся формы свидетельствуют об их росте и погребении в обстановке отсутствия течений; расчлененные, нарушенные и отсортированные обломки фауны позволяют предполагать сильные донные течения. Беспорядочная ориентировка выпукло-вогнутых раковин характеризует отсутствие сколько-нибудь существенных течений, и, наоборот, наличие общей ориентировки этих и других текстур, связанных с ископаемыми остатками, является доказательством сильных донных течений. Сохранность тонких следов червей и тому подобных текстур на поверхности ила (выраженных в виде отпечатков в подошве слоев песчаников и алевролитов) свидетельствует об очень слабом донном течении или вообще об его отсутствии. Следы питания донного зоопланктона фитопланктоном — веское доказательство глубоководных условий [159]. Обнаружение следов червей и моллюсков и других беспозвоночных, живущих в песчаной среде, может быть обусловлено размывом дна.

Определенные минералы являются показателями восстановительных условий. Такие условия не могли существовать в турбулентных, аэрированных водах. Минералы, образовавшиеся в застойных, анаэробных водах, включают осадочный пирит и сидерит. Однако в некоторых лагунах и эстуариях, где проявление волн и течений ничтожно, эти минералы могли образоваться в иле на сравнительно малой глубине. Другим минералогическим критерием глубины является пара шамозит — глауконит: первый обнаружен в тропических неглубоких водах (менее 60 м), второй — на глубинах от 30 до 2000 м [139]. Фосфориты, как предполагается, отлагались на глубинах от 30 до 300 м [32].

Отличить турбулентную обстановку от обстановки спокойных вод, т. е. обнаружить различие между осадками, образовавшимися выше и ниже базиса волновой зоны, сравнительно легко. Значительно труднее, однако, оценить абсолютную глубину моря. Для этого мы располагаем немногими критериями.

В соответствии с выводом Аллена [2, 6] о том, что высота крупномасштабных косых слоев — функция средней глубины, мы считаем, чем больше мощность пачки, тем глубже был бассейн, в котором она накапливалась (см. рис. 4-13).

Критерием глубины моря может быть и тип ископаемых остатков в осадочных породах [73]. Водорослевые текстуры указывают на то, что осадконакопление могло происходить лишь в эйфотической зоне — на глубине проникновения света [15]. Глубина проникновения света, конечно же, варьирует в зависимости от мутности воды, но никогда не бывает очень большой. В более молодых, в особенности третичных, осадках глубина моря может быть оценена на основе палеоэкологических данных. Фораминиферовые виды имеют тесную корреляционную связь

с глубиной моря, поэтому, изучая глубинную приуроченность современных форм, мы можем оценить глубины и более древних морей, в которых обитали эти формы [138, 13, 66]. Например, глубина моря, в котором отлагалась нижнеплиоценовая формация Репетто в Южной Калифорнии, включающая конгломераты, оценивается по фораминиферам в 1200—1500 м [128]. Интерпретация такого рода фаунистических данных осложняется, однако, влиянием температуры на распространение различных видов, а также возможностью механической транспортировки мелководных форм на большие глубины. В более древних породах фаунистическая характеристика является менее надежным средством определения глубины осадконакопления. Ассоциации руководящих форм связаны с глубиной [159] и, таким образом, позволяют определить относительную глубину; однако для определения абсолютной глубины это недостаточно надежный критерий. В современных морях карбонаты растворяются на глубинах, превышающих 5400 м. В домеловое время известковых пелагических фораминифер не существовало. Присутствие таких форм в меловых и более молодых осадочных породах указывает на глубину меньше указанного критического значения; однако отсутствие такой фауны в более древних осадочных породах вовсе не означает, что они исчезли в результате растворения на этой или бóльшей глубине.

Если для осадочной породы характерны оползневые текстуры, то вероятную глубину можно оценить исходя из градиента наклона дна, необходимого для того, чтобы началось оползание. Весьма вероятно, что для этого достаточен наклон от 1,5 до 3°. Глубину бассейна или трога можно оценить, если наиболее глубокая и наиболее устойчивая часть трога достоверно установлена по стратиграфическим данным и если известно положение источника сноса. С помощью такого метода Бриггс [30] определил, что высота водного столба в троге долины р. Сан-Хоакин в меловое время насчитывала от 900 до 2100 м.

Конечно, в некоторых случаях глубина воды была минимальной и осадки могли обнажаться на поверхности. Имеется много свидетельств такого рода обнажений — трещины в глинах, дождевые следы и т. п. [68].

Считается, что на континентах нигде нет глубоководных осадков. Эта точка зрения в значительной мере подтверждается преобладанием в геологических разрезах текстур, характерных для мелководных турбулентных условий. Однако, как отмечалось выше, накапливается все больше данных в пользу существования глубоководных осадков; образование некоторых осадочных пород на глубинах нескольких тысяч метров можно считать вполне определенным.

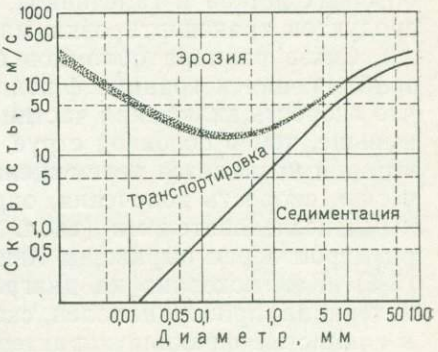


Рис. 15-1. Кривые Хьюлстрема для эрозии и осадконакопления однородного материала. По [77]

В заключение следует признать, что существует очень мало критериев для определения абсолютной глубины осадконакопления. Как правило, наилучшие результаты при решении этой проблемы достигаются путем оценки соответствующей модели осадконакопления. Если та или иная стратиграфическая ассоциация определена как свойствен-

ная приливно-отливной равнине или флювиальная, или турбидитовая, то можно установить характерные для нее предельные значения глубин и применять их в качестве критериев оценки глубины осадконакопления. Обычно бывает невозможно оценить глубину образования осадка только по данным изучения какого-то одного обнажения без рассмотрения всего комплекса условий и взаимосвязей, в которых находится та или иная порода, тот или иной слой.

Скорость, направление и стабильность течения. Неоднократно предпринимались попытки определить силу потока по размеру кластических элементов в осадке, или «индексу кластичности» (по Кароцци [36]). Оценки скорости потока, основанные на размере зерен, возможны для

Таблица 15-2

Размер зерен и скорость течения

Диаметр зерен, мм	Наблюденная скорость волочения, см/с	Рассчитанная скорость взвеси, см/с	Диаметр зерен, мм	Наблюденная скорость волочения, см/с	Рассчитанная скорость взвеси, см/с
6,08	84,5*	45,3[3]*	0,72	—	15,2[3]*
4,18	61,3*	36,3[3]*	0,59	31,6**	14,1[4]*
4,08	62,2*	35,9[4]*	0,35	—	13,7[3]*
3,08	53,8*	29,7[3]*	0,31	24,5**	13,2[4]*
1,38	36,0*	18,0[3]*	0,20	21,5**	10,7[4]*

* Значения, наблюденные в экспериментальном лотке Джильбертом [67].
** Значения, наблюденные в экспериментальном лотке на Американской государственной опытной станции по водным путям в Виксберге, Миссисипи, 1935 [129].
[3]* Значения, рассчитанные Руби [155].
[4]* Значения, рассчитанные Невином [129].

обычных песков и галечников, но не для параконгломератов и других продуктов транспортировки материала концентрированными взвесями.

Связь размера обломков со скоростью потока непроста. По мере приближения к границе флюид — осадок скорость быстро падает, так что скорость включения частиц по дну значительно (примерно на 40%) меньше, чем в основной струе, т. е. выше этой границы. Скорость, при которой начинается перемещение невзвешенного материала, или критическая скорость волочения, определялась эмпирическим путем различными исследователями (табл. 15-2). Соотношения между скоростью и размером зерен выражены Хьюлстремом [77] в виде диаграммы (рис. 15-1). Как показано на диаграмме, размер обломков перемещаемого материала пропорционален скорости. Однако, поскольку алевритовые и глинистые фракции характеризуются размером менее 0,1 мм и, таким образом, способны образовывать связанную массу, это соотношение усложняется.

Намечается некоторая корреляция между формами слоев и текстурами, которые они образуют, с одной стороны, и скоростью (в действительности энергией потока, составной частью которой является скорость) — с другой. Эти соотношения были выражены Андерсоном [9] в его труде об осадочных текстурах в ледниковых зандровых отложениях в виде диаграммы (рис. 15-2). Как видно из диаграммы, потоки с замедленным течением отлагают равнослоистые алевролиты и глины; более быстрые потоки образовывают знаки ряби на границе песок — вода и мелкомасштабную косую слоистость; при очень больших скоростях течения происходят размывы и заполнения, которые приводят к образованию резко выраженной косой слоистости. Эта

концепция, выработанная Андерсеном отчасти на основе полевых наблюдений, а отчасти интуитивно, была подтверждена экспериментальными данными и результатами полевых исследований других авторов [67, 165]. Соотношения между формами пластов, их внутренней текстурой, размером зерен и скоростью потока схематически показаны на рис. 15-3.

Еще один показатель скорости — наличие или отсутствие тангенциальности в крупномасштабной косой слоистости. Эксперименты показывают, что для данной осадочной смеси и постоянной мощности таблитчатой косой слоистости возрастание скорости потока способствует

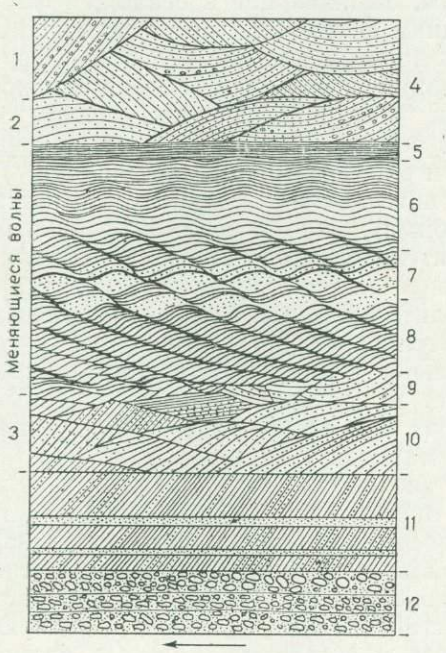




Рис. 15-3. Зависимость между формами пластов, размером зерен в осадках и скоростью потока. По Саутарду [1973, Journ. Sed. Petrology, v. 43. Fig. 1].

1 — верхний пологий пласт; *2* — зона перехода; *3* — нижний пологий пласт

Рис. 15-2. Наиболее важные текстуры в водно-ледниковых осадках. По Андерсену [1931, рис. 38].

1 — диагональная косая слоистость; *2* — выпуклая косая слоистость; *3* — диагональная наклонная слоистость; *4* — вогнутая косая слоистость; *5* — горизонтальные слои глин; *6* — обычные волнистые слои, *7* — однородно-волнистые слои; *8* — волнистая наклонная слоистость; *9* — вогнутая наклонная слоистость; *10* — выпуклая наклонная слоистость; *11* — наклонно-слоистые банки с устойчивым наклоном, перемежающиеся горизонтальными пластами; *12* — горизонтальные пласты. Стрелка показывает направление течения потока.
Терминология, используемая Андерсеном несколько архаична

переходу от плоскопараллельных наклоненных передовых слоев к тангенциально вогнутым передовым слоям [85]. Однако тангенциальность может быть вызвана также высокой концентрацией взвеси в потоке.

Другими показателями скорости течения являются знаки удара на гальке, транспортировавшейся высокоскоростным потоком; аномально высокое содержание разломанных голышей и окатанность слюдяных и кианитовых зерен в песке, возможная только при очень слабом течении.

Важной характеристикой обстановки осадконакопления помимо скорости течения является постоянство как его направления, так и его скорости. Постоянство направления лучше всего определять по изме-

нению косой слоистости или других признаков направления; постоянство скорости потока выражается в изменении среднего размера частиц при переходе от пласта к пласту. Изменение направления косой слоистости и их значение при анализе обстановки осадконакопления рассматривались нами выше.

Химические параметры

Химические факторы, определяющие обстановку осадконакопления,— окислительно-восстановительный потенциал (Eh), кислотность-щелочность (pH) и соленость (концентрация). От этих факторов в значительной степени зависят и минералы, выпадающие в осадок, и фаунистическая характеристика. Еще одним фактором, представляющим большой интерес для геолога и весьма важным для распределения фауны, является температура. Классификация химических условий осадконакопления предложена Теодоровичем [38], а также Крамбейном и Гаррелсом [96]. Хотя на выпадение в осадок минералов влияют очень многие факторы, наиболее важны Eh и pH [10] (см. также рис. 11-27).

Окислительно-восстановительный потенциал. Осадки отлагаются обычно либо в окислительных (аэробных), либо в восстановительных (анаэробных) условиях. Мерой окислительной способности среды является Eh, или окислительно-восстановительный потенциал [120, 197]. Отлагались ли древние осадки в окислительных или восстановительных условиях или нет, этот вопрос решается на основе их минералогии, а также того, что нам известно о стабильности минералов при различных значениях окислительного потенциала. В частности, наиболее ценные свидетельства об этом параметре дают нам железосодержащие минералы. Сульфиды железа (пирит или марказит) характеризуют восстановительную и полностью лишенную кислорода среду; гематит указывает на максимально аэрированную обстановку; сидерит свидетельствует о промежуточном окислительно-восстановительном потенциале [96].

При использовании других минералов возможно еще более детальное подразделение химических обстановок по Eh. Теодорович [38] выделил шесть таких фаций: сильновосстановительную, или сульфидную; восстановительную (карбонаты железа и сульфиды железа); слабовосстановительную (сидерит и вивианит); нейтральную (железистые хлориты как с окисным, так и с закисным железом); слабоокислительную (глауконит) и окислительную (окись железа и гидроокись железа). Каждая из этих шести обстановок, определеная по Eh, может быть подразделена на 6 субобстановок на основе кислотности или pH. Таким образом, можно выделить 36 подзон, каждая из которых характеризуется определенным набором минералов.

Еще одним показателем низкого окислительного потенциала является отсутствие нормальной бентосной фауны и наличие только тех форм, которые могут переносить токсичные условия, вызванные нехваткой кислорода, либо тех форм, которые свободно плавают или прикреплены к плавающим объектам. К первой категории принадлежат определенные фосфатные брахиоподы, особенно *Linqula* и *Discina,* которые представляют собой повсеместно распространенные, выносливые формы, способные переносить суровые условия. Конодонты, случайные остатки рыб, споры и пыльца представляют фауну и флору глинистых сланцев, образовавшихся в сильновосстановительной обстановке. Еще одним свидетельством отсутствия кислорода является аномально высокое (свыше 2 или 3%) содержание органического вещества. Обычно деятельность микроорганизмов, питающихся органическими остатками

или разлагающие их, разрушает остатки, выпадающие на дно. Замедление или прекращение такой «санитарной» деятельности в результате нехватки кислорода приводит к увеличению органического материала, а следовательно, к отложению черных глинистых сланцев и связанных с ними осадков.

Как отмечалось Крамбейном и Гаррелсом, а также Теодоровичем, окислительно-восстановительная граница, т. е. поверхность, разделяющая окислительную обстановку от восстановительной, может находиться выше или ниже раздела осадок—вода или же совпадать с ним (рис. 15-4). В наиболее сильной восстановительной обстановке она выше раздела ил — вода. Поскольку в этом случае внутри осадка обстановка всегда будет восстановительной, возникает вопрос, как объяснить тот факт, что не все осадки восстановленные? Восстановленный осадок или нет, зависит от того, имеется ли в нем восстановительный агент. Таким агентом является органическое вещество, и, как отмечалось выше, в окислительной обстановке органическое вещество в основном окислено и разрушено за счет микробиологического разложения или обычного «санитарного» действия организмов, питающихся органическими остатками. Если осадок отлагался в такой обстановке, то для восстановления железа остается слишком мало (если вообще остается) органических остатков. Как показывают результаты изучения современных илов [58], диагенетические процессы по своему характеру восстановительные и наличие органического вещества приводит к восстановлению железа.



Рис. 15-4. Связь между окислительно-восстановительной границей и поверхностью осадок-вода.

а — поверхность нулевого Eh (*1*) выше поверхности осадконакопления (*2*) — обилие H_2S и отсутствие кислорода; *б* — поверхность нулевого Eh совпадает с поверхностью осадконакопления; *в* — поверхность нулевого Eh ниже поверхности осадконакопления — обилие кислорода и отсутствие H_2S

Кислотность-щелочность. Кислотность или щелочность обстановки осадконакопления является важным фактором при определении того, будут ли выпадать в осадок определенные минералы. В обстановке с сильно повышенной кислотностью, например, карбонаты не будут отлагаться. Поэтому отложение кальцита свидетельствует о том, что значения pH не ниже 7,8 (см. рис. 11-27).

По-видимому, недостаточно просто отличать кислую обстановку от щелочной. Крамбейн и Гаррелс [96] выделили три обстановки по их кислотности: наиболее кислую (pH<7,0), близкую к нейтральной (pH=7,0—7,8) и щелочную (pH>7,8). Теодорович [38] на основе pH выделяет шесть различных обстановок (фаций): резкощелочную — щелочные озера (pH>9), щелочную (pH=8—9), слабощелочную (pH=7,2—8), нейтральную (pH=6,6—7,2), слабокислую (pH=5,5—6,6) и кислую — болота (pH=2,1—5,5).

Для определения щелочности или кислотности древних обстановок осадконакопления используются в основном минералогические критерии. Как отмечалось выше, в кислых условиях карбонаты растворяются.

Крамбейн и Гаррелс рассматривают pH, равное 7,8 (для морской воды), как «известняковый барьер». При этом и более высоких значениях pH свободно осаждается кальцит; он становится акцессорным в чуть менее щелочной среде, и его выпадение полностью прекращается, если pH падает ниже 7. С другой стороны, кремнезем имеет тенденцию растворяться в щелочных условиях и осаждаться в кислой среде. Отложение в больших масштабах кремней свидетельствует о более кислых условиях, чем те, в которых выпадает кальцит. Соотношение между растворимостью кремнезема, карбонатов кальция и pH рассмотрено Корренсом [41].

Как отмечалось Эдвардсом и Бейкером [57], широкое распространение марказита в ассоциации с углем резко контрастирует с распространением пирита в морских глинах и глинистых сланцах. Предполагается, что это различие связано с pH. Болота, в котрых образуется уголь, являются сильнокислыми, а морская обстановка — нейтральной, или умеренно щелочной. Поэтому форма сульфидов железа является еще одним средством отличать кислую обстановку от щелочной. Присутствие марказита в морских формациях указывает на то, что повышение кислотности происходило после осадконакопления.

В дополнение к карбонатам, кремнезему и формам сульфидов железа, которые чувствительны к pH, считается, что для образования каолина требуются кислые условия, тогда как щелочная обстановка способствует образованию монтмориллонита [125].

Более прямая попытка определения pH обстановки осадконакопления древних пород была предпринята Шукри [164], который полагал, что pH водного экстракта из глинистых сланцев существенно не отличается от pH тех вод, в которых когда-то отлагались эти глины. Однако Эмери и Риттенберг [58] отмечали, что связанная в глинах вода должна иметь несколько более высокое pH, чем воды бассейна, в котором эти глины отлагались.

Соленость. Соленость вод — это, по существу масса растворенных твердых солей, выраженная в процентах. Нормальная морская вода содержит около 3,5 вес. % растворенных материалов. Из технических соображений соленость морской воды, а также других рассолов выражается хлорностью, приближенно определяемой по содержанию хлора в тысячных долях (в граммах на 1 кг жидкости). Хлорность нормальной морской воды составляет около 19,4.

Воды древних бассейнов характеризовались различной соленостью — от пресных до сверхсоленых. Наиболее надежным показателем солености является фауна. Различные типы фауны могут быть описаны как пресноводные, солоноватоводные и соответствующие водам нормальной солености. Экологические исследования современной фауны, в особенности фораминиферовых ассоциаций, дают нам надежный ключ к интерпретации недалекого прошлого (третичного времени). Биологические критерии для более древних эпох менее достоверны.

В случае солености, превышающей нормальную, особеннно в условиях сверхсоленых вод, фауна и флора встречаются редко или же совсем исчезают. Свидетельство сверхсоленых условий — минеральные соли. Наиболее распространены сульфаты, гипс и ангидрид; еще большая соленость приводит к осаждению галита. Калиевые соли выпадают в осадок только из рассолов максимальной концентрации.

Наибольшие трудности возникают в том случае, когда соленость превышает нормальные для морской воды значения, но еще недостаточна для выпадения сульфатов или хлоридов. Для таких вод сущест-

вует термин «penesaline». Осадки, образующиеся в таких водах, обычно не содержат фауны. Существует мнение, что для этих вод характерными осадками являются эвапоритовые карбонаты [166]. Такие карбонаты представлены в основном оолитовыми известняками и тонкослоистыми доломитами, которые интерпретируются как первичные.

Отпечатки соляных кристаллов при отсутствии непосредственно соляных отложений указывают на то, что соленость по меньшей мере временами превышала нормальную. Соляные кристаллы могут образовываться во временно затопляемых мелководных районах, даже в регионах со значительным количеством осадков, и необязательно должны рассматриваться как свидетельство преобладания аридных условий.

В определенной степени для установления различия между морскими и пресными водами, т. е. в известном смысле для определения солености, используются редкие элементы. В частности, имело успех использование при этом бора. Обычно морские глины содержат большее количество бора, чем глины, отлагавшейся в пресноводных условиях [142]. Использование геохимических критериев при распознании морских и пресноводных осадков обобщено Кейтом и Дегенсом [89].

С этой же целью использовался и изотопный анализ. В работе Лауэнстама [109] большое внимание уделено связи изотопного состава раковин как с соленостью, так и с температурой.

Температура. Важным параметром обстановки осадконакопления является температура. Температура влияет на растворимость многих минералов и газов и поэтому оказывает большое влияние на химическое осаждение. Определенные минеральные соли могут выпадать в осадок зимой, но растворяться летом. При низких температурах растворимость CO_2 сильно возрастает, поэтому растворение карбоната (и бикарбоната) кальция в холодных водах усиливается и, наоборот, повышение температуры приводит к осаждению этих солей. Температура оказывает также влияние на состав смешанных кристаллов и твердых растворов. Карбонат раковин при низких температурах обогащается MgO [39]; низкотемпературные аутигенные плагиоклазы представлены почти чистым альбитом, тогда как, образуясь при более высоких температурах, они содержат больше извести. Влияние температуры на вязкость воды, хотя его и легко оценить, по-видимому, не имеет геологического значения. Однако, если температура падает ниже точки замерзания, влияние ее на воду огромно. Отложения глетчеров и ледников образуются только при весьма низких температурах.

Критерии для определения температур прошлого (или палеотемператур) могут быть геологическими, минералогическими и экологическими. Геологическое свидетельство ледниковых температур — тиллиты и пеллодиты. Критерии для распознавания тиллитов и основные признаки пеллодитов (ленточных глин, отложенных в ледниковых озерах) были рассмотрены выше. Уверенная идентификация этих осадков является нелегким делом. Тиллиты легко спутать с весьма похожими на них тиллоидами; единственным же определенным критерием отложений ледниковых озер являются валуны, перенесенные айсбергами, однако поскольку известны и другие агенты, способные перемещать валуны, то и этот признак неоднозначен.

Минералогические или химические критерии оценки температуры четко не сформулированы и не полностью изолированы от других климатических факторов. Красную окраску многих пород и, следовательно, красную пигментацию многих осадков, по-видимому, можно коррелировать с географической широтой, а следовательно, и с температурой.

Красная пигментация в связи с сильным окислением характерна для многих почв в низких широтах; почвы в более высоких широтах не имеют такой окраски. По-видимому, цвет связан со степенью окисления гумуса в почве. Гумус препятствует окислению железа, его деструкция делает окисление возможным.

Хотя состав определенных твердых растворов — функция температуры, использования его в качестве геологического термометра не имело успеха при попытках установить различие между высокими и низкими значениями температуры в ограниченном интервале температур, преобладающих на поверхности Земли. Предполагается, что стабильность некоторых гидратов контролируется температурой. При относительно повышенных температурах отлагается скорее ангидрит, чем гипс.

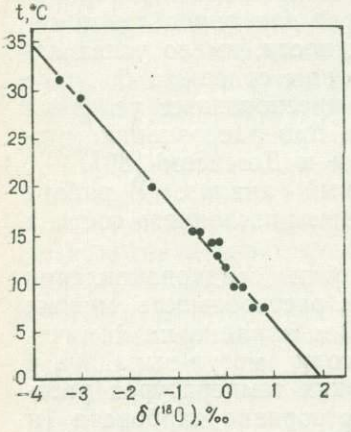


Рис. 15-5. Зависимость концентрации изотопов ^{18}O от температуры; результаты, полученные при нагревании образцов карбоната кальция. По [61]

В последнее время предпринимаются попытки измерять палеотемпературы путем фракционирования изотопов ^{16}O и ^{18}O при температурном контроле. Поскольку экспериментально и теоретически можно доказать, что соотношение этих изотопов зависит от температуры, определим, при какой температуре образовался тот или иной минерал, если на это соотношение не влияли постседиментационные изменения или замещения. Некоторый успех был достигнут при определении температур образования раковин некоторых белемнитов и других ископаемых [183, 61] (см. также рис. 15-5).

В качестве свидетельств палеотемператур использовались также фауна и флора. Весьма вероятно, что по меньшей мере для третичных отложений можно установить заметное различие между фауной теплых и холодных вод. В частности, для установления палеотемператур можно использовать фораминиферы [13], хотя при этом следует уделять большое внимание вопросам отличия поверхностных форм от донных, а также эндемичных (местных) форм от транспортированных [59]. Определение температуры на основании биологических критериев в древних формациях затруднительно, кроме того, во всех случаях биос в большей степени подвержен влиянию экологических факторов, чем температуры. Эти осложнения весьма затрудняют интерпретацию.

Общая оценка и итоги

Из вышеприведенного обзора параметров обстановки осадконакопления и оценки критериев, применяемых для установления этих параметров, следует, что используемые признаки — структурные, минералогические, текстурные или биологические, как правило, не дают однозначного ответа.

Следует иметь в виду два момента. Во-первых, некоторые параметры — физические, химические и биологические — не являются полностью независимыми. До некоторой степени они взаимозависимы. Это в особенности относится к биосу. Фауна и флора очень чувствительны к таким факторам, как турбулентность, глубина моря, соленость- и температура. Органический мир, в свою очередь, может влиять на турбулент-

ность (тормозящий эффект), изменять Eh и pH (в особенности Eh) и способствовать эвтрофикации*, что приводит к преобразованию характера самого животного и растительного мира. Даже физические и химические параметры могут влиять друг на друга. Соленость в случае ее расслоения, например, когда слой пресной воды покрывает слой соленой воды, может привести к возникновению восстановительных условий на глубине. Высокая турбулентность несовместима с низким Eh и т. д. Более того, накопление осадков может изменить глубину, а это, в свою очередь, может привести к изменению силы, направления и турбулентности течения. Таким образом, существует то, что принято называть обратной связью. Короче говоря, под влиянием внутренних и внешних факторов параметры обстановки осадконакопления со временем могут меняться.

Второе обстоятельство, которое мы должны иметь в виду, заключается в том, что с помощью этих параметров нельзя точно идентифицировать обстановку осадконакопления. За исключением некоторых, весьма ограниченных зон, параметры в пределах той или иной обстановки осадконакопления, например в условиях приливной равнины или в пределах большого озера, могут меняться в очень широких пределах. Даже в том случае, если температура, соленость, pH и Eh носят специфический характер, нельзя быть уверенным в том, имеешь ли дело с эстуарием, внутренним морем, лагуной или другим комплексом условий оснадконакопления. Некоторые озера бывают очень солеными, другие — пресными. В некоторых лагунах вода солоноватая, в других — мы встречаемся с рассолами. Некоторые из них хорошо аэрированы, в других господствуют восстановительные условия. Следовательно, если даже нам удастся оценить все параметры, результат будет не очень значительным. Поэтому мы должны искать какие-то другие критерии, способные более точно охарактеризовать обстановку осадконакопления.

Очевидно, нам требуется какой-то новый подход к анализу обстановки осадконакопления, поскольку структуры, текстуры и минералогический состав как критерии не заслуживают особого доверия. Даже ископаемые органические формы могут оказаться перенесенными и, следовательно, вводящими в заблуждение. Наиболее плодотворным подходом является использование вертикальных разрезов и изучение геометрии осадочных тел. Этот подход к проблеме анализа обстановки осадконакопления означает возврат к полевым исследованиям и меньшую зависимость от результатов лабораторного анализа образцов. Он требует проведения тщательных замеров, изучения стратиграфических разрезов и картирования осадочных тел. Этот подход мы рассмотрим в следующем разделе данной главы.

Классификация обстановок осадконакопления

Попытки классифицировать специфические зоны седиментации предпринимались неоднократно. Более или менее традиционный подход к этому вопросу проявил Бэррел [14], который подразделил осадки на континентальные, литоральные (прибрежные) и морские. Каждую из этих главных зон он подразделил на более мелкие подзоны. Другие исследователи пытались выделить или определить такие зоны, которые соответствуют и дают объяснение крупным, генетически родственным ассоциациям осадков, таким, как, например, флиш и моласса, неоднократно повторяющимся в геологической летописи. Географо-геоморфо-

* Процесс, в результате которого воды обогащаются питательными веществами. — Прим. перев.

логическая классификация Бэррела, модифицированная Твенхофелом [182], не только не преследует эти цели, но и не раскрывает корреляционных связей между наблюдаемыми петрологическими типами пород и обстановкой осадконакопления. Более поздние попытки классификации зон осадконакопления основывались на различных принципах. Терсье [177], например, считал, что существовали более естественные категории, некоторые из которых включают как морские, так и неморские условия осадконакопления, как глубоководные, так и мелководные зоны. Среди прочих исследований, направленных на выделение зон осадконакопления, следует отметить работу Викса [191], который разработал классификацию, основанную главным образом на строении (архитектуре) бассейна седиментации. Это, собственно говоря, не строгая классификация, а схема, хотя и весьма вероятно, что между характером осадочных отложений и типом бассейна, в котором они отлагались, существует определенная связь.

Совершенно очевидно, что мы сталкиваемся здесь с двумя проблемами, неправильная постановка которых привела к весьма запутанному положению. Первая проблема — это проблема конкретных локальных условий, определяющих характер одного определенного пласта или пачки пластов; вторая проблема затрагивает крупные осадочные комплексы, а также характер и тектонику крупных бассейнов, в которых накапливались эти толщи.

Вопрос о классификациях условий осадконакопления рассмотрен в очень немногих работах и при этом формально [182, 160, 52]. Большинство принятых классификаций представляют собой дальнейшее развитие классификации Бэррела; понятия, которые в них используются для выделения различных типов обстановок, ни в коем случае нельзя признать четкими. Важное исключение составляют немногочисленные работы, в которых сделана попытка проанализировать проблему достаточно глубоко, чтобы достичь ее решения [42, 97, 105, 103, 107].

Даже в том случае, если мы берем за основу понятие о локальной обстановке осадконакопления, как о комплексе физических, химических и биологических условий, соответствующих геоморфологическому элементу определенных размеров и формы, мы все равно сталкиваемся с рядом проблем при классификации. Мы не стремимся смешать в нашей номенклатуре понятия, связанные с местом и средой осадконакопления, процессом или агентом и даже с характером отложенного материала. Мы отличаем, например, морские условия от неморских, тем самым затрагивая среду, или же мы говорим о коралловых рифах или устричных банках, т. е. употребляем терминологию, отражающую характер отложенного материала. Когда же мы говорим о ледниковой или эоловой обстановке, мы подразумеваем не что иное, как агент осадконакопления. Даже в том случае, когда мы тщательно стремимся придерживаться строгого геологического понятия обстановки осадконакопления, мы сталкиваемся с трудностями. Дельтовая обстановка в действительности объединяет сложный комплекс различных обстановок, включая русла дельтовых рукавов, намывные валы, межрукавные марши, лагуны и озера, отшнуровавшиеся петли меандр или старицы, а также различные субаквальные обстановки, связанные с дельтой. Таким образом, нам нужна классификация достаточно общая и достаточно гибкая для того, чтобы вместить все субобстановки второго порядка. Эта классификация должна включать в себя категории, которые по своему содержанию были бы как-то связаны с локальными стратиграфическими разрезами. Каждая главная категория должна коррелироваться с конкрет-

ным седиментационным процессом, который, в свою очередь, связан с конкретным стратиграфическим мотивом, т. е. с последовательностью напластования. Вероятно, создание такой всеобъемлющей классификации в настоящее время неосуществимо, поскольку не ясно, сколько существует моделей осадконакопления. Определение и анализ понятия модели мы должны рассмотреть в настоящей главе.

Классификация, которую мы предлагаем, по вышеизложенным соображениям представляет собой компромисс между идеальной классификацией, подразделения которой можно было бы коррелировать с изучаемыми стратиграфическими разрезами, и подразделениями, выбираемыми интуитивно. Некоторые ее категории, как показывают результаты произведенных полевых наблюдений, соответствуют таким циклам осадконакопления или осадочным комплексам; идентификация других категорий пока еще не доказана (табл. 15-3).

Различные обстановки связаны постепенными переходами; границы между ними не могут быть резкими. Аллювиальный конус выноса постепенно переходит в разветвленную реку; озеро или лагуна — в заболоченный марш. Более того, одни обстановки тесно связаны одна с другой; другие — нет. Аллювиальная обстановка объединяет такие тесно связанные между собой зоны, как аллювиальные конусы выноса, поймы с разветвленными или меандрирующими реками и дельтовые окончания рек. Однако между турбидитовым бассейном и плайевым (пересыхающим) озером мало общего.

Поэтому мы старались в нашей классификации сгруппировать различные обстановки в более крупные категории, которые отражают их взаимосвязь. Так, мы выделяем аллювиальные обстановки, объединяющие несколько тесно взаимосвязанных обстановок, каждой из которых предположительно соответствует характерная вертикальная последовательность отложений. Другая группа обстановок характеризует прибрежную зону, которая может быть подразделена на две взаимосвязанные группы осадков, а именно: кластические прибрежные отложения, объединяющие осадки приливной равнины, лагун и лагунных маршей, а также береговые бары и карбонатные прибрежные отложения, к которым относятся карбонаты приливной равнины, лагун и барьерные рифы. К третьей крупной категории относятся морские отложения, включая осадки как мелководных, так и более глубоководных морских бассейнов (к последним мы относим как кластические, так и карбонатные турбидиты). По-видимому, необходимо выделение еще двух категорий. К одной относятся внутренние бассейны, которые в гумидных условиях представлены пресноводными озерами, а в аридных — солеными озерами, солончаками, возможно пересыхающими плайевыми озерами и даже дюнными полями. Другая категория, не связанная с первой, характеризует ледниковые обстановки, включая как континентальные так и, возможно играющие более важную роль, морские ледниковые условия. Мы отдаем себе отчет в том, что в нашей классификации в основу выделения некоторых категорий положены разнородные понятия: климат, состав, транспортирующий агент, а также геоморфологическая общность. Эта в некотором отношении нелогичная система тем не менее геологически осмыслена, поскольку каждая выделенная обстановка осадконакопления оставляет свою легко распознаваемую «визитную карточку» в виде характерного стратиграфического разреза.

Таким образом, мы дали определение одиннадцати, а если рассматривать в качестве самостоятельных категорий карбонаты приливной равнины, барьерные рифы и карбонаты турбидитовых бассейнов, то че-

Таблица 15-3

Классификация обстановок осадконакопления

Главные группы обстановок		Обстановка	Субобстановка
Аллювиальные		Аллювиальный конус выноса	Русла, межрусловые участки
		Разветвленная река	
		Меандрирующая река	Протоки, песчаные косы, прирусловые намывные валы, пойма, пойменные озера и болота
		Дельта	Продельта, фронт дельты, край дельты, дельтовая платформа
Прибрежная зона	Кластические	Приливная равнина	Протоки, намывные валы, приливная дельта, приливный марш
		Лагуна или эстуарий	
		Пляж и барьерный остров	
	Некластические	Приливная равнина	Протоки, намывные валы, приливная дельта, приливный марш
		Барьерный риф	Собственно риф, тыловая часть рифа, рифовый шлейф
		Лагуна (часто перенасыщенная)	Одиночные рифы и т. п.
Морские		Мелководноморская	Шельф, краевая часть шельфа
		Турбидитовый бассейн, некарбонатный	Подводные конусы выноса, долины конусов выноса, намывные валы, удаленные районы подпруживания
		Турбидитовый бассейн, карбонатный	То же
Внутренние бассейны		Пресноводные озера	Различные субобстановки
		Соленые озера, пересыхающие озера, солончаки	
		Дюнные поля	
Ледниковые		Континентальные ледники	Донная морена, зандровая равнина, камы и озы, моренные озера
		Морские ледники	С размокшим основанием
			С сухим основанием

тырнадцати главных обстановок осадконакопления. Следует, однако, помнить, что в каждой из этих категорий можно выделить еще много более мелких субобстановок. Рифы, например, имеют ядро и предрифовый шлейф, а в случае обнажения над поверхностью моря, вероятно, пляжевую и дюнную зоны. Так же можно подразделить и все остальные обстановки осадконакопления.

Для ряда наиболее важных обстановок в последнее время разработаны модели и установлены характерные литологические и текстурные особенности в вертикальном разрезе — стратиграфические «визитные карточки», которые идентифицируют искомую обстановку осадконакопления. Это в особенности касается меандрирующих рек, дельт, приливной равнины с карбонатным осадконакоплением, кластических береговых баров, карбонатных рифов, а также кластических и карбонатных турбидитовых бассейнов. Для других обстановок столь хорошо разработанных моделей пока не существует и соответствующие им разрезы либо являются гипотетическими, либо, в лучшем случае еще недостаточно изучены.

Фациальные модели и реконструкция обстановки осадконакопления

Введение

«Новый» подход к анализу обстановки осадконакопления возник на основе изучения современных осадочных разрезов, которое показывает, что главные обстановки осадконакопления и их подразделения структурно согласованы. В действительности такой подход не так уж нов; лежащие в его основе принципы были давно установлены Йоганнесом Вальтером [190], который отмечал, что согласно налегать друг на друга могут только те фации, которые граничат по площади. Таким образом, вертикальная последовательность осадочных фаций не случайна, но, напротив, построена взаимосвязанным и предсказуемым образом. В последние годы в основном в результате трехмерного изучения новейших и голоценовых осадков, вскрываемых в скважинах и глубоких выработках, все большее внимание уделяется вертикальному соотношению литологии и текстур, или так называемому «литологическому пакету». Эта характерная последовательность, которую можно наблюдать и в древних разрезах, представляет собой наилучший «ключ» к палеообстановкам осадконакопления. Поэтому нам следует полагаться не только на интерпретацию индивидуальных фаций с их набором структур и текстур, но больше внимания уделять взаимному расположению этих фаций и их осадочных текстур в определенной последовательности, или в их «пакете». Выделение в вертикальном разрезе таких «пакетов» поможет нам реконструировать детальную картину взаимодействующих и взаимосвязанных субобстановок, которую мы не смогли бы получить путем простого литологического сопоставления с неполными разрезами современных осадков. Одним из первых такой подход применил Вишер [185]; более поздняя, резюмирующая эти воззрения, работа принадлежит ле Бланку [107], обобщившему материалы исследовательской компании «Шелл». В сущности такой же подход используется в учебнике Селли [161], посвященном диагностике древних обстановок осадконакопления. Как отмечает Вишер, этот подход связывает особенности чередования фаций в вертикальном разрезе с процессом, например, таким, как перемещение дельты в сторону моря. Характерная последовательность фаций, отражающая такой процесс,

может многократно повторяться, образуя серию наложенных циклов — циклов, во многих случаях порожденных самим процессом, а не вызванных изменением внешних условий. Таковы автоциклические серии Бирбауэра [17]. Распознавание серий автоциклического происхождения является, по-видимому, наиболее важным способом идентификации обстановки осадконакопления. Интерес может представлять последовательность не только литологических изменений, но и чередования осадочных текстур в вертикальном разрезе. Весьма обширно проблема циклов, их распознавания, классификации и происхождения рассмотрена Даффом, Хэллэмом и Уолтоном [51].

Этот новый подход к анализу условий осадконакопления налагает на исследователя современных осадков важные обязательства. Для него уже недостаточно проведения седиментологических исследований, заключающихся в сборе образцов для лабораторного анализа из самой поверхностной части отложений.

Необходимо определить, что представляет собой вертикальный разрез, в какой последовательности образуются осадки в современных условиях. А это требует не двухмерного, а трехмерного подхода к проблеме.

Этот подход породил понятие *фациальной модели*, т. е. дал формальное название теоретической схеме, связывающей эволюцию конкретной обстановки осадконакопления с конкретным вертикальным разрезом, который отражает эту эволюцию. Вишер [185] выделил 6 таких моделей; Блатт, Миддлтон и Мэрри [23] установили 10 моделей. Общее их число неограниченно. В данной работе мы рассматриваем только те модели, которые наиболее хорошо изучены и дают объяснение большей части летописи осадконакопления. Три из них являются кластическими: турбидитовая, аллювиальная (песчаные косы) и дельтовая, а три — некластическими: рифовая, приливной равнины и себховая. Например, в палеозое Центральных Аппалачей 9/10 кластических осадков могут быть интерпретированы как глубоководные турбидиты (Мартинсбург и «Портидж»), как аллювиальные отложения песчаных кос (Катскилл, Поконо, Мауч-Чанк, Поттсвилл) и отложения наступающих дельт (Монтебелло). Весьма характерные карбонаты нижнего палеозоя (например, Конкочич) в основном представлены частью разреза приливной равнины.

В наших попытках реконструкции обстановок осадконакопления с помощью *вертикальных разрезов* мы не должны выпускать из виду важность общей геометрии изучаемого осадчного тела. Этот аспект возник также в результате трехмерного изучения голоценовых осадков; путем обычного двухмерного исследования тех же отложений выявить геометрию тел было бы непросто. Форма и конфигурация (геометрия) песчаных тел, например, могут дать «ключ» к решению вопроса о характере обстановки их осадконакопления. Общая форма фации — функция геоморфологической обстановки осадконакопления. Радиально расходящиеся и ветвящиеся рукава дельты и отложившиеся в другой обстановке шнурковые прибрежные бары являются иллюстрацией этого принципа (геометрический аспект подробно рассмотрен в гл. 5).

В данном разделе, как и в других главах этой книги, мы начинаем с признаков, которые мы можем наблюдать в обнажениях, и по возможности основываем наши рассуждения на тех аспектах и процессах современного мира, которые помогают нам понять то, что мы наблюдаем. Поэтому основное внимание уделяется нами описанию пород; с этого мы начинаем и этим заканчиваем.

В целом идентификация обстановки осадконакопления той или иной осадочной формации зависит не столько от структурных или даже текстурных ее особенностей, сколько от характерной последовательности в вертикальном разрезе (или «пакете») микрофаций. Конкретные особенности данной последовательности — результат определенного процесса, такого как перемещение береговой линии, или меандрирование реки, процесса, который вызывает латеральные перемещения субобстановок, подчиняющиеся определенной закономерности. Такие латеральные миграции субобстановок отражаются в разрезе в виде последовательности микрофаций, которая является отличительным признаком главной обстановки осадконакопления. Эта концепция, получившая признание в последнее десятилетие, способствовала повышению наших возможностей в интерпретации разрезов в большей степени, чем любой другой подход или метод.

Идентификация конкретной палеообстановки стала возможной благодаря познанию характерного «мотива» [187], т. е. упорядоченной последовательности литологических разностей, обычно закономерно повторяющихся с некоторыми вариациями, порожденными этой обстановкой. Аллювиальная последовательность (песчаные косы, например) представляет собой цикл с характерным уменьшением зернистости вверх по разрезу; наступающая мелководная дельта генерирует разрез с крупномасштабным погрублением материала вверх по разрезу. Мы подчеркиваем здесь особое значение таких последовательностей в разрезе, или «мотивов», потому, что они являются тем признаком, который геолог наблюдает в поле, теми первичными данными, на которых основывается интерпретация обстановки осадконакопления. Поэтому рассмотрение каждой модели обстановки осадконакопления мы начинаем с описания ее характерной стратиграфической «визитной карточки», после чего следует краткий анализ условий и способа образования осадочных циклов. Эти вопросы лежат на стыке седиментологии и стратиграфии.

Идентификация стратиграфических моделей в хорошо обнаженных разрезах или в керновом материале может быть сама собой разумеющейся. В других случаях такие модели не столь очевидны из-за значительных отклонений от нормы. Быть может, для того чтобы избежать субъекитивного или предвзятого суждения, в крайних случаях желательны выработка объективного способа анализа данных и создание соответствующих разветвленных диаграмм [160]. Не все стратиграфические разрезы поддаются интерпретации этим методом. Возможно, существуют циклические модели, пока еще не поддающиеся интерпретации; быть может, есть и такие модели, которые вообще невозможно идентифицировать. Анализ обстановки осадконакопления пока еще далек от совершенства, хотя с помощью принципа «мотива» за последние 20 лет и был достигнут большой прогресс.

Аллювиальные обстановки

Процессы, связанные с деятельностью рек, включают в себя как эрозию, так и отложение осадков. Нас в основном интересуют последние. Сюда относятся грубые аллювиальные отложения, образовавшиеся по окраинам резко приподнятых площадей, в тех местах, где потоки вырываются из каньонов или долин. Эти аллювиальные конусы выноса сливаются с аллювием, выполняющим крупные аллювиальные бассейны, т. е. с отложениями перегруженных разветвленных или меандрирующих рек. Крупные реки впадают обычно в моря или другие крупные водоемы, образуя при благоприятных условиях дель-

ты. Каждая из этих аллювиальных обстановок представляет собой сложный комплекс и состоит из субобстановок. Осадконакопление в них характеризуется характерными последовательностями, каждый член которых обладает своей, особенной геометрией и характерным набором осадочных текстур.

Аллювиальные конусы выноса. Аллювиальные конусы выноса развиты вблизи горных хребтов или высоких холмов. Наиболее значительные и крупные скопления образуются в аридных и полуаридных регионах с сильно расчлененным рельефом.

Современные конусы выноса изучались Блиссенбахом [24, 25], Блаком [26], Денни [46] и Хуком [79]. Статьи двух последних авторов выделяются детальными картами поверхностей конусов выноса, а также примечательны тем, что в них рассмотрены микрорельеф и характер материала на поверхности, а также эволюция конусов выноса. Древние конусы выноса рассматриваются в работах Лоусона [106], Блака [27], Булля [33] и др. Общие сведения о характере конусов выноса и их отложений можно найти в сводках Медейроса, Шаблера и Фридмана [123]; ле Бланка [107] и Булля [33], причем статья Булля является наиболее полной.

Для аллювиальных конусов выноса характерны периодические временные потоки, обладающие наиболее высокой энергией по сравнению с другими условиями седиментации, отложение кластических осадков в непосредственной близости от источника сноса, широкий диапазон зернистости слагающего материала и очень незначительная степень сортировки.

Размеры отдельных конусов выноса зависят от размеров водосборного бассейна, местного наклона, климата и характера пород в области сноса. Радиус у отдельных конусов выноса колеблется от ста метров до нескольких десятков километров. Слившиеся конусы выноса образуют крупные пустынные шлейфы длиной несколько сот километров. Поверхность конуса выноса обычно изрезана серией ветвящихся, сетчатых русел — «вымоин» или каналов (одни из них являются активными, а другие — сухими), которые врезаны в более ровную поверхность или «пустынную мостовую» (рис. 15-6). Обычно верхняя часть конуса — это в основном «мостовая» с одним или несколькими врезанными руслами глубиной от 1 до 10 м; нижняя часть конуса характеризуется слиянием действующих русел. Последние вниз по склону переходят в обстановку разветвленных рек или плайевых озер.

Обломочный материал переносится интенсивными, но весьма кратковременными потоками. В некоторых случаях эти потоки настолько перегружены материалом, что образуют грязевые или селевые потоки («обломочные потоки», по Хуку). Такие потоки, стекая по руслам, могут переполнять их и образовывать лопастные языки. Отложения таких потоков очень плохо отсортированы, характеризуются отсутствием слоистости и имеют очень резкие границы. Более длительные водные потоки несут обломочный материал самой разнообразной зернистости; грубые галечники характеризуются угловатостью или очень слабой окатанностью. В некоторых случаях отложения водных потоков представлены очень грубым рыхлым галечником, лишенным тонкого материала; такой галечник Хук [79] называет «ситовыми отложениями», поскольку он выполняет функцию сита, легко пропуская воду. Более тонкий материал накапливается вверх по течению от таких русловых барьеров.

Галечники конусов выноса обычно плохо отсортированы и содержат все типы обломков, образовавшихся в области сноса; обломки эти, как

правило, угловаты или слабо окатаны. Галечные скопления, отложенные водными потоками, могут быть либо грубослоистыми, либо массивными, либо иметь черепитчатую текстуру. Тонкозернистые осадки, отлагающиеся ниже по склону, могут быть косослоистыми, массивными, тонкослоистыми или грубослоистыми. Отложения грязевых или обломочных потоков представлены плохо отсортированными угловатыми гальками и валунами, включенными в глинисто-илистую цементирующую массу (матрикс). Отложения вязких потоков могут иметь грубообломочное строение. Размер валунов в обломочном материале конусов выноса быстро уменьшается в направлении течения; обычно это

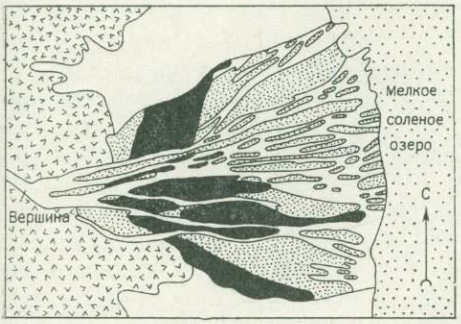


Рис. 15-6. Конус выноса Трэйн-Каньона, Мертвая Долина, Калифорния. По [46].
Наблюдаются действующие русла, отмершие русла с галечником и с пустынным загаром, а также наиболее древняя поверхность конуса выноса, покрытая выветрелым галечником

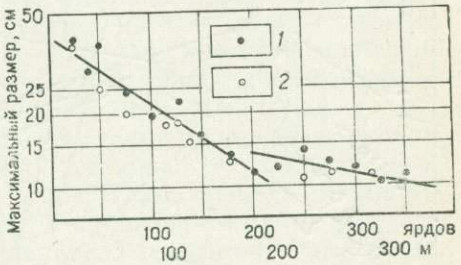


Рис. 15-7. Зависимость между размером частиц, мощностью слоев и расстоянием на предположительно триасовом аллювиальном конусе выноса. По [27].
1 — размер частиц; *2* — мощность слоев

происходит по экспоненте [24, 27], но отмечаются и иные случаи [46] (рис. 15-7). В поперечном профиле конуса выноса прослеживаются слои ограниченного распространения, которые прерываются структурами вреза и заполнения; в продольных разрезах пласты прослеживаются на значительном расстоянии.

Отложения аллювиальных конусов выноса, или, как их называет Лоусон [106], фангломераты неоднократно отмечались в геологической литературе. Некоторые из них были сведены в таблицу ле Бланком [107]. Обобщение характерных признаков этих отложений содержится в работе Булля [33]. Среди наиболее известных древних отложений конусов выноса следует отметить докембрийские конгломераты и песчаники Кевинаван в северной части штата Мичиган, докембрийскую формацию Торридон в Шотландии [193]; пенсильванскую формацию Фаунтин в штате Колорадо [80, 83] и триасовую группу Ньюарк в Атлантическом регионе [151, 98] (см. также рис. 15-8).

Разветвленные реки. Геометрия и характер отложений разветвленных рек изучены в меньшей степени, чем характер и геометрия осадков меандрирующих рек. Наиболее тщательные исследования современных разветвленных рек проведены Вильямсом и Растом [194] для р. Донжек в штате Юкон. Текстуры отложений разветвленных рек описаны в работах Дугласа [49], Ора [135], Смита [168] и Кесслера [90].

Разветвленные реки образуют переплетающуюся сеть слабоизвилистых русел. Они встречаются, как правило, при более крутом наклоне

и характеризуются большей мощностью потока, чем меандрирующие реки; они развиты на крупных конусах выноса в аридных регионах и в перигляциальных районах. По-видимому, необходимой предпосылкой для их развития является перегруженность осадками и слабая растительность, неспособная стабилизировать берега. Их русла мелеют за счет отложения собственного обломочного материала, который имеет тенденцию образовывать продольные бары в центральной части русла. Непрерывное образование таких баров и раздвоение русел приводит к образованию сетчатой системы проток и разделяющих их баров. Типичный аллювий разветвленных рек представлен песком и галечником, а также паводковыми алевритистыми и глинистыми отложениями.

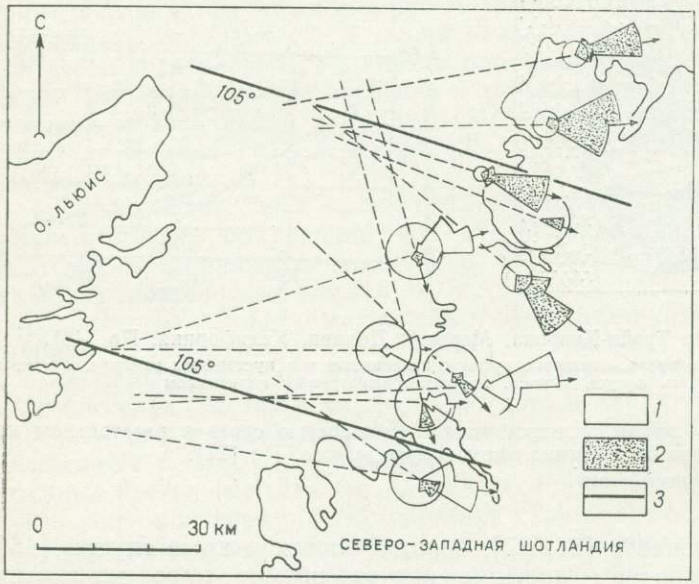


Рис. 15-8. Региональные направления палеотечений в торридонское время (докембрий), формация Эпплкросс, Шотландия. По [193].

Круговые схемы относятся к осадконакоплению аллювиальных конусов выноса.
1 — верхняя пачка; *2* — нижняя пачка; *3* — медиана конуса выноса

У этих отложений не наблюдается закономерного уменьшения зернистости вверх по разрезу, которое обычно характерно для меандрирующих рек. Небольшие количества алевритового материала могут выполнять пересохшие русла.

Изучая речную систему Платте-Платте, Смит [168] пришел к выводу, что для разветвленных рек характерна весьма значительная разница между осадками, отложенными вблизи (проксимальными) и на значительном удалении (дистальными) от источника сноса. Разветвленная система наложена на реки, для которых характерна тенденция к фракционированию донного обломочного материала, при котором более тонкие и хорошо отсортированные частицы накапливаются в нижнем течении. Типы баров в разветвленной реке зависят от размера зерен донной части твердого стока. Если грубый, хорошо отсортированный материал образует продольные бары, то более тонкие осадки характерны для поперечных баров. Отмечаются и изменения в характере слоистости. Для продольных баров отмечается грубая горизонтальная слоистость, хотя грубый косослоистый гравий аккумулируется на подветренной стороне перемещающихся баров; поперечные бары характеризуются плоскопараллельной косой слоистостью. Таким образом, по мере того, как вниз по течению уменьшается зернистость осадков, косо-

слоистых песков становится все больше, а косослоистого гравия — все меньше; в этом же направлении становится спокойнее и рельеф дна.

Предполагается, что по мере дальнейшего уменьшения уклона реки разветвленная система сменяется меандрирующим типом реки, а нормальные аллювиальные циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу вытесняют лишенные цикличности разрезы, свойственные разветвленным рекам. Паводковые илистые отложения являются главным компонентом таких циклических разрезов, тогда как мелкозернистый материал редок в отложениях разветвляющихся потоков.

Отложения разветвленных рек редко идентифицируются в древних разрезах, однако Смит [168] приписывает такое происхождение частично силурийской формации Тускарора и ее грубообломочным аналогам в Центральных Аппалачах.

Меандрирующие реки и цикличное уменьшение зернистости вверх по разрезу. Одной из характернейших черт некоторых стратиграфических разрезов является цикличность с повторяющимся уменьшением зернистости вверх по разрезу каждого цикла. Подобная цикличность — «ключ» к обстановке и характеру осадконакопления весьма мощных стратиграфических разрезов. Диксон [48] отмечал такие циклы в песчаниках Олдреда в Южном Уэльсе, а Берсье [20] установил их в молассовых отложениях Альпийского передового прогиба. Такие циклы — наиболее характерная черта указанных отложений, и проявляется она в виде пачек, которые начинаются с грубых песчаников, местами залегающих на эрозионной поверхности; вверх по разрезу последние переходят в более тонкие песчаники и алевролиты, а заканчивается цикл аргиллитами. Мощность таких циклов варьирует от 2—3 до 10 м и более. Эта последовательность осадконакопления наблюдалась в осадках самого различного возраста в разных местах. Она характеризует один из наиболее фундаментальных «мотивов» и многократно повторяется в вертикальном разрезе на протяжении сотен метров, охватывая все более молодые отложения.

Одно из наиболее ранних квалифицированных описаний таких циклов произведено Алленом [1,4] для песчаников нижнего Олдреда в Англии. Подобные циклы широко распространены в палеозое Центральных Аппалачей. Аллен и Френд [8] описали их в девонской формации Катскилл; они встречаются также в миссисипских фармациях Поконо и Мауч-Чанк и в пенсильванской формации Поттсвилл. В этом же регионе они установлены в серии Ньюарк (триас). Обзор разрезов, для которых характерна такая цикличность, произведен Алленом [7].

Сундбор [176] отмечал общее уменьшение зернистости вверх по разрезу аллювиальных отложений р. Кларельвен в Швеции, но значение этого наблюдения для стратиграфического анализа было им не понято. Доказать, что циклы с закономерным уменьшением зернистости вверх по разрезу в действительности являются продуктом меандрирующих рек, не удавалось вплоть до 50-х гг., когда исследовательская группа компании «Шелл Дивелоупмент» провела изучение аллювия р. Бразос в Техасе. К сожалению, результаты этого исследования были опубликованы лишь в виде кратких резюме [18, 19].

Наиболее характерной чертой этих циклов является их деление на нижнюю, в основном грубозернистую, и верхнюю, в основном пелитовую, пачки (рис. 15-9). Мощность обеих пачек изменяется в очень широких пределах; в некоторых циклах нижняя пачка значительно более мощная, чем верхняя, глинистая пачка; в других случаях наблюдается обратное соотношение. Весьма изменчива и общая мощность циклов. В

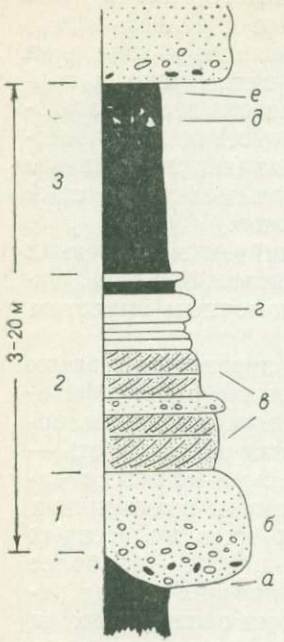


Рис. 15-9. Несколько идеализированный аллювиальный цикл с уменьшением зернистости вверх по разрезу.
1 — дно русла; *2* — отложения песчаных кос; *3* — паводковые пойменные отложения.
а — эрозионное основание; *б* — конгломератовые песчаники с интракластами; *в* — косослоистые песчаники; *г* — алевролиты со знаками ряби; *д* — желваки каличе; *е* — зона с корнями растений

песчаниках Олдреда в районе Энглеси она составляет в среднем 5,5 м; для формации Мауч-Чанк (миссисипская система) вблизи Потсвилла, штат Пенсильвания, средняя мощность цикла составляет 15 м.

Нижний слой каждого цикла представлен очень грубозернистыми песчаниками, а в некоторых случаях — конгломератами. Неизменно присутствуют внутриформационные обломки глинистых сланцев. Может присутствовать также экзотический гравий, в основном кварцевый. Базальный контакт резкий, до некоторой степени эрозионный. Конгломератовая пачка перекрывается довольно мощной пачкой песчаных пластов. Последние могут быть массивными; многим из них свойственна крупномасштабная косая слоистость, которая может проявляться в одном или нескольких, залегающих друг на друге пластах. В некоторых случаях могут присутствовать и плоскослоистые песчаники. Вверх по разрезу песчаники становятся тонкослоистыми и все более мелкозернистыми; выше они переходят в тонкозернистые песчаники и алевролиты, которые обычно характеризуются косой слоистостью со знаками ряби. Эти слои могут чередоваться с аргиллитами, которые слагают верхнюю часть элементарного цикла. Фактически же большая часть верхней пелитовой пачки сложена скорее алевролитами, чем глинистыми сланцами. Алевролиты чаще всего имеют красную окраску, тогда как для базальных песчаников это нехарактерно. Алевролитам свойственно отсутствие сланцеватости; напротив, они характеризуются полураковистым изломом; слоистость либо слабо выражена, либо отсутствует совсем. Как исключение, изредка встречаются сланцеватые глины. В пелитовой пачке цикла могут встречаться небольшие желваковые конкреции известкового или доломитового состава. Они могут быть либо рассеяны в породе, либо сконцентрированы в довольно мощные слои. Как правило, содержание конкреций возрастает вверх по разрезу цикла; они становятся столь обильными, что переплетаются и образуют маломощный нечистый пласт известняка [5].

Как отмечалось, такие циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу считаются продуктом аллювиального происхождения, точнее, продуктом деятельности меандрирующих рек — по аналогии с отложениями современных рек. Грубозернистые пачки очень близко напоминают русловые отложения и материал песчаных кос; тонкозернистые пачки считаются пойменными осадками. Известковистые компоненты интерпретируются как каличеобразные скопления. Циклы, характеризующиеся красной окраской верхней пелитовой пачки и обилием известковистых веществ, формировались, по-видимому, в аридных или полуаридных условиях. Как видно из рис. 15-10, описываемая цикличность образуется из-за миграции русла реки по пойменной равнине. Песчаные

отмели формируются вследствие бокового наращивания, следовательно, весь разрез в основании русла и на пойме накапливается одновременно. Мощность цикла определяется глубиной русла в период паводка и, таким образом, зависит от размеров реки.

Поскольку разрезы, в которых преобладающей фацией являются отложения песчаных кос, содержат много таких циклов, мы можем сделать вывод о том, что формирование и отшнуровка русла в данном месте повторялись многократно. Поэтому такие циклы — автоцикличны и являются следствием внутренних факторов режима реки, а не внешних факторов, таких, как изменения базиса эрозии, или тектонических

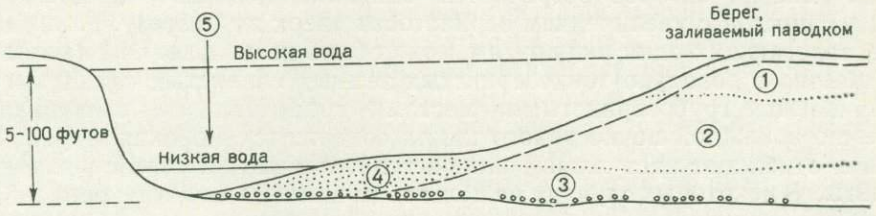


Рис. 15-10. Латеральная миграция русла реки и образование песчаных кос формируют флювиальный цикл с уменьшением зернистости вверх по разрезу. По [185].
1 — алевриты со знаками ряба; 2 — тонкослоистые пески; 3 — косослоистые пески; 4 — отложения песчаных кос; 5 — русловой галечник

причин. Тем не менее наложение подобных циклов один на другой было бы невозможно, если бы не продолжительное прогибание данного района.

Как отмечалось выше, Аллен [7] свел в таблицу все известные стратиграфические разрезы, в которых преобладают циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу. Среди работ, в которых детально рассматриваются эти циклы, следует отметить статьи Аллена [1,4] о песчаниках Олдреда в Англии, Аллена и Френда [8] — о девонской формации Катскилл в Центральных Аппалачах, Берсье [20] — об отложениях альпийской молассы; Меккеля [122] — о циклах пенсильванской формации Поттсвил в Аппалачах и ряд других.

Прибрежная зона и циклические разрезы

Прибрежная зона представляет собой район, включающий в себя смежные участки суши и моря. Здесь наблюдается больший набор различных обстановок осадконакопления, чем в пределах суши или моря в отдельности. Поскольку положение береговой линии никогда не остается постоянным, в этой зоне перемежаются друг с другом резко контрастирующие фации, причем часто это чередование носит закономерный, т. е. циклический характер.

Характер отложений прибрежной зоны зависит от типа и количества осадков, приносимых с суши. Максимальна седиментация в устьях крупных рек, а наибольшие объемы осадков накапливаются в дельтах. Однако вследствие рассеивания осадков волнами и течением они распределяются вдоль берега, так что крупные скопления отлагаются на внешней, приморской стороне междельтовой прибрежной равнины. К таким отложениям относятся, например, барьерный островно-лагунный комплекс. В условиях малого поступления кластического материала с суши или при полном отсутствии его в результате очень низменного рельефа или крайне аридного климата прибрежные осадки представлены карбонатами или даже эвапоритами.

Постоянно меняющиеся соотношения между сушей и морем и связанные с этим трансгрессии и регрессии, в особенности последние, приводят к формированию разрезов с закономерным строением, таких, как разрез наступающей дельты, наступающих в сторону моря пляжевых или барьерных островов, карбонатного приливно-отливного цикла, себхового цикла и т. п.

Наступающая дельта и увеличение зернистости вверх по разрезу

У многих авторов встречается описание довольно мощных (до 100 м) циклов с увеличением зернистости вверх по разрезу. Таких циклов, залегающих один над другим, может быть несколько. Они начинаются обычно с довольно тонкозернистых темных глинистых сланцев и заканчиваются грубозернистыми, местами гравелийными, песчаниками. Обычно в каждой пачке такого цикла содержится морская фауна. Эти циклы отражают наступление или рост в направлении моря мелководной дельты. В некоторых случаях на дельтовом цикле залегает аллювиальный цикл с уменьшением зернистости вверх по разрезу. Дельтовые циклы наблюдались и были детально описаны в нижневестфальских (каменноугольных) отложениях Девона [143], а также в среднедевонских песчаниках Монтебелло в южной и центральной части штата Пенсильвания [87, 88]. Такой же тип разреза с увеличением зернистости снизу вверх отлагается в современной дельте р. Бразос в Техасе. Его детальное описание составлено Бернардом и др. [19].

Девонские циклы в Центральной и Южной Пенсильвании весьма типичны для такого стиля седиментации (рис. 15-11). В основании идеального цикла здесь залегает значительный слой довольно сланцеватых темних глин. Фауна, если она содержится, представлена тонкостенными пелециподами. Возможно наличие нескольких равнослоистых и выдержанных тонких (от 5 до 25 см) прослоек тонкозернистого песчаника. Они характеризуются наличием внутренней тонкой слоистости и могут содержать перенесенную бентосную фауну. Эти плоскослоистые пропластки песчаников интепретируются как турбидитовые пески, образовавшиеся в зоне, вынятутой вдоль фронта дельты, на наиболее крутом ее склоне. Нижняя глинистая пачка постепенно переходит вверх по разрезу в тонкослоистые алевролиты, породы, обычно лишенные осадочных текстур. Некоторые из них пронизаны следами червей и других беспозвоночных и перемешаны в результате их деятельности настолько, что не сохранили первоначального напластования. Вверх по разрезу этих алевролитов мощность слоев увеличивается; пропластки глин исчезают; алевролиты становятся все более грубыми и переходят в песчаники, обладающие волнистой, а местами и косой слоистостью. Фауна этих песчаников представлена толстостенными брахиоподами. Верхняя часть песчаниковой пачки дельтового цикла может содержать гальку и характеризоваться структурами вреза и заполнения и даже руслами с русловыми отложениями. Последние представлены галечниками и конгломератами. Верхние метры песчаниковой пачки интенсивно пронизаны вертикальными ходами червей. В некоторых циклах формации Монтебелло верхняя пачка отделена от темных глин следующего, вышележащего цикла тонким (10—30 см) железистым биотурбированным (перемешанным в результате деятельности моллюсков, червей и др.) пропластком, содержащим шамозитовые ооиды, фосфатовые гранулы, а также обильную и разнообразную морскую фауну.

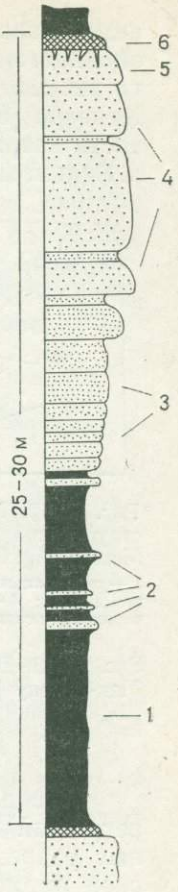


Рис. 15-11. Увеличение зернистости вверх по разрезу в циклах дельты, наступающей в сторону моря; пачка Монтебелло формации Махантанго (девон), штат Пенсильвания (по данным геологической съемки, проведенной студентами Университета Джона Гопкинса).

1 — темные глинистые сланцы; *2* — алевролитовые турбидиты с градационной слоистостью; 3 — тонкослоистые алевролиты; 4 — грубозернистый песчаник; 5 — песчаник с ходами червей; 6 — железняк

Характер песчаников отражает до некоторой степени обмеление бассейна и усиление турбулентности. Вверх по разрезу возрастает не только размер зерен, но и зрелость песка. В самой верхней части пески представлены наиболее чистой разностью и характеризуются наибольшей окатанностью. Наименее устойчивые обломки пород удалены, и пески обогащены кварцем. В результате картирования косой слоистости установлены системы радиального рассеяния, что хорошо согласуется с концепцией дельтового происхождения этих отложений.

Цикличность с увеличением зернистости вверх по разрезу цикла интерпретируется как результат наращивания дельты в сторону мелководного моря (рис. 15-12). Первоначальная глубина моря более или менее соответствовала мощности цикла — примерно от 30 до 100 м. Базальные глины являются продельтовыми, осаждающимися из взвеси в спокойных водах ниже базиса волнового слоя. Периодически продельтовая обстановка нарушалась мутьевыми потоками, низвергавшимися с краевой зоны дельты и приносившими тонкозернистый песок и перемещенные обломки раковин. Продельтовые глины сменяются алевритовым, а затем и песчаным материалом фронта дельты. Последовательное обмеление приводит к изменению текстур и мощности прослоев. Активная бентосная фауна, питавшаяся донными осадками, нарушает наиболее тонкую слоистость. Такая слоистость сохраняется только в турбидитах — продуктах почти мгновенной седиментации. В конце концов обмеление и интенсивные течения приводят к образованию косой слоистости и появлению более прочной донной фауны. Разрез цикла заканчивается внезапным перерывом, который, по-видимому, объясняется тем, что русло, обеспечивавшее разрастание дельтовой части, где-то выше по течению было отчленено и течение прекратилось. Этап осадконакопления сменился этапом отсутствия такового. Дальнейшее постепенное прогибание могло возобновиться лишь тогда, когда река вновь вернулась в данный район. Ко времени отсутствия осадконакопления относятся следы червей и моллюсков и ожелезнение. Перемещения дельт и продолжительное прогибание приводят к наложению друг на друга серии циклов и к накоплению толщи осадков мощностью свыше 300 м. Такой процесс повторяемого становления и отшнуровывания дельт характерен и для многих современных дельт (рис. 15-13). Как отмечалось Кайзером [88], наиболее близким современным аналогом палеодельты Монтебелло является дельта р. Роны [134].

Идеальный цикл нередко различным образом видоизменен. Его мощность может быть значительно уменьшена за счет сокращения мощности или полного исчезновения продельтовой, глинистой, части цикла. Возможно и увеличение мощности цикла за счет появления в его верхней части исключительно субаэральной аллювиальной пачки. Эти вари-

ации зависят от частоты и продолжительности миграции дельт и регионального погружения. Эти и другие особенности дельтовой цикличности рассматриваются в работах де Раафа, Ридинга и Уолкера [143] и Кайзера [87]. Другие примеры дельтовых циклов с увеличением зернистости вверх по разрезу описаны Охада [132], Охада и Фудзияма [133] и Ридингом [144].

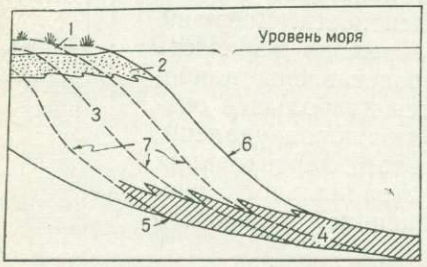




Рис. 15-12. Миграция обстановок осадконакопления в сторону моря в крупной конструктивной дельте. По [Scruton, 1960; Recent sediments of north. Western Gult of Mexico, Fig. 9].

1 — субаэральный марш и аллювий; 2 — пески шельфовой платформы; 3 — пески и алевриты склона дельты; 4 — продельтовые глины; 5 — первоначальная поверхность осадконакопления; 6 — поверхность осадконакопления; 7 — стратиграфические поверхности

Рис. 15-13. Дельтовые поля (языки) дельтовой системы р. Миссисипи. По Фишеру и Мак-Говену [1969, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 53. Fig 6]

Междельтовые прибрежные обстановки

Уже давно признано, что в результате морских трансгрессий или регрессий в определенной последовательности формируются характерные разрезы. В общем регрессивные серии фиксируются в геологической летописи чаще, чем трансгрессивные; трансгрессии, хотя это и столь же распространенное явление, как и регрессии, оставляют в геологической летописи менее явные следы либо вообще не оставляют их. Рассмотрим сначала обстановку осадконакопления и кластические осадки, связанные с регрессиями.

Регрессии представляют собой наступление суши на море в условиях прекращения или резкого замедления прогибания при интенсивном осадконакоплении. Возможны две модели. Одна из них затрагивает рассмотренные выше дельтовые условия, в которых осадконакопление проходит очень быстро. Морская обстановка нарушается в результате поступления огромного количества осадков, которые формируют быстро наступающую дельту. Другая модель характеризует междельтовый комплекс берег — бар. Хотя осадконакопление в этих условиях происходит не столь бурно, в конечном итоге, как и в дельтовой обстановке, осадки отлагаются в упорядоченной последовательности, начиная с мелководных морских алевролитов и глин, за которыми следуют прибрежные фации — пески берегового бара; последние, в свою очередь, сменяются осадками приливных лагун и маршей, а заканчивается разрез континентальными аллювиальными отложениями. Рассмотрим вкратце характерные разрезы и субобстановки, совокупность которых составляет междельтовую регрессивную модель.

Регрессивные разрезы и обстановки их осадконакопления изучались весьма обстоятельно как в современных, так и в древних осадках. Изучение современных аллювиальных и дельтовых равнин, а также ком-

плекса барьерных островов проводилось в числе других исследовательской группой компании «Шелл» в Техасе [19], группой компании «Датч» в Нидерландах [171, 172] и Западно-Германским институтом в Вильгельмсхафене [148]. Хорошая сводка по отложениям береговых валов составлена недавно Диккинсоном, Беррихиллом и Холмсом [47].

Междельтовый комплекс развит вдоль линейных отрезков береговой линии, заключенных между дельтами, и включает в себя илистые отмели, пляжевые береговые валы на пляжевых отмелях, барьерные острова, отложения лагун и приливных каналов или проток. Он встречается также вдоль обращенной к морю кромки прибрежной равнины, дренированной многочисленными мелкими реками, но лишенной сколько-нибудь значительных по размерам дельт.

Большая часть этих осадков приносится с суши, однако в небольших количествах поступает и материал, образовавшийся в морской обстановке. Осадки, принесенные в море крупными и мелкими реками, рассеиваются по площади морскими течениями. Пески, мигрирующие в прибрежную зону, накапливаются в виде береговых валов и барьерных пляжевых островов. Илистые частицы переносятся во взвешенном состоянии и отчасти выносятся в море, а отчасти скапливаются в лагунно-маршевых участках между барьерными островами и собственно сушей.

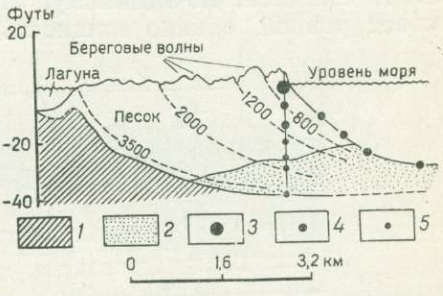


Рис. 15-14. Профиль. о. Галвестон, Техас, наступающего в сторону моря. По Бернару и др. [1962, Geology of Gulf Coast and central Texas, Houston Geol. Soc. Fig 12, A].

1 — осадки лагуны и барьерного острова (?); *2* — прибрежно-морские фации осадков; *3* — тонкозернистый песок; *4* — очень тонкозернистый песок; *5* — грубый алеврит

Береговые бары. Барьерные острова отделяют мелководную морскую обстановку от лагун и маршей. Обращенная к морю сторона бара является зоной аккреции (наращивания) песка, поэтому рост бара происходит в сторону моря. Грубые пески отлагаются на пляжевой отмели и в верхней части обращенного к берегу склона бара, в нижней части этого склона накапливаются тонкозернистые пески. Алевриты и глины аккумулируются в более мористой зоне, на дне примыкающей к бару части шельфа. По мере роста бара в сторону моря он захватывает зону примыкающей части шельфа и таким образом, подобно наступающей дельте, генерирует цикл с увеличением зернистости вверх по разрезу (рис. 15-14). Выступающая над водой часть бара может быть переработана ветром, в результате чего образуются дюны.

Барьерные острова разделяются приливными протоками, по которым во время прилива в лагуну заносится песок. Поскольку приливное течение замедляется при входе в лагуну, перенесенный им песок образует приливную дельту, обращенную к берегу.

Если регион в целом испытывает медленное опускание, бар наращивается не только в сторону моря, но и сверху. Более древняя, обращенная к берегу часть бара, напротив, опускается и, в свою очередь, покрывается лагунно-маршевым комплексом. Эти процессы приводят к образованию типично регрессивной серии (рис. 15-15). Таким образом, пляжевые пески образуют расширяющийся покров, который трансгрессивно перекрывает стратиграфические поверхности. Его наращивание происходит за счет одновозрастного бара. Одним из наиболее час-

то приводимых примеров такой схемы осадконакопления являются верхнемеловые отложения Скалистых гор на западе США [169, 196, 78] (рис. 15-16). Здесь сохранились как регрессивные, так и трансгрессивные серии. Поледние характеризуются обратной последовательностью и имеют, как правило, меньшую (по сравнению с регрессивными сериями) мощность, а в некоторых местах они вообще отсутствуют.

Текстуры пляжевых отложений были объектом тщательного изучения. Из работ, опубликованных в последнее время, следует упомянуть статьи Клифтона, Хантера и Филлипса [40], Хойта и Вайнера [81], Мак-Ки [116]; среди более ранних исследований заслуживает внимания работа Томпсона [179]. Наиболее характерной чертой пляжевых отложений является, по-видимому, пляжевая слоистость, которая обычно бывает ровной, однако мощность слоев изменчива. Часто отмечается



Рис. 15-15. Рост регрессивного песчаного покрова за счет миграции берегового бара в сторону моря в процессе медленного опускания. По [78]

полосчатая текстура, обусловленная россыпеобразными концентрациями тяжелых минералов. Слои наклонены в сторону моря под углом, редко превышающим 10°. На современных пляжах часто встречаются обломки раковин. Хотя структурные признаки (см. гл. 3) часто использовались при попытках идентификации пляжевых песков, наилучшим критерием для этого является их положение в регрессивной серии между морскими глинами и песками и глинами солоноватых лагун, а также их внутренние текстуры.

Хорошим примером квалифицированно описанного «ископаемого» пляжа может служить верхнемеловая формация Кау-Крик [173].

Лагуна и приливный марш. Позади берегового бара располагается лагуна или марш, в которых накапливаются тонкозернистые осадки. Эта обстановка подвержена влияниям приливов и характеризуется отложениями краевых участков приливной полосы и приливных проток. В зависимости от климата, положения приливных проток и других факторов лагунные отложения могут быть различны по типу и мощности. Обычно они представлены алевритами и илами с некоторой примесью песков вблизи приливных проток, а в маршевых участках — органическим илом или торфом (в древних отложениях — углем). Если воды лагуны солоноватые, то фауна отличается от содержащейся в подстилающих баровые песчаники морских глинах. Характерными чертами являются обилие растительных остатков и биотурбация. В аридных регионах вода в лагунах более соленая и осадки существенно отличаются по составу и текстурным особенностям [116, 156]. Здесь могут присутствовать эвапориты, илы с желваками гипса и оолитовые известняки.

Приливные каналы характеризуются остаточными концентрациями ракушняка и внутриформационными обломками глинистых пород.

Некоторые лагуны становятся зоной разгрузки крупных рек и их дельт. Местами такие дельты могут разрастаться до барьерных островов, перерезая лагуну пополам.

Наступающие илистые прибрежные отложения. Если по какой-либо причине песок поступает в очень малых количествах, то барьерные острова не образуются и между сушей и морем располагается илистая и заболоченная низина. Если в иле содержится достаточное количество

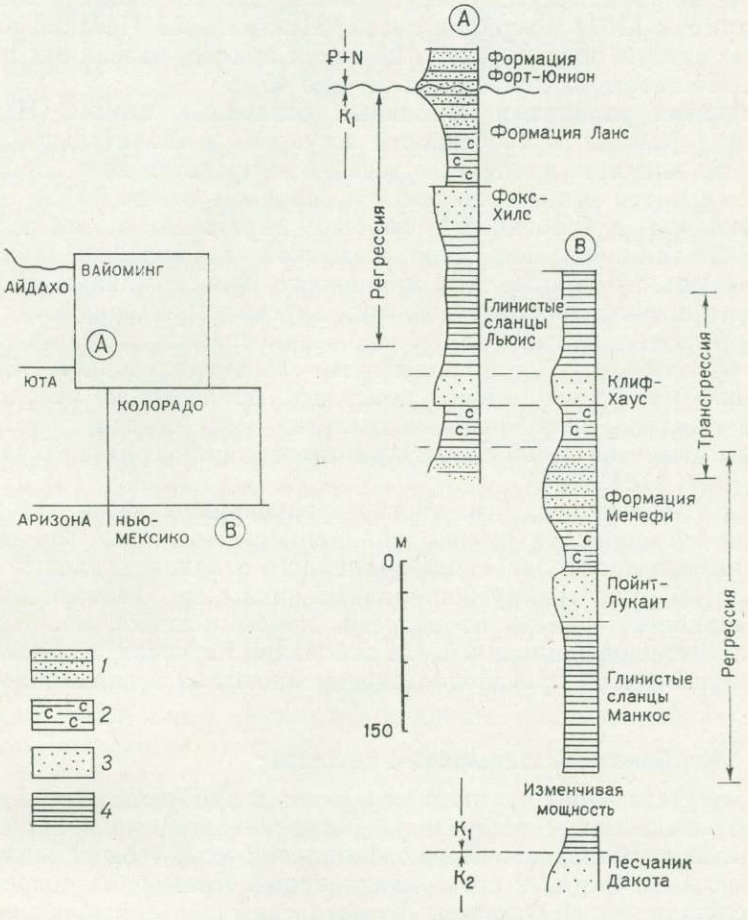


Рис. 15-16. Схематические геологические разрезы верхнего мела. По [161].

1—2 — угленосные фации: *1* — песчаников больше, чем глинистых сланцев (аллювий); *2* — глинистых сланцев больше, чем песчаников (лагуна); *3* — покровные песчаные фации (береговой бар); *4* — фация слоистых глинистых сланцев (открытое море)

песка, то за счет переработки и перемывания этих осадков на обращенном к морю краю низины образуется невысокий пляжевый вал. За ним в направлении моря может образоваться новая илистая низина. В этом случае формирование пляжа прекращается. Повторяющийся процесс поступления илистого материала, его переработки и образования пляжевого бара обусловливает формирование грядово-ложбинной прибрежной равнины, которая представляет собой чередование параллельных отмерших береговых баров с обширными низменными заболоченными зонами. Таким образом, возраст невысоких песчаных пляжевых баров

в направлении моря последовательно омолаживается. Описание грядово-ложбинных прибрежных равнин, их происхождения и эволюции содержится в работах Бирна, ле Роя и Райли [34], а также Гоулда и Мак-Фэрлана [70].

Если песка недостаточно для того, чтобы образовались береговые бары, накопленные осадки почти полностью представлены илами и алевритами частью морского, частью континентального происхождения. Последние могут циклически чередоваться, как это наблюдалось Уокером и Хармсом [187] в верхнем девоне Центральной Пенсильвании, где указанные авторы описали около 25 таких циклов, названных ими «мотивами». Мощность их колеблется от 4 до 45 м.

Приливная равнина и приливные осадочные циклы. Некоторые прибрежные районы, в особенности эстуарии, в значительной степени подвержены влиянию приливных течений и представляют собой зоны, где перемещаются и накапливаются в основном пески. Такая деятельность приливов в особенности хорошо выражена в тех эстуариях, где они обладают большой силой и высокой скоростью. В таких условиях образуются песчаные тела приливного происхождения. Некоторые из них имеют линзообразную форму, другие характеризуются значительной протяженностью. Размер зерен, как правило, убывает вверх по разрезу; базальный же слой представлен обычно галечником. Характерна хорошо выраженная косая слоистость, образующая неправильные перистые текстуры типа «рыбьего скелета». Роза течений, построенная по данным азимутов косой слоистости, имеет характерный рисунок типа бантика [147, 178].

Клейн [93] считает, что многие ортокварциты были отложены в приливной обстановке и именно приливными течениями. Он приводит много примеров предполагаемого приливного осадконакопления древних кварцитов [95] и постулирует приливный цикл с преобладающим уменьшением зернистости вверх по разрезу, напоминающий аллювиальный цикл с аналогичной тенденцией. На основании изучения скоплений с такой цикличностью он производил оценку масштаба и силы палеоприливов [94].

Карбонатный шельфовый комплекс

При отсутствии обломочного материала в прибрежной зоне и в прилегающей мелководной части моря могут накапливаться карбонатные осадки. Зона карбонатного осадконакопления может быть очень широкой (до 100 км и более) и очень мелководной. Примерами современного шельфа служат шельф Флориды и юкатанский шельф в Мексике. Крупная зона карбонатного шельфа существовала в Аппалачском регионе на протяжении всего раннего палеозоя.

Карбонатный шельф или платформа представляет собой комплекс микрообстановок, включая рифы краевой части шельфа зарифовые лагуны и изолированные рифы, карбонатные банки в пределах собственно шельфа, карбонатные приливные зоны, околошельфовые карбонатные турбидиты и (при благоприятных условиях) карбонатные эолианиты*. В наши намерения не входит давать здесь обзор всех аспектов обширнейшей литературы о карбонатном шельфовом комплексе. Геометрия рифов рассмотрена нами в гл. 5, а в гл. 10 дан краткий обзор современных карбонатных осадков, их петрографии и фаций карбонатного осад-

* Дюнные пески, отложенные ветром и сцементированные карбонатным цементом. — Прим перев.

конакопления. Поэтому в данной главе мы остановимся только на стратиграфических разрезах, сформировавшихся в процессе роста карбонатного шельфа. Вначале мы рассмотрим карбонатную приливно-отливную равнину и образовавшиеся в ее пределах разрезы, а затем перейдем к разрезам, накопленным в приливно-отливной обстановке в условиях повышенной аридности, к так называемому себховому циклу.

Цикличность разреза приливной равнины. Тщательное изучение некоторых известняков показывает, что им свойствен характерный, обычно легко распознаваемый тип цикличности осадконакопления [154, 136]. Хорошо выраженные циклы установлены, например, для кембрийских известняков Конкочич в западной части штата Мэриленд и прилегающей части штата Пенсильвания (рис. 15-17). В этих отложениях основание цикла представлено местами тонкослоистым, местами грубослоистым плоскогалечным внутриформационным конгломератом. Грубообломочный материал конгломерата образует скелет породы, а промежуточные пространства заполнены пелоидами и осколками окаменелостей. Все это сцементировано шпатовидным кальцитовым цементом. Выше залегает слой калькаренита, сложенного пелоидами, ооидами и скелетными обломками. Различные куполо- и пальцеобразные строматолиты также присутствуют в этой пачке. Этот пласт, в свою очередь, перекрывается тонкослоистыми, листоватыми известняками (от микритовых до пелоидальных), образующими волнистые слои или линзы, в которых участки мелкомасштабной косой слоистости перемежаются с тонкими пропласткам нечистого доломита. Выше залегает пласт, представленный очень тонкочередующимися пропластками кальцита и доломита с характерными трещинами усыхания. По-видимому, эти пропластки имеют водорослевое происхождение. Вверх по разрезу эти переслаивающиеся осадки переходят в пласт доломита, местами содержащий желваки гипса. В этом криптоводорослевом доломите встречаются линзы кварцевого песка, местами образующие довольно протяженные, хотя и маломощные прослои, которые и завершают разрез цикла.

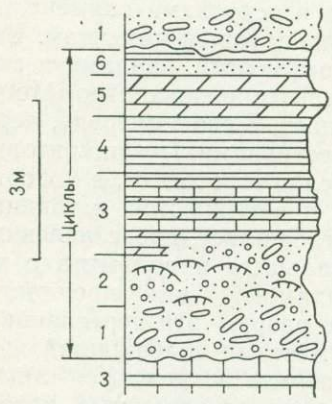
Такая последовательность пластов интерпретируется Хеппом [76] как регрессивный цикл приливной равнины, начинающийся с нижнеприливного (морского) внутриформационного конгломерата, за которыми следуют нижне- или среднеприливные строматолитовые слои, и заканчивающийся верхнеприливными отложения типа себхи, в которых могут встречаться перенесенные ветром пески. Предположительно такой разрез автоцикличен. Чередование таких многократно повторяющихся циклов может слагать карбонатные толщи мощностью порядка 1000 м, хотя мощность отдельных циклов может не превышать нескольких метров. Подобное происхождение имеет большая часть сохранившегося кембро-ордовикского разреза мощностью около 3000 м [50, 121, 136, 158].

Характер осадконакопления, свойственный формации Конокочич в Центральных Аппалачах, довольно широко распространен, в особенности в породах нижнего палеозоя и верхнего докембрия. Например, сходной литологией характеризуются докембрийские доломиты Рэндвилл на Северном полуострове оз. Мичиган [71].

Себховый цикл. Возможно, доломитовая фация является в большей степени вторичной, диагенетической, чем, первичной, или седиментологической. Тем не менее, как отмечалось при характеристике распространения доломитов, это обычно географически определенная и легко картируемая фация, для которой характерно смещение в сторону береговой линии по сравнению с ассоциирующими известняками. В тех же случаях, когда доломиты тесно связаны с эвапоритовыми минералами или осад-

ками, они, конечно же, являются ярко выраженной седиментологической фацией.

Одним из примеров эвапорито-доломитовой фации является верхнепермская Беллерфонская формация Альпийского региона в Северной Италии [28]. Здесь доломиты и гипсы переслаиваются в виде циклов, каждый из которых состоит из нижнего доломитового и верхнего гипсового слоя. Эти циклы, мощность которых в среднем составляет около 3 м, интерпретируются как продукт наступающего в сторону моря комплекса «мелководная лагуна — себха». Самый нижний прослой доломита нижнеприливный; слоистый, желваковый и «тонкопроволочный» (chicken-wire) гипс верхнего слоя образовался выше уровня воды, в условиях



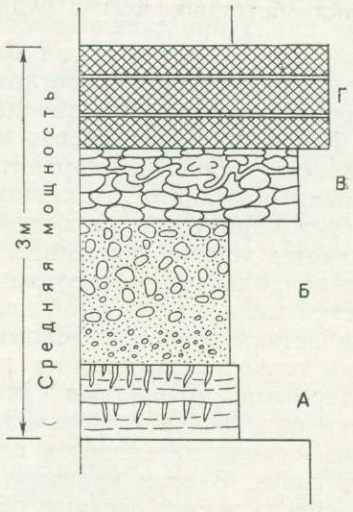


Рис. 15-17. Генерализованная схема цикличности известняков Конокочич (кембрий), Мэриленд. По [154].

Типы пород в циклах: 1 — внутриформационные известняковые конгломераты с калькаренитовым матриксом; 2 — строматолитовые известняки с калькаренитами и оолитами; 3 — чередование волнистых слоев известняков и доломитов с мощностью прослоев 1—2,5 см («ленточные породы»); 4 — переслаивающиеся известняки и доломиты; 5 — тонкослоистые доломиты с желваками гипса; 6 — кварцевый песок

Рис. 15-18. «Модальный» (наиболее часто встречающийся) цикл беллефонского (пермь) эвапоритового разреза в Северной Италии. По [28].

А — доломит тонкослоистый, серый, землистый, с ходами червей и пустотами, местами с прослоями темных глинистых сланцев; Б — массивный, черный, песчанистый доломит с обилием гипсовых желваков; В — слоисто-желваковый гипс; редкие прослои и линзы доломитов; Г — массивный гипс, от «тонкопроволочного» до неравномерно-слоистого

полностью обнаженной себхи. Идеальный цикл изображен на рис. 15-18. Хотя неясно, являются ли доломиты первичными осадками или результатом конседиментационного замещения, но в любом случае они составляют четко выраженную карбонатную фацию. Эта фация, по-видимому, типична для геологической летописи; она наблюдается в верхнетриасовой формации Райбл в Южных Альпах, в верхнетриасовой формации Бурано в Центральных Апеннинах и, возможно, присутствует в каменноугольных отложениях Шпицбергена [28].

Рифовый цикл. В меньшей степени документирован рифовый цикл. Лауэнстам [110, 111] пересмотрел в некоторых вопросах свою концепцию происхождения и развития Ниагарских рифов (силур) в районе Великих Озер. Хотя он и не дает формулировки понятия «рифовых циклов», но указывает предполагаемую последовательность осадков и фа-

уны, которые должны отлагаться по мере роста рифа до стадии его зрелости. Рост рифа по этой концепции начинается ниже волновой зоны; зарождающийся риф расположен на субстрате, сложенном известковистыми красными и зелеными глинистыми сланцами. По мере своего роста риф достигает зоны действия волн, и его ядро начинает поставлять известково-обломочный материал, который накапливается в виде постоянного расширяющегося шлейфа. Ядро также стремится расшириться и перекрыть эти окаймляющие осадки. Если риф обнажается над водой, некоторая часть обломочного материала попадает обратно на поверхность рифа, образуя пляжи и даже дюны.

На основании этой концепции и до некоторой степени в зависимости от положения относительно ядра рифа можно ожидать следующую вертикальную последовательность снизу вверх: подстилающие известковые глинистые сланцы, окаймляющие слои обломочного материала с первично крутыми углами падения, собственно рифовая порода, эолианиты и пляжевый известковистый песчаник. Такие разрезы (или очень близкие к ним) в действительности наблюдались в скважинах, вскрывавших морские рифовые структуры в силурийских отложениях Южного Иллинойса [111].

Разрастание карбонатного шельфа в целом может привести к миграции обрамленного рифами края шельфа в сторону моря, так что более древние рифы перекрываются лагунными фациями с их одиночными рифами и, возможно, даже эвапоритами. По-видимому, такая ситуация характерна для гваделупских рифов (пермь) Техаса и Нью-Мексико [92, 130].

Морские обстановки

При рассмотрении прибрежных обстановок и осадков мы уже затронули ряд смежных обстановок и осадков, характеризующих мелководные морские условия; например: глины продельтовой зоны; глины, окаймляющие со стороны моря барьерные острова; слои, окаймляющие известняковые рифы и шельфы. Нам остается рассмотреть морскую обстановку в целом как комплекс мелководных и глубоководных осадков и их последовательности.

Мелководные морские осадки. Многие из современных так называемых морских покровных песков в действительности являются переработанными аллювиальными песками, затопленными в результате послеледникового повышения уровня моря. Многие из древних покровных песков — это всего лишь результат латеральной аккреции, т. е. материал наступающих на море пляжевых и барьерных островов. Поэтому формация песчаников пересекает стратиграфические поверхности (см. рис. 15-15). Вероятно, глины — преобладающий продукт осадконакопления в прибрежно-морских удаленных от берега мелководных условиях.

Глубоководные морские отложения бассейна содержат, однако, существенные компоненты песка и даже гравия. Последние относятся к турбидитовой фации.

Турбидитовые (градационно-слоистые) фации. Некоторые мощные осадочные толщи характеризуются ритмическим чередованием относительно маломощных песчаников с глинистыми прослоями такой же мощности. Такие толщи могут варьировать по составу от почти полностью песчаных с тонкими прослойками глинистых сланцев до преимущественно глинистых, содержащих рассеянные тонкие прослои песчаников. Каждый песчаный прослой имеет редкую нижнюю границу нередко

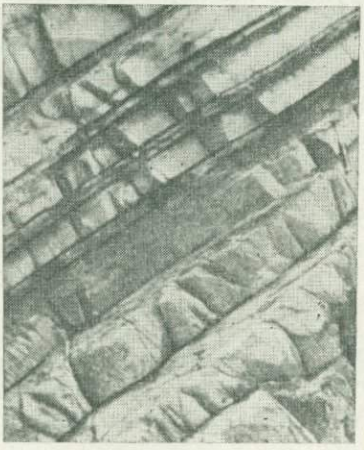
с различными подошвенными знаками (в особенности совковидными и желобообразными рифлеными выемками) и менее четкую верхнюю границу. Эти песчаники характеризуются замечательной выдержанностью по простиранию и мощности. Обычно они характеризуются постепенным уменьшением зернистости вверх по разрезу и обладают характерной внутренней последовательностью текстур — циклом Боума [29].

Полный цикл Боума (см. рис. 4-20) состоит из пяти подразделений. Нижнее (А) может быть с градационной слоистостью или массивным. Оно перекрывается тонкослоистым подразделением (Б), на котором залегает подразделение (В) с характерной мелкомасштабной косой слоистостью знаков ряби, в отдельных случаях переходящей в конволютную слоистость. Два верхних подразделения (Г и Д) в обнажениях редко удается отделить друг от друга. Они представлены главным образом аргиллитами или глинистыми сланцами. Не все песчаные слои характеризуются полнотой цикла. Наиболее типично выпадение из разреза нижних подразделений песчаного цикла. Тот или иной слой может начинаться с тонкослоистого подразделения (Б) или с имеющего следы ряби интервала В. Несмотря на эти выпадения из разреза, инверсия последовательности нескольких подразделений встречается очень редко.

Такие фации песчаников с градационной слоистостью характерны для так называемых флишевых отложений. Их происхождение долгое время оставалось неясным. Однако в 1950 г. Кюнен и Миглиорини [102] опубликовали свою работу, ныне ставшую классической, где они показали, что эти фации — продукт мутьевых потоков. Аргументы в пользу этой гипотезы, приведенные в деталях этими, а впоследствии и рядом других авторов, вкратце суммированы нами в гл. 4, в разделе, посвященном градационной слоистости. История этого вопроса детально изложена Уолкером [186]. Считается, что отложение песчаных пластов обусловлено деятельностью подводных мутьевых потоков, т. е. жидких илов, содержащих песок во взвешенном состоянии и обладающих свойствами тяжелой жидкости, которая способна течь под слоем чистой воды. Этот материал, первоначально отложенный на мелководье, перемещается под действием оползания, что порождает мутьевой поток, стекающий вниз по склону на относительно большое расстояние в сравнительно глубоководную зону. По мере того, как ослабевает сила потока, происходит осадконакопление в последовательности, которая обусловливает закономерное чередование текстур, характеризующих цикл Боума. Короче говоря, песчаники отражают результат кратковременных событий, в процессе которых грубозернистый материал периодически поступал в чуждую ему среду; характерными, фоновыми осадками этой среды являются тончайшие илы. Согласно грубой оценке, основанной на предполагаемой скорости осадконакопления фоновых осадков, события, вызывающие перемещение и накопление песчаников, происходят через значительные интервалы времени, возможно раз в тысячу лет [99, 174].

Биологические характеристики т у р б и д и т о в, коль скоро приходится о них говорить, поддерживают эту концепцию происхождения последних. Классическое исследование Нэтленда и Кюнена [128] показало, что микрофаунистические формы пластового интервала Д в плиоценовых турбидитах бассейна Вентура в Калифорнии свидетельствуют о глубине моря более 1000 м, тогда как фораминиферы в песчаниках тех же отложений характерны для очень мелководной зоны. Следы жизнедеятельности в турбидитах указывают на питание зоопланктона фитопланктоном и свойственны фациям, которые Зейлахер [159] называл нереитовыми и считал характерными для глубоких и спокойных вод.

Приведенное выше краткое описание относится к «нормальным» или классическим турбидитовым фациям. Для некоторых других переотложенных осадков циклы Боума нехарактерны. Другими словами, были выделены и описаны различные турбидитовые фации. Хорошей сводкой по этому вопросу является работа Уолкера и Матти [187]. Рассмотрим сначала фации, наиболее близкие в «нормальным». Можно выделить два крайних типа фаций: проксимальный и дистальный. Эти термины используются для указания на близость или удаленность от источника сноса, откуда поступали осадки. Проксимальная фация (рис. 15-19) характеризуется равномерно слоистыми песчаниками с



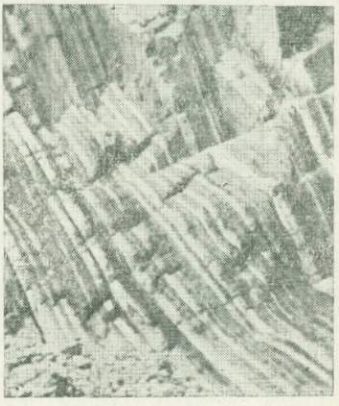


Рис. 15-19. Проксимальные турбидиты (силур) близ Нью-Квэй, Уэльс (фотография Мак-Ивера)

Рис. 15-20. Дистальные турбидиты (силур), близ Аберистуита, Уэльс

мощностью отдельных слоев от 10 см до 1 м и соотношением песчаники — глины, равным 5:1. Для этих песчанистых пластов не является необычной амальгамация. Обычно это грубозернистые песчаники, в некоторых случаях содержащие даже гальку. Они, как правило, характеризуются градационной слоистостью (интервал А). Тонкослоистые, со знаками ряби интервалы Б и В встречаются реже. По терминологии Боума, это турбидиты Д. Пески дистальных (удаленных) фаций (рис. 15-20) более мелкозернисты; мощность песчаных прослоев изменяется от 1 до 10 см. Отношение песков к глинам равно 1 : 1 или еще меньше. Эти фации обычно начинаются с тонкослоистого интервала (Б) или фазы со знаками ряби (В). Проксимальные и дистальные фации связаны постепенным переходом.

Менее обычными переотложенными осадками являются массивные пески, конгломератовые пески и конгломераты. Установить их принадлежность к турбидитовой фации несколько труднее. Однако тесная связь с этой фацией и другие аномальные характеристики не оставляют сомнения в общности их происхождения. В некоторых случаях эти грубообломочные осадки характеризуются хорошо развитой внутренней текстурой — четко выраженной стратификацией и во многих случаях крупномасштабной градационной слоистостью. Наслоение одного песчаника с градационной слоистостью на другой без промежуточных глинистых

прослоев получило название амальгамации, явления, приводящего к образованию песчаных пластов, на порядок более мощных, чем нормальные турбидитовые пески. Сложный характер таких слоев обычно выясняется в процессе их тщательного изучения. В некоторых случаях песчаники становятся очень грубыми, даже галечными или конгломератовыми, и постепенно переходят в грубые конгломераты, такие, как конгломераты мелового возраста, обнажающиеся в районе Уилер-Гордж в Калифорнии [157, 64].

В других случаях песчаники и конгломераты не обладают слоистостью и сортировкой, а характеризуются очень малой упорядоченностью строения. Песчаники могут иметь трудноопределимую «блюдцеобразную» текстуру [39] и содержать крупные ксенолитоподобные интракласты глинистых сланцев. Эти конгломератовые слои представляют собой не что иное, как «галечниковые аргиллиты» Кроуэлла [43], напоминающие слои ледниковых отложений, с которыми их часто путают (см. гл. 6). Эти слои, возможно, являются продуктами обломочных или грязевых потоков; во всяком случае они образовались за счет таких процессов, которые обусловливают хаотическую внутреннюю текстуру.

Некоторые из вышеописанных фаций нередко встречаются в стратиграфической летописи. Считается, что более грубые отложения как упорядоченные, так и хаотические, отлагались в наиболее проксимальной зоне (т. е. в непосредственной близости к источнику сноса) и по аналогии с современными подводными конусами выноса в верхней части конуса, где отчетливые разветвляющиеся русла врезаны в более древний материал конуса выноса. Более нормальная проксимальная фация прослеживается на большем расстоянии вниз по склону; дистальная же фация может отлагаться даже далеко за пределами самого конуса выноса. Если эта концепция правильна, то стратиграфическая летопись морского подводного конуса выноса, разрастающегося по дну бассейна, будет представлена закономерной последовательностью фаций (рис. 15-21).

Прослеживание палеотечений по данным об ориентированных подошвенных знаках в районах сложной проксимальной седиментации может привести к выявлению нескольких конусов выноса и установлению путей поступления материала. Направления палеотечений в таком районе будут очень разнообразными; в удаленных районах бассейна поток более однороден и нередко направлен вдоль берега [100].

Турбидитовая фация встречается в породах всех возрастов, в том числе архейского [189], и является типичной для многих мощных геосинклинальных морских разрезов. Поэтому она представляет собой один из главных фациальных типов. Важнейшие из турбидитов — флишевые. Известны также турбидиты, отложенные в других обстановках, например, в районе продельты и даже в некоторых озерах. Однако они характеризуются значительно меньшим распространением и объемом.

Со дня выхода в свет в 1950 г. основополагающей статьи Кюнена и Миглиорини [102] турбидитовая фация стала предметом интенсивного изучения. Можно порекомендовать читателю обширную обзорную статью Уолкера [186] и специальную библиографию Кюнена и Хамберта [101]. Среди первых исследований турбидитовой фации в США следует упомянуть работы Мак-Брайда [113] об ордовикской формации Мартинсбург в Центральных Аппалачах и Мак-Ивера [115] о верхнедевонских отложениях типа «Портидж» в том же регионе. Среди прочих значительных работ, проведенных в Северной Америке, можно назвать исследования нижнепалеозойского флиша в регионе Святого Лаврентия в

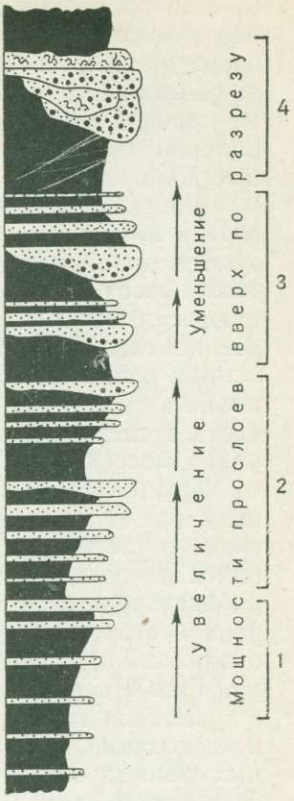


Рис. 15-21. Гипотетическая вертикальная последовательность фаций, обусловленная развивающимся в сторону моря подводным конусом выноса. По [127].

1 — внешний конус выноса; 2 — языки наносов верхнего конуса выноса; 3 — верхний конус выноса, прорезанный руслами; 4 — внутренний конус выноса

провинции Квебек [60, 82], миоценовых отложений конуса выноса Тарцана в Южной Калифорнии [175], меловых отложений в долине р. Сакраменто [131], палеозойских и мезозойских флишеподобных толщ в северо-западной части Тихоокеанского побережья США и прилегающих районах Канады [45], а также верхнепалеозойских турбидитов в Маратонском бассейне Техаса [114].

Важные статьи об этой фации появились в польской и чешской литературе, особенно следует отметить работы Дзулинского с соавторами и Маршалко [54, 55, 53, 119]. Многие статьи посвящены турбидитам Апеннин [72, 127, 152]. Альпийские турбидиты описаны Кроуэллом [43], а среди более поздних работ нужно упомянуть статью Стэнли [170], посвященную Маритимским Альпам. Отдельные статьи о турбидитовой фации появились и в других странах.

В вышеприведенном обзоре и рассмотренных примерах мы имели дело с нормальными кластическими осадками; пески обычно были представлены граувакками или субграувакками, а лютиты — типичными глинистыми сланцами. Но, как отмечалось в главе об известняках, известны также карбонатные турбидиты. В последних грубая фракция образовалась в мелководье, на карбонатном шельфе или на рифах и была снесена в глубоководную зону мутьевыми потоками. Такие карбонатные турбидиты в основных чертах, за исключением состава, напоминают турбидиты некарбонатные. Однако изучались лишь немногие отложения подобного типа. Одним из лучших примеров являются аллодапические известняки Рейнской геосинклинали в центральной части Западной Германии. Природа, внутренняя текстура этих отложений и свойственные им изменения в направлении палеопотока были предметом тщательнейшего изучения [124, 56]. Другие примеры карбонатных турбидитов как в древних, так и в современных отложениях приведены в гл. 10, в разделе об аллодапических известняках.

Обстановка внутриконтинентального бассейна

Бассейны осадконакопления могут развиваться и внутри континента. Если они образуются с подветренной стороны горного хребта, то условия здесь будут аридными. Такие бассейны обычно имеют структуру грабена или полуграбена. Они характеризуются внутренней системой стока, при которой воды не попадают в океан. В таком бассейне существует несколько обстановок. Соседние высокие горы поставляют грубые обломки, образующие крупные аллювиальные конусы выноса; более тонкий илистый материал транспортируется в плайевую

(заболоченную) низину, которая является зоной пересыхающих озер или в некоторых случаях более постоянных соляных озер. Воды в эти озера приносятся речками с окраинных частей бассейна. Растворимые твердые соли поступают из окружающего региона и, возможно, отчасти из морской соли, перенесенной ветрами [31]. Если имеется достаточно большое количество песка, образуется еще одна субобстановка — дюнные поля.

Растворенные соли попадают в плайевый ил и могут в нем осаждаться или формировать соляную корку. Эти соли обычно характеризуются зональным фракционированием: карбонаты кальция и магния осаждаются по периферии; в направлении внутрь бассейна за ними следуют сульфаты; хлориды, если они присутствуют, занимают центральное положение в бассейне. Такая зональность со встречным выклиниванием плайевых осадков и гравелитов конусов выноса в краевой части плайи и переслаиванием плайевых глин с эвапоритами в ее центральной части отчетливо прослеживается на профильном разрезе вкрест простирания бассейна. Весь разрез может быть перекрыт дюнными песками.

Осадки современных аридных внутренних бассейнов были описаны в различных регионах. В последнее время было опубликовано несколько работ на эту тему с акцентом на характерные ассоциации минералов и последовательность их образования [84, 63, 74]. Во всех этих работах речь идет о небольших бассейнах, расположенных на подветренной стороне хр. Сьерра-Невада в Калифорнии. Хорошим примером отложений древнего внутреннего бассейна является эоценовая формация Грин-Ривер в штате Вайоминг [62].

Дюнная обстановка изучалась также во многих районах. К числу исследований, в которых основное внимание уделено текстуре современных дюнных полей, принадлежит работа Мак-Ки [117]. К работам, посвященным древним эоловым песчаникам, относятся исследования песчаников нижнего Бунтера (триас) в Англии [163], пермских песчаников Коконино в штате Нью-Мексико [146], юрских песчаников Навахо в штате Юта [91], а также песчаников Ботукату в Бразилии [22].

Если внутренний бассейн существует в условиях гумидного климата, то он имеет внешний дренаж (т. е. вода прямо или косвенно поступает в океан) и представляет собой зону пресноводных озер или болот с развитием аллювия более нормального характера.

Ледниковая модель

Существуют как континентальные, так и морские ледниковые отложения. Континентальные отложения изучены в большей степени, поскольку северная часть Европы и Северная Америка покрыты гляциальными осадками позднеледникового периода. Однако эти отложения имеют малую мощность, эродированы и, за редким исключением, плохо сохранились.

С другой стороны, мало что известно о морском ледниковом осадконакоплении, которое с гораздо большей вероятностью следует считать постоянным процессом геологической истории. Характер этих отложений и условия их образования дедуктивно рассмотрены Кэри и Амэдом [35]. Однако наши фактические знания в этой области очень скудны и ограничиваются донными образцами и незначительным керновым материалом из районов, расположенных по окраинам существующих или бывших ледовых покровов.

Значительно больше, однако, известно о морских ледниковых отложениях геологического прошлого. Они были описаны в Норвегии [145], Австралии и других регионах. Обычно они представлены ледниковым камнепадом, переслаивающимся с обычными морскими отложениями, которые содержат валуны, перенесенные плавающими льдинами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen, J. R. L.*, 1962, Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 657—697.

2. *Allen, J. R. L.*, 1963, Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid cosets of cross-strata: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 3, pp. 187—236.

3. *Allen, J. R. L.*, 1965a, A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments: Sedimentology, v. 5, pp. 89—191.

4. *Allen, J. R. L.*, 1965b, Fining-upwards cycles in alluvial successions: Geol. Jour., v. 4, pp. 229—246.

5. *Allen, J. R. L.*, 1965c, The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales: Proc. Yorkshire Geol. Soc. v. 35, pp. 139—185.

6. *Allen, J. R. L.*, 1967, Depth indicators of classic seguences, in Depth indicators in marine sedimentary environments (Hallam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 429—446.

7. *Allen, J. R. L.*, 1970, Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarsemember composition and interpretation: Jour. Sed. Petrology, v. 40, pp. 298—323.

8. *Allen, J. R. L., and Friend, P. F.*, 1968, Deposition of Catskill facies, Appalachian region: with notes on some other Old Red Sandstone basins: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 106, pp. 21—74.

9. *Andersen, S. A.*, 1934, Om Aase og Terrasser inden for Sussa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltningen Forlob: Danmarks Geol. Untersogelse II Raekke, nr. 54 (see also Jour. Geol., 1934, v. 42, 551 pp.).

10. *Baas Becking, L. G. M., Kaplan, I. R., and Moore, D.*, 1960, Limits of the natural environments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 68, pp. 243—284.

11. *Bailey, E. B.*, 1930, New light on sedimentation and tectonics: Geol. Mag., v. 47, pp. 77—92.

12. *Bailey, E. B.*, 1936, Sedimentation in relation to tectonics: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1713—1726.

13. *Bandy, O. L.*, 1953, Ecology and paleoecology of some California Foraminifera. I. The frequency distribution of Recent Foraminifera off California: Jour. Paleont., v. 27, pp. 161—182.

14. *Barrell, J.*, 1906, Relative geological importance of continental, littoral, and marine sedimentation: Jour. Geol., v. 14, pp. 316—356.

15. *Bathurst, R. G. C.*, 1967, Depth indicators in sedimentary carbonates, in Depth indicators in marine sedimentary environments (Hallam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 447—472.

16. *Bathurst, R. G. C.*, 1971 Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam, Elsevier, 620 pp.

17. *Beerbower, J. R.*, 1965, Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sediments: Bull. Kansas State Geol. Surv. 169, pt. I, pp. 31—42.

18. *Bernard, H. A., and Major, C. F., Jr.*, 1963, Recent meander belt deposits of the Brazos River: an alluvial «sand» model (abstr.): Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, 350 pp.

19. *Bernard, H. A., Major, C. F., Parrott, B. S., and Le Blanc, R. J., Sr.*, 1970, Recent sediments of southern Texas: Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Guidebook 11.

20. *Bersier, A.*, 1959, Séquences detritiques et divagations fluviatiles: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 51, pp. 854—893.

21. *Bigarella, J. J.*, 1972, Eolian environments: Their characteristics, recognition, and importance, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 12—62.

22. *Bigarella, J. J., and Salamuni, R.*, 1961, Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguary: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1089—1106.

23. *Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R.*, 1972, Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 634 pp.

24. *Blissenbach, E.*, 1952, Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans: Jour. Sed. Petrology, v. 22, pp. 25—27.

25. *Blissenbach, E.*, 1954, Geology of alluvial fans in semiarid regions: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, pp. 175—190.

26. *Bluck, B. J.*, 1964, Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada: Jour. Sed. Petrology, v. 34, pp. 395—400.

27. *Bluck, B. J.*, 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale Glamorgan, South Wales: Sedimentalogy, v. 4, pp. 225—245.

28. *Bosellini, A., and Hardie, L. A.*, 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite: Sedimentology, v. 20, pp. 5—27.

29. *Bouma, A. H.*, 1962, Sedimentalogy of some flysch deposits: Amsterdam, Elsevier, 168 pp.

30. *Briggs, L. I., Jr.*, 1953, Upper Cretaceous sandstones of Diablo Range, California: Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., v. 29, pp. 417—452.

31. *Broecker, W. S., and Walton, A. F.*, 1959, Reevaluation of the salt chronology of several Great Basin lakes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 601—618.

32. *Bromley, R. G.*, 1967, Marine phosphorites as depth indicators, in Depth indicators in marine sedimentary environments (Hallam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 503—510.

33. *Bull, W. B.*, 1972, Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic records, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.) Soc. Econ. Paleont, Min. Spec. Publ. 16, pp. 63—83.

34. *Byrne, J. V., Le Roy, D. O., and Riley, C. M.*, 1959, The Chenier Plain and its stratigraphy, southwestern Louisiana: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 9, pp. 237—260.

35. *Carey, S. W., and Ahmad, N.*, 1960, Glacial marine sedimentation, in Geology of the Arctic 2 (Raasch, G. O., ed.): Toronto, Univ. Toronto Press, pp. 865—894.

36. *Carozzi, A. V.*, 1958, Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment: Jour. Sed. Petrology, v. 28, pp. 133—150.

37. *Chave, Keith*, 1954, Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks: Jour. Geol., v. 62, pp. 587—599.

38. *Chilingar, G. V.*, 1955, Review of Soviet literature on petroleum source — rocks: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 764—767.

39. *Chipping, D. H.*, 1972, Sedimentary structures and environment of some thick sandstone beds of turbidite type: Jour. Sed. Petrol., v. 42, pp. 587—595.

40. *Clifton, H. E., Hunter, R. E., and Phillips, R. L.*, 1971, Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 651—670.

41. *Correns, C. W.*, 1960, Zur Geochemie der Diagenese: Goechim. Cosmochim. Acta, v. 1, pp. 49—54.

42. *Crosby, E. J.*, 1972, Classification of sedimentary environments, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 4—11.

43. *Crowell, J. C.*, 1956, Directional-current structures from the pre-Alpine flysch, Switberland: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 66, pp. 1351—1384.

44. *Crowell, J. C.*, 1957, Origin of pebbly mudstones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 993—1010.

45. *Danner, W. R.*, 1970, Western Cordilleran flysch sedimentation, southwestern British Columbia, Canada, and northwestern Washington and central Oregon, U. S. A., in Flysch sedimentology in North America (Lajoie, J., ed.): Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, pp. 37—52.

46. *Denny, C. S.*, 1965, Alluvial fans in the Death Valley region of California and Nevada: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 466, 62 pp.

47. *Dickinson, K. A., Berryhill, H. L., Jr., and Holmes, C. W.*, 1972, Criteria for recognizing ancient barrier coastlines, in Recognition of ancient sedimentary environments (Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, pp. 192—214.

48. *Dixon, E. E. L.*, 1921, Geology of the South Wales Coalfield. 13. The country around Pembroke and Tenby: Geol. Surv. Great Britain Mem., 220 pp.

49. *Doeglas, D. J.*, 1962, The structure of sedimentary deposits of braided rivers: Sedimentology, v. 1, pp. 167—190.

50. *Donaldson, A. C.*, 1960, Interpretation of depositional environments of Lower Ordovician carbonates in central Appalachians: Proc. West Virginia Acad. Sci., 1959, and 1960, v. 31, and 32, pp. 153—161.

51. *Duff, P., Hallan, A., and Walton, E. K.*, 1967, Cyclic sedimentation: Developments in Sedimentology, v. 10, Amsterdam, Elsevier, 290 pp.

52. *Dunbar, C. O., and Rodgers, J.*, 1957, Principles of stratigraphy: New York, Wiley, 356 pp.
53. *Dzulynski, S.*, 1959, Turbidites in the flysch of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089—1118.
54. *Dzulynski, S., and Smith, A. J.*, 1964, Flysch facies: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 34, pp. 245—246.
56. *Dzulynski, S., and Walton, E. K.*, 1965, Sedimentary features of flysch and greywackes: Amsterdam, Elsevier, 274 pp.
56. *Eder, F. W.*, 1970, Genese Riff-naher Detritus-Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Garbecker Kalk): Verhandl. Geol. Bundesanst., v. 4, pp. 551—569.
57. *Edwards, A. B., and Baker, G.*, 1951, Some occurrences of supergene iron sulphides in relation to their environments of deposition: Jour. Sed. Petrology, v. 21, pp. 34—46.
58. *Emery, K. O., and Rittenberg, S. C.*, 1952, Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 735—806.
59. *Emiliani, C.*, 1955, Pleistocene temperatures: Jour. Geol., v. 63, pp. 536—578.
60. *Enos, P.*, 1969, Cloridome Formation, Middle Ordovician flysch, northern Gaspé Peninsula, Quebec: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 117, 66 pp.
61. *Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A., and Urey, H. C.*, 1951, Carbonate-water isotopic temperature scale: Bull. Geol. Soc. Amer., c. 62, pp. 417—426.
62. *Eugster, H. P., and Hardie, L. A.*, 1974, Personal communication.
63. *Eugster, H. P., and Smith, G. I.*, 1965, Mineral equilibria in the Searles Lake evaporites, California: Jour. Petrology, v. 6, pp. 473—522.
64. *Fisher, R. V., and Mattinson, J. M.*, 1968, Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1013—1023.
65. *Friedman, G. M., and Amiel, A. J., Braun, M., and Miller, D. S.*, 1973, Generation of carbonate particles and laminites in algal mats, etc.: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., c. 57, pp. 541—557.
66. *Funnell, B. M.*, 1967, Foraminifera and Radiolaria as depth indicators in marine environment: Marine Geol., v. 5, pp. 333—347.
67. *Gilbert, G. K.*, 1914, The transportation of debris by running water: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 86, 263 pp.
68. *Ginsburg, B. N., Bricker, O. P., and Wanless, H. R.*, 1970, Exposure index and sedimentary structures of a Bahama tidal flat (abstr.): Geol. Soc. Amer., Abstr. with Prog., 1970 Ann. Mtgs., v. 2, no. 7, pp. 744—745.
69. *Glennie, K. W.*, 1970, Desert sedimentary environments: Amsterdam, Elsevier, 222 pp.
70. *Gould, H. R., and McFarlan, E., Jr.*, 1959, Geologic history of the Chenier Plain, southwestern Louisiana: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 9, pp. 261—270.
71. *Greenman, Norman*, 1951, The Randville Dolomite, nature and origin: Ph. D. thesis, Univ. Chicago.
72. *ten Haaf, E.*, 1959, Graded beds of northern Apennines Ph. D. thesis, Univ. Groningen, 102 pp.
73. *Hallam, A., ed.*, 1967, Depth indicators in marine sedimentary environments: Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 329—555.
74. Hardie, L. A., 1968, The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline, Inyo County, California: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 32, pp. 1279—1301.
75. *Heezen, B. C., and Hollister, C.*, 1964, Deep-sea current evidence from abyssal sediments: Marine Geol., v. 1, pp. 141—174.
76. *Hepp, D.*, 1973, Personal communication.
77. *Hjulström, F.*, 1935, Studies of the morphological activitz of rivers as illustrated by the River Fyris: Bull. Geol. Inst. Uppsala, v. 25, pp. 221—527.
78. *Hollenshead, C. T., and Pritchard, R. L.*, 1961, Geometry of producing Mesaverde sandstones, San Juan Basin, in Geometry of sandstone bodies (Peterson, J. A., and Osmond, J. C., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 98—118.
79. *Hooke, R., LeB.*, 1967, Processes on arid-region fans: Jour. Geol., v. 75, pp. 438—460.
80. *Howard, J. D.*, 1966, Patterns of sediment dispersal in the Fountain Formation of Colorado: Mountain Geol., v. 3, pp. 147—153.
81. *Hoyt, J. H., and Weimer, R. J.*, 1963, Comparison of modern and ancient beaches, central Georgia coast: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, pp. 529—531.
82. *Hubert, C., Lajoie, J., and Leonard, M. A.*, 1970, Deep-sea sediments in the Lower Paleozoic Quebec Supergroup, in Flysch sedimentology in North America (Jajoie. J., ed.): Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, pp. 103—126.
83. *Hubert, J. F.*, 1960, Petrology of the Fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado: Colorado School of Mines Quart., v. 55, no. 1, pp. 1—242.

84. *Jones, B. F.*, 1963, Hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County. California: Ph. D. thesis Johns Hopkins Univ.

85. *Jopling, A. V.*, 1963, Hydraulic studies of the origin of bedding: Sedimentology, v. 2, pp. 115—121.

86. *Jopling, A. V., and Walker, R. G.*, 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 971—984.

87. *Kaiser, W. R.*, 1971, Cyclic sedimentation in the Middle Devonian of south-central Pennsylvania (abstr.): Geol. Soc. Amer., Abstr. with Prog., 1971, Ann. Mtgs., v. 3, no. 7, pp. 616—617.

88. *Kaiser, W. R.*, 1972, Delta cycles in the Middle Devonian of central Pennsylvania: Ph. D. dissertation, The Johns Hopkins Univ., Baltimore, 183 pp.

89. *Keith, M. L., and Degens, E. T.*, 1959, Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments, in Researches in geochemistry (Abelson, P. H., ed.,): New York, Wiley, pp. 38—61.

90. *Kessler, L. G.*, II., 1971, Characteristics of the braided stream depositional environment with examples from the South Canadian River, Texas: Earth Sci. Bull., v. 4, pp. 25—35.

91. *Kiersch, G. A.*, 1950, Small-scale structures and other features of Navajo Sandstone, northern part of San Rafael Swell, Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 34, pp. 923—942.

92. *King, P. B.*, 1948, Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 215, 183 pp.

93. *Klein, G. deV.*, 1971a, A Cambrian tidal sand body — the Eriboll Sandstone of northwest Scotland, an ancient-recent analog: Jour. Geol., v. 79, pp. 400—415.

94. *Klein, G., deV.*, 1971b, A sedimentary model for determining paleotidal range: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2585—2592.

95. *Klein, G.*, 1972, Sedimentary model for determining paleotidal range, reply: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 539—546.

96. *Krumbein, W. C., and Garrels, R. M.*, 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 60, pp. 1—33.

97. *Krumbein, W. C., and Sloss, L. L.*, 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed.: San Francisco, Freeman, 660 pp.

98. *Krynine, P. D.*, 1950, Petrology, stratigraphy, and origin of Triassic sedimentary rocks of Connecticut: Bull. Connecticut Geol. Nat. Hist. Surv. 73, 247 pp.

99. *Kuenen, Ph. H.*, 1953, Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Great Britain: Verh. Konink. Neder. Akad. Weten, Natur., v. 20, pp. 5—47.

100. *Kuenen, Ph. H.*, 1957, Longitudinal filling of oblong sedimentary basins: Konink. Nederlands Geol. Mijn. Genootsch., geol. ser., v. 18, pp. 189—195.

101. *Kuenen, Ph. H., and Humbert, F. L.*, 1964, Bibliography of turbidity currents and turbidites, in Turbidites (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 222—246.

102. *Kuenen, Ph. H., and Migliorini, C. I.*, 1950, Turbidity currents as a cause of graded bedding: Jour. Geol., v. 58, pp. 91—127.

103. *Kukal, Z.*, 1970a, Sediments of alluvial fans, in Geology of Recent sediments: Prague, Czech. Acad. Sci., pp. 110—115.

104. *Kukal, Z.*, 1970b, Geology of Recent sediments: London, Academic Press, 490 pp.

105. *Laporte, L. F.*, 1968, Ancient environments: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 116 pp.

106. *Lawson, A. C.*, 1925, The petrographic designation of alluvial fan formations: Univ. California Publ., Dept. Geol. Sci., v. 7, pp. 325—334.

107. *Le Blanc, R. J.*, 1972, Geometry of sandstone reservoirs, in Underground waste management and environmental implications: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 18, pp. 133—189.

108. *Lombard, A.*, 1972, Séries sédimentaires, genèseévolution: Paris, Masson, 426 pp.

109. *Lowenstam, H. A.*, 1948, Marine Pool, Madison County, Ilinois, Silurian reef producer, in Structure of typical American oil fields, v. 3: Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 153—188.

110. *Lowenstam, H. A.*, 1950, Niagaran reefs of the Great Lakes area: Jour. Geol., v. 58, pp. 430—587.

111. *Lowenstam, H. A.*, 1957, Niagaran reefs in the Great Lakes area, in Treatise on marine ecology and paleoecology, v. 2 (Ladd, H. S., ed.): Geol. Soc. Amer. Mem. 67, pp. 215—248.

112. *Lowenstam, H. A.*, 1963, Biologic problems relating to the composition and

diagenesis of sediments, in The earth sciences (Donnelly, T. W., ed.): Houston, Rice Univ. Semicentennial, pp. 137—195.

113. *McBride, E. F.*, 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 39—91.

114. *McBride, E. F.*, 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas: Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Rept. Inv. 57, 101 pp.

115. *McIver, N. L.*, 1970, Appalachian turbidites, in Studies of Appalachian geology, central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 69—82.

116. *McKee, E. D.*, 1957, Primary structures in Recent sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 1704—1747.

117. *McKee, E. D.*, 1966, Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico: Sedimentology, spec. issue, v. 7, 99 pp.

118. *McKee, E. D.*, 1971, Review of «Ancient sedimentary environments»: Geotimes, v. 16, no. 12, p. 38.

119. *Marschalko, R.*, 1968, Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of central west Carpathians: Slovenska Akad. Bratislava, Geol. Zbornik, Geol. Carpathica 19, pp. 69—94.

120. *Mason, B.*, 1949, Oxidation and reduction in geochemistry: Jour. Geol., v. 57, pp. 62—72.

121. *Matter, A.*, 1967, Tidal flat deposits in the Ordovician of western Maryland: Jour. Sed. Petrology, v. 37, pp. 601—609.

122. *Meckel, L. D.*, 1970, Paleozoic alluvial deposition in the central Appalachians, in Studies of Appalachian geology (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 49—68.

123. *Medeiros, R., Schaller, H., and Friedman, G. M.*, 1971, Facies sedimentares: Rio de Janeiro, Dir. Doc. Tec. Patentes, 123 pp.

124. *Meischner, K. D.*, 1964, Allodapische Kalke Turbidite im Riff-nahen Sedimentations-Becken, in Turbidites (Bouma, A. H., and Brouwer, A., eds.): Amsterdam, Elsevier, pp. 156—191.

125. *Millot, G.*, 1949, Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses: Géol. Appl. Prospect. Min., v. 2, nos. 2—4, 352 pp.

126. *Morgan, J. P., ed.*, 1970, Deltaic sedimentation, modern and ancient: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 15, 312 pp.

127. *Mutti, E., and Ricci Lucchi, F.*, 1972, Le torbiditi dell'Appennino settentrionalei introduzione all'analisi di facies: Mem. Soc. Geol. Italiana, v. 11, pp. 161—199.

128. *Natland, M. L., and Kuenen, Ph. H.*, 1951, Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 2, pp. 76—107.

129. *Nevin, C. M.*, 1946, Competency of moving water to transport debris: Bull. Geol. Soc. America, v. 57, pp. 651—674.

130. *Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whiteman, A. J., Hickox, J. E., and Bradbury, J. S.*, 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico — a study in paleoecology: San Francisco, Freeman, 236 pp.

131. *Ojakangas, R. W.*, 1968, Vretaceous sedimentation, Sacramento Valley, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 973—1008.

132. *Okada, H.*, 1971, A pattern of sedimentation in clastic sediments in geosynclines: Mem. Geol. Soc. Japan 6, pp. 75—82.

133. *Okada, H., and Fujiyama, I.*, 1970, Sedimentary cycles and sedimentation of the Taishu group in the Shiohama area, central Tsushima, Kyushu: Mem. Nat. Sci. Mus. 3, pp. 9—16.

134. *Oomkens, E.*, 1970, Depositional sequences and sand distribution, the postglacial Rhone delta complex in Deltaic sedimentation, modern and ancient (Morgan, J. P., and Shaver, R. H., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 15, pp. 198—212.

135. *Ore, H. T.*, 1963, Some criteria for recognition of braided stream deposits: Univ. Wyoming Contr. Geol., v. 3, pp. 1—14.

136. *Pelto, C. R.*, 1942, Petrology of the Gatesburg Formation of central Pennsylvania: M. S. thesis, Pennsylvania State Univ.

137. *Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, Raymond*, 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.

138. *Phleger, F. B.*, 1955, Ecology of Foraminifera in southeastern Mississippi delta area: Bull. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 712—752.

139. *Porrenga, D. H.*, 1967, Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment, in Depth indicators in marine sedimentary rocks (Hallam, A., ed.): Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 495—502.

140. *Potter, P. E.*, 1967, Sand bodies and sedimentary environments, a review: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 51, pp. 337—365.

141. *Potter, P. E., and Pettijohn, F. J.*, 1963, Paleocurrents and basin analysis: New York, Springer, 296 pp.

142. *Potter, P. E., Shimp, N. F., and Witters, J.*, 1963, Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments: Geochim. Cosmochim, Acta, v. 27, pp. 669—694.

143. *de Raaf, J. F. M., Reading, H. G., and Walker, R. G.*, 1965, Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England: Sedimentology, v. 4, pp. 1—52.

144. *Reading, H. G.*, 1970, Sedimentation in Upper Carboniferous in the Cantabrian Mountains, Spain: Proc. Geol. Assoc., v. 81, pp. 1—41.

145. *Reading, H. G., and Walker, R. G.*, 1966, Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finnmark, northern Norway: Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeoecol., v. 2, pp. 177—212.

146. *Reiche, P.*, 1938, An analysis of cross-lamination, the Coconino Sandstone: Jour. Geol., v. 46, pp. 905—932.

147. *Reineck, H.-E.*, 1963, Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee: Senckenberg Natur. Gesell. Abb. 504, 64 pp.

148. *Reineck, H.-E.*, 1970, Das Watt: Frankfurt, Waldemar Kramer, 142 pp.

149. *Reineck, H.-E., and Singh, I. B.*, 1973, Depositional sedimentary environments: New York, Springer, 439 pp.

150. *Reineck, H.-E., and Wunderlich, F.*, 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding: Sedimentology, v. 11, pp. 99—105.

151. *Reinemund, J. A.*, 1955, Geology of the Deep River Coal Field, North Carolina: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 246, 159 pp.

152. *Ricci Lucchi, F.*, 1969, Considerazioni sulla formazione di alcune impronte da corrente: Ann. Mus. Geol. Bologna, ser. 2a, v. 36, pp. 363—415.

153. *Rigby, J. K., and Hamblin, W. K., eds.*, 1972, Recognition of ancient sedimentary environments: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 16, 340 pp.

154. *Root, S. F.*, 1964, Cyclicity in the Conococheague Formation: Proc. Pennsylvania Acad. Sci., v. 38, pp. 157—160.

155. *Rubey, W. W.*, 1938, The force required to move particles on a stream bed: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 189-E, pp. 121—140.

156. *Rusnak, G. E.*, 1960, Sediments of Laguna Madre, Texas, in Recent sediments, northwest Gulf of Mexico (Shepard, F. P., Phleger, F. B., and van Andel, Tj. H., eds.): Tulsa, Okla., Amer. Assoc. Petrol. Geol., pp. 153—196.

157. *Rust, B. R.*, 1966, Late Cretaceous paleogeography near Wheeler Gorge, Ventura County, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 1389—1398.

158. *Sarin, D. D.*, 1962, Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone: Jour. Sed. Petrology, v. 32, pp. 451—471.

159. *Seilacher, A.*, 1967, Bathymetry of trace fossils: Marine Geol., spec. issue, v. 5, nos. 5, 6, pp. 413—428.

160. *Selley, R. C.*, 1969, Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device: Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 125, pp. 557—581.

161. *Selley, R. C.*, 1970, Ancient sedimentary environments: Ithaca, N. Y., Cornell Univ. Press, 237 pp.

162. *Shepard, F. P., and Moore, D. G.*, 1955, Central Texas coast sedimentation — characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 39, pp. 1463—1593.

163. *Shotten, F. W.*, 1937, The Lower Bunter Sandstones of North Worcestershire and East Shropshire: Geol. Mag., v. 74, pp. 534—553.

164. *Shukri, M. N.*, 1942, The use of Ph values in determining the environment of deposition of some Liassic clays and shales: Bull. Fac. Sci. Fouad I Univ., v. 24, pp. 61—65.

165. *Simons, D. B., Richardson, E. V., and Nordin, C. F., Jr.*, 1965, Forms generated in alluvial channels, in Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation (Middleton, G. V., ed.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12, pp. 34—52.

166. *Sloss, L. L.*, 1953, The significance of evaporites: Jour. Sed. Petrology, v. 23, pp. 143—161.

167. *Smith, N. D.*, 1968, Cyclic sedimentation in a Silurian intertidal sequence in eastern Pennsylvania: Jour. Sed. Petrology, v. 38, pp. 1301—1304.

168. *Smith, N. D.*, 1970, The braided stream depositional environment — comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 2993—3014.

169. *Spieker, E. M.*, 1949, Sedimentary facies and associated diastrophism in the Upper Cretaceous of central and eastern Utah: Geol. Soc. Amer. Mem. 39, pp. 55—82.

170. *Stanley, D. J.*, 1961, Études sédimentologiques des grès d'Annot et leurs équivalents latéraux: Inst. Franc. Pétr. Ref. 6821, Paris, Technip., 158 pp.
171. *van Straaten, L. M. J. U.*, 1954, Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands: Leidse Geol. Meded, v. 19, 11 pp.
172. *van Straaten, L. M. J. U.*, 1961. Sedimentation in tidal flat areas: Jour. Alberta Soc. Petrol. Geol., v. 9, pp. 203—226.
173. *Stricklin, F. L. Jr., and Smith, C. I.*, 1973, Environmental reconstruction of a carbonate beach complex — Cow Creek (Lower Cretaceous) Formation of central Texas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, pp. 1349—1368.
174. *Sujkowski, Zb. L.*, 1957, Flysch sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 543—554.
175. *Sullwold, H. H., Jr.*, 1960, Tarzana fan, deep submarine fan of late Miocene age, Los Angeles County, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 44, pp. 433—457.
176. *Sundborg, Ake*, 1956, The River Klarälven — a study of fluvial processes: Geogr. Ann., v. 38, pp. 127—316.
177. *Tercier, J.*, 1940. Dépôts marins actuels et séries géologique: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 32, pp. 42—100.
178. *Terwindt, J. H. J., de Jong., J. D., and van der Wilk, E.*, 1963, Sediment movement and sediment properties in the tidal area of the lower Rhine (Rotterdam Waterway): Konink. Nederlands Geol. Mijn. Genootsch. Verb., geol. ser., v. 21—2, pp. 243—258.
179. *Thompson, W. O.*, 1937, Original structure on beaches, bars, and dunes: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 48, pp. 723—752.
180. *Turner, C. C., and Walker, R. G.*, 1973, Sedimentology, stratigraphy, and crustal evolution of the Archean greenstone belt near Sioux Lookout, Ontario: Canad. Jour. Earth Sci. v. 10, pp. 817—845.
181. *Twenhofel, W. H.*, 1932, Treatise on sedimentation, 2nd ed.: Baltimore, Williams and Wilkins, 926 pp.
182. *Twenhofel, W. H.*, 1950, Principles of sedimentation: New York, McGraw-Hill, 673 pp.
183. *Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., and McKinney, C. R.*, 1951, Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of Enlland, Denmark, and the southeastern United States: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 399—416.
184. *Van der Lingen, G. J.*, 1969, The turbidite problem: New Zealand Jour. Geol. Geophys., v. 12, pp. 7—50.
185. *Visher, G. S.*, 1965, Use of vertical profile in environmental reconstruction: Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, pp. 41—61.
186. *Walker, R. G.*, 1973, Mopping up the turbidite mess in Evolving concepts in sedimentology: Baltimore, Johns Hopkins Univ. Press, pp. 1—37.
187. *Walker, R. G., and Harms, J. C.*, 1971, The «Catskill delta» — a prograding muddy shoreline in central Pennsylvania: Jour. Geol., v. 79, pp. 381—399.
188. *Walker, R. G., and Mutti, E.*, 1973, Turbidite facies and facies association, in Turbidites and deep water sedimentation — cyllabus for a short course: Anaheim, Calif., Pacific Section Soc. Econ. Paleont. Min., pp. 119—157.
189. *Walker, R. G., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archaean sedimentation — analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2130.
190. *Walther, J.*, 1894, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft: Jena, Fischer Verlag, 1055 pp.
191. *Weeks, L. G.*, 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2071—2124.
192. *Weller, J. M.*, 1960, Stratigraphic principles and practice: New York, Harper & Row, 725 pp.
193. *Williams, G. E.*, 1969, Characteristics and origin of a Precambrian pediment: Jour. Geol., v. 77, pp. 183—207.
194. *Williams, P. F., and Rust, B. R.*, 1969, The sedimentology of a braided river: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 649—679.
195. *Yeakel, L. S., Jr.*, 1959, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 1515—1540.
196. *Young, R. G.*, 1957, Late Cretaceous cyclic deposits, Book Cliffs, eastern Utah: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 41, pp. 1760—1774.
197. *Zobell, C. E.*, 1946, Studies on redox potential of marine sediments: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 30, pp. 477—513.

ГЛАВА 16. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕКТОНИКА

Введение

Осадочные породы необходимо рассматривать в крупных региональных рамках, т. е. изучать их характер и распределение в связи с крупными структурными элементами континентов, а именно: кратонами и геосинклиналями. Такой подход ввергнет нас в мир противоречий, однако главный философский принцип, положенный в основу данной книги, сводится к следующему: прежде чем выработать гипотезу, объясняющую результаты наблюдений, мы стремимся изучить сам объект наблюдений и установить, *что* он собой представляет.

Поэтому мы начинаем с изложения того, что известно о региональном распространении и характере осадков и их связи с континентальной структурой, а затем попытаемся на этой основе выявить какие-то закономерности, независимые от различных теорий орогенеза или эволюции континентов. Какие существуют типы бассейнов? Каковы природа и организация их осадочного выполнения? К какому типу принадлежат осадки и какова их зависимость от области сноса?

Главным геологическим процессом является диастрофизм, проявления которого обусловливают образование неровностей поверхности Земли и вызывают противоположный процесс выравнивания. Эрозия и сопровождающая ее седиментация, составляющие как бы две стороны процесса выравнивания, направлены на формирование плоской поверхности. Если бы не было диастрофизма, земная поверхность не нарушалась бы восходящими и нисходящими движениями и осадконакопление прекратилось бы; поэтому первопричиною седиментации является диастрофизм.

Влияние тектоники на осадконакопление отмечалось многими геологами, однако до последнего времени этот фундаментальнейший фактор не получал должной оценки. Как и другие обобщения, эта точка зрения основывается на изучении геологических разрезов. Концепция о тектоническом контроле седиментации была четко сформулирована Джонсом [30]. Его взгляды сформировались в процессе изучения нижнего палеозоя Великобритании, в особенности Уэльса. Джонс выделил две фации: ракушняковую, или известковистую, и граптолитовую, или аргиллитовую. Первая представлена глауконитовыми песчаниками и известняками, образовавшимися в процессе осадконакопления в условиях мелководного стабильного шельфа; вторая — сложена мощными глинистыми толщами с тонкими прослоями граувакк, с градационной слоистостью; для обозначения этой фации теперь применяется термин флиш. Бэйли [3, 4] выявил зависимость между текстурой и составом двух резко отличающихся друг от друга фаций песчаного осадконакопления и тектонической природой зон их седиментации. Он подразделил песчаники на две группы. К одной он отнес разности с потоковой или косой слоистостью, к другой — песчаники с градационной слоистостью; первые являются продуктом осадконакопления в условиях мелководья; вторые — глубоководными отложениями в пределах нестабильного трога. Тиррел [58] и Фишер [25] рассматривали граувакки как продукт геосинклинального осадконакопления.

Две главные осадочные фации—флиш и моласса, впервые установленные в Альпах, тесно связаны с тектонической эволюцией Альпийских гор. Связь флиша и моласс с тектоническим развитием была установлена и для других альпинотипных складчатых сооружений мира. Эта зависимость описана во многих работах [6, 64, 55].

В американской литературе влияние тектоники на седиментацию наиболее сильно подчеркивалось в работах Крынина [32, 33, 34, 35], Петтиджона [45], Даппльса, Крамбейна и Слосса [12], Кади [9], Шваба [50, 51] и др. Несмотря на то что концепции прежних лет претерпели некоторую модификацию в связи с появлением теории тектоники плит, взаимозависимость осадконакопления и тектоники по-прежнему признается всеми [52, 13, 14].

Связь между тектоникой зоны осадконакопления и характером отложенных осадков, выявленная Джонсом для Уэльса, отмечалась и для других районов. Так, например, наблюдается заметное различие между палеозойскими породами геосинклинали Уачита в Арканзасе, Оклахоме и Техасе и их стратиграфическими аналогами в пределах соседней зоны Озарк.

Фации Уачита представляют собой верхнепалеозойскую, в основном мощную, кластическую толщу глинистых сланцев с прослоями турбидитовых песчаников, залегающую на относительно маломощных нижнепалеозойских отложениях. Фации Озарк, напротив, представлены маломощными, в основном карбонатными, породами нижнего палеозоя и также маломощной кластической толщей верхнего палеозоя. Седиментологические контрасты, связанные со структурным положением зон осадконакопления, послужили основанием для введения генерализованного понятия о кратонных и геосинклинальных фациях. Первые являются фациями стабильной платформы; вторые, представленные более мощными скоплениями нестабильной мобильной зоны,—фациями геосинклинали.

Главными структурными элементами Земли, не считая океанических бассейнов, являются кратоны и мобильные зоны, обычно именуемые геосинклиналями. Кратон в современном понимании представляет собой крупный участок континента, в пределах которого на более или менее стабильном (необязательно докембрийском) фундаменте отлагались относительно маломощные осадки, которые, как правило, характеризуются пологим залеганием. Кратон включает в себя не только щит, где породы фундамента обнажены, но и его погруженные склоны, где эти породы погребены под осадочным чехлом.

Мобильная зона представляет собой линейную структуру, состоящую из одного или более глубоких трогов и срединных геоантиклиналей, которая обычно граничит с кратоном. Осадочное выполнение мобильной зоны характеризуется большей общей мощностью и сильно деформировано складчатостью и надвигами. По оценке Кэя [31], 82% осадочных пород Северной Америки составляют геосинклинальные отложения и только 18% приходится на кратоны. По другой оценке, общий объем фанерозойских осадков Северной Америки составляет около $35 \cdot 10^6$ км^3, из которых только $14 \cdot 10$ км^3, т. е. немногим более одной трети приходится на кратоны [27]. Во всяком случае ясно, что геосинклинали являются главной зоной осадконакопления, в особенности, если речь идет о тонкозернистых алевритах и глинах.

Кратоны

Как писал Обуэн [2], термин «кратон» был введен Штилле для обозначения консолидированных и стабильных участков земной коры. Однако в практике использования этого термина его значение ограничивается тектонически пассивными участками континентов, включая как обнаженные докембрийские ядра, или щиты, так и примыкающие к ним платформы, покрытые маломощным, в основном пологозалегающим, покровом верхнего палеозоя и более молодых осадков. Таким образом, кратонные платформы — это крупные континентальные районы. Местами их поверхность испытывает очень пологие прогибания, образуя обширные мелководные интракратонные бассейны (такие, как



Рис. 16-1. Генерализованный реконструированный меридиональный профиль нижнего палеозоя долины р. Миссисипи. Типичная ассоциация кварцевых аренитов и карбонатов. По Дэйку и Тилю [1935] с изменениями

Мичиганский и Иллинойский бассейны Северной Америки), разделенные обширными региональными сводами, типа Цинциннатского или Озаркского сводов на востоке США. Осадки, покрывающие погруженную часть кратона, как правило, характеризуются малой мощностью — обычно не более 1500 м и лишь в наиболее погруженных зонах — до 3000 м [43]. Как исключение, в пределах кратона могут быть развиты резко опущенные по сбросам троги, — обычно полуграбены, в которых накапливаются мощные толщи незрелых осадков. Примерами таких структур являются Гондванский бассейн в Индии и трог Кевинаван в Северной Америке.

Кратон обычно является приподнятой зоной; отдельные его участки остаются обнаженными даже в периоды максимального затопления континента. На большей части обнаженного в настоящее время Канадского щита в течение палеозойской эры накапливались отложения, образовывавшие очень тонкий покров, который впоследствии был уничтожен эрозией. Кратон характеризуется равномерными и устойчивыми палеосклонами, которые полого погружаются в направлении от ядра кратона к его краям. Устойчивость палеосклонов во времени подтверждается данными о палеотечениях, в особенности косой слоистостью в песчаниках, а также их стратиграфией. Так, например, Поттер и Прайор [46] показали, что направление палеотечений, обусловивших накопление песчаников в Верхнемиссисипской долине, от кембрия до наших дней изменилось очень незначительно (см. рис. 14-12). Кратонные платформы покрыты маломощным осадочным чехлом, сложенным в основном карбонатами и кварцевыми аренитами; глины имеют подчиненное значение. Количественное соотношение главных типов иллюстрируется несколькими стратиграфическими разрезами (табл. 16-1).

Характерно широкое развитие несогласий, которые вверх по склонам кратона становятся сложными, как это показано на рис. 16-1.

Эти осадки составляют ракушняковые фации Джонса; обычно они именуются платформенными или кратонными фациями и представлены ортокварцитовыми песками, а также известняками или доломитами. Источником сноса песков являются щиты; эти пески образуют широко распространенный маломощный покров. Они хорошо промыты, хорошо окатаны, имеют чисто кварцевый состав и, как правило, характеризуются высокой зрелостью. Известняки и доломиты содержат прослои песчаников или обильно рассеянные кварцевые зерна. Происхождение

Таблица 16-1

Показатели	Типичные ортокварцито-карбонатные разрезы					
	А	Б	В	Г	Д	Е
Содержание песчаников, %	25	48	15	29	32	29
Содержание глин, %	7	22	5	42	17	21
Содержание известняков, %	68	30	80	29	51	50
Общая мощность, м	2408	594	831	747	802	—
Число формаций	21	26	26	—	5	—
Средняя мощность формации, м	115	23	32	—	160	—

А — кембро-ордовикские отложения на западе центральной части штата Вермонт.
Б — кембро-ордовикские отложения юго-западной части штата Висконсин.
В — кембро-ордовикские отложения на юго-востоке штата Миссури.
Г — «нижнегуронские» отложения в районе Маркетт, штат Мичиган.
Д — палеозойские отложения гор Бигхорн, штат Вайоминг.
Е — средние данные по разрезам А—Д.

карбонатов может быть разным; некоторые из них строматолитовые и, очевидно, водорослевые; эти формы образуют биостромы и вместе с другими организмами — рифы. Многие известняки представлены калькаренитами, местами косослоистыми. Они могут быть сложены либо оолитами, либо сортированными обломками раковин, либо нескелетными зернами, либо смесью тех и других. Часто встречаются плоскогалечные конгломераты и кальцилютиты с трещинами усыхания. Для описываемых карбонатов характерны самые разнообразные формы чередования калькаренитов, кальцилютитов, водорослевых слоев и плоскогалечных конгломератов. Нередко встречаются пятнистые доломиты, слоистые «первичные» доломиты и сахаровидные доломиты замещения.

Обычно эта фация несогласно залегает на стабильном кристаллическом фундаменте и имеет в основании (над поверхностью несогласия) прослои аркозового или конгломератового материала мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В слоях, залегающих выше, полевые шпаты либо отсутствуют, либо сосредоточены в районах погребенных поднятий гранитного фундамента, либо встречаются в виде редких рассеянных хорошо окатанных зерен. В большинстве случаев на базальных песчаниках залегают известняки или доломиты. На отдельных участках карбонатные породы лежат непосредственно на фундаменте.

Кратонные фации являются, по-видимому, продуктом осадконакопления в зоне, примыкающей к очень низменной стабильной суше. О стабильности свидетельствуют зрелость песчаников, малое общее количество кластического материала и преобладание известняков. Дру-

гими доказательствами стабильности зоны осадконакопления служат незначительная общая мощность многих разрезов и отсутствие в них следов деформаци. Несмотря на относительную стабильность, поверхность осадконакопления периодически испытывала воздымание, о чем свидетельствуют трещины усыхания в кальцилютитах и внутриформационные брекчии, предположительно связанные с обезвоживанием и усыханием. Пески, как показано на геологическом разрезе (см. рис. 16-1), сносились со щита. Они могут включать как эолианиты, так и прибрежные пески.

Типичным примером такой фации служат многие нижнепалеозойские разрезы верховьев р. Миссисипи и района Великих Озер. Этот район, характеризовавшийся исключительной стабильностью в палеозое, является слабопогруженным продолжением Канадского щита. Отложенные здесь осадки представлены в основном известняками и доломитами, мощность которых редко превышает 1000 м. Песчаники появляются в большом количестве лишь вблизи края щита, т. е. участка, остававшегося, по-видимому, приподнятым и поставлявшего песчаный материал.

Не совсем понятна бедность этой фации глинами. Если бы карбонаты были представлены только калькаренитами (или являлись ими до доломитизации), то известковистые и нормальные кварцевые пески свидетельствовали бы о том, что осадконакопление происходило в турбулентной обстановке, а более тонкий алевритовый или глинистый материал с суши должен был сноситься в более глубокие и менее турбулентные воды. Однако, поскольку многие карбонаты представлены кальцилютитами или известковистыми илами, трудно поверить, что глинистый материал миновал эту зону. Одно из объяснений основано на предположении, что глины были отмыты в более раннюю эпоху и что песчаники, связанные с карбонатами, являются осадками второго цикла, т. е. образовались из песчаников более ранней генерации. Высказывалось также предположение о том, что прилегающие районы суши были пустыней и глинистая фракция была унесена ветром, а оставшиеся дюнные пески были захвачены и перераспределены наступающим морем.

Обширные погруженные бассейны в пределах кратонов выполнены осадками почти такого же типа, что и более стабильные районы, с той лишь разницей, что увеличение мощности в этих бассейнах свидетельствует о прогибании во время осадконакопления. Некоторые из этих бассейнов временами становились эвапоритовыми; в них присутствуют соль и гипс.

Осадки глубоко погруженных по разломам блоков в пределах кратона характеризуются совершенно иным составом. Вблизи сбросов, ограничивающих эти структуры, накапливаются клиновидные тела грубообломочного незрелого материала. Здесь развиты, как правило, аркозовые песчаники с конгломератами. Эти осадки содержат обычно базальтовые лавы, силлы и дайки диабазов. Мощная формация Кевинаван, сложенная вулканитами, конгломератами и песчаниками, представляет собой ассоциацию, характерную для крупного интракратонного рифта. Другим примером служит бассейн Гондвана на Индийском полуострове. Аналогичными структурами являются и триасовые Ньюаркские бассейны в пределах кристаллического плато Пьедмонт на востоке США [47, 36].

Кратонная платформа временами может получать менее зрелый песок и ил извне, с других поднятий, образующих тектоническую сушу

за пределами самого кратона. Осадки такого типа накапливались, например, на востоке внутренних районов США в пенсильванском и в меловом периодах. Такие осадки слагают дистальные участки крупных песчаных выклинивающихся тел, областью сноса для которых служили приподнятые участки далеко за пределами кратона. Их накопление прерывает на время или полностью прекращает нормальное кратонное осадконакопление.

Геосинклинали

Термин геосинклиналь был впервые применен Дэна [11] для характеристики зоны прогибания, из которой позднее развились Аппалачские горы. Затем значение термина расширилось, включив в себя много различных типов прогибающихся бассейнов. Мы согласны с Обуэном [2] в том, что в столь расширенном понимании термин утратил свое значение и что его следует либо упразднить, либо уточнить его значение. В соответствии с этим мы используем данный термин для обозначения тех мобильных зон (противопоставляя их стабильным кратонам или платформам), которые обладают характерными чертами осадконакопления, тектоники и магматизма. В данном случае мы делаем основной упор на характер осадков, хотя он не может быть полностью оторван от тектонических или магматических проявлений.

Поэтому мы исключаем все прогнутые или опущенные по сбросам бассейны внутри кратонов, а также выполненные мощными осадками окраинные части континентов типа террас, часть которых в литературе рассматривается как геосинклинали (например, «геосинклиналь» Мексиканского залива). Они не являются мобильными поясами.

Однако, как мы увидим ниже, в вопросе о природе геосинклиналей и мобильных зон все еще существуют противоречия. Главную трудность представляет идентификация геосинклинали в современном мире, т. е. нахождение актуалистической модели.

По Обуэну [2], геосинклинали характеризуются: 1) положением на границе с кратоном или между двумя кратонами; 2) мобильностью, выраженной в виде интенсивной складчатости и надвигообразования; 3) начальной симатической фазой магматизма, знаменующейся офиолитовыми внедрениями во внутренних (противоположных от кратона) зонах и 4) синорогенной и посторогенной магматической активностью во внутренних зонах.

Что можно сказать об осадках, установленных в геосинклинальном поясе? По мере продвижения от кратона в геосинклиналь мощность осадочного чехла возрастает на порядок, т. е. с 1 или 2 тыс. до 10—20 тыс. м. В том же направлении наблюдается переход от недеформированной толщи осадков к резко складчатой и нарушенной надвигами зоне. Таким образом, по мере перехода от кратона к мобильной зоне мы наблюдаем изменение характера осадков. Разрез кратона, как мы уже отмечали, характеризуется мелководными карбонатами и маломощными покровами зрелых песков. Это и есть известняковые, или «ракушняковые», фации Джонса [30]. В геосинклинали он замещается мощными глинистыми фациями. Представлены как мелководные, так и глубоководные осадки. Выделяются флишевая и дофлишевая фации. Флиш представляет собой мощную турбидитовую последовательность ритмического чередования тонких слоистых пропластков граувакковидных песчаников с глинистыми сланцами местного происхож-

дения. Дофлишевая фация это — изменчивая ассоциация радиоляриевых кремнистых сланцев и черных глинистых сланцев, обычно характерная для отмирающего бассейна. Более того, результаты анализа палеотечений и фациальные соотношения во флишевых отложениях указывают на то, что основным источником сноса был не кратон, а участки суши, расположенные во внутренней части мобильной зоны. На раннегеосинклинальной стадии часть осадков (редкие прослои известковистых турбидитов и маломощные линзы ортокварцитовых песков) поступала и со стороны кратона. В течение более поздних, глав-



Рис. 16-2. Реконструированный профиль кембрия и ордовика через миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь от Нью-Йорка до Мэйна. По [31] (1 миля=1,6 км; 1 фут=0,3 м)

ных стадий развития обильный кластический материал поступал уже с другой стороны геосинклинали. Таким образом, геосинклиналь характеризуется ассиметричностью и, как полагают, обладает полярностью. Асимметричность проявляется не только в характере распределения палеотечений и в фациальных соотношениях, но и в характере тектонической и магматической деятельности. Складки опрокинуты в направлении кратона, а сместители надвигов погружаются в противоположном направлении. Внутренние подзоны мобильного пояса обычно подвержены метаморфизму и внедрениям магмы; внешние части неметаморфизованы.

Детальное изучение стратиграфии и палеотечений выявляет дополнительные сложности для интерпретации. Во многих геосинклинальных зонах существовали, по-видимому, внутренние источники сноса, связанные со срединными хребтами или геоантиклиналями (рис. 16-2). Осадки, залегающие между таким хребтом и кратоном, несколько отличаются от тех, которые залегают между срединным хребтом и источником сноса, связанным с тектонической сушей. Первые не содержат вулканических пород (амагматические или миогеосинклинальные осадки); вторые содержат туфогенный материал, а также прослои офиолитовых лав и силлов (эвгеосинклинальные осадки). Эти наблюдения побудили Обуэна [2] к созданию модели идеальной геосинклинали и введению терминов, характеризующих ее отдельные части (рис. 16-3).

В соответствии с этой моделью геосинклиналь представляет собой линейно вытянутую депрессию или трог, разделенный на две части продольным срединным антиклинальным хребтом и заполненный кластическими осадками, снесенными с кратона, срединного хребта и в особенности с тектонической суши. Как Обуэном, так и более ранними исследователями отмечалось, что и накопление геосинклинальных осадков, и их конечная деформация подчинялись определенной зако-

номерности. Обычно выделяются дофлишевая стадия с медленным накоплением радиоляритов и черных глинистых сланцев, флишевая стадия с быстрым турбидитовым осадконакоплением и более поздняя молассовая стадия, во время которой накапливаются очень грубые осадки, включая мощные конгломераты. Как правило, последние отлагаются в погружающемся молассовом троге, расположенном между геосинклинальной зоной и кратоном. Предполагается, что моласса — продукт эрозии раннего флиша, к этому времени смятого в складки и приподнятого в виде горного сооружения. Какую бы интерпретацию



Рис. 16-3. Основные части пары эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь. По [2].

1 — сиалический фундамент; *2* — офиолиты; *3* — флиш; *4* — направление миграции орогенеза и опрокидывания складок.
Фундамент суши, миогеосинклинальной борозды, эвгеосинклинального и миогеосинклинального хребтов — сиалический; фундамент эвгеосинклинальной борозды, возможно, симатический; его характер остается неясным.

геосинклинали, ее происхождения и развития мы не давали, тот факт, что флишевая и молассовая фации повторяются в геологической истории, что они тесно связаны друг с другом и с мобильной зоной, остается незыблемым.

Эти наблюдения и интерпретация природы геосинклинальных зон породили множество проблем, удовлетворительное решение которых пока не найдено.

Одной из таких проблем является положение и природа области сноса осадочного выполнения. Как отмечалось, фациальные изменения в пределах геосинклинали позволяют предположить несколько источников сноса, не связанных с кратоном. Такой источник или такие источники должны поставлять огромное количество незрелых кластических осадков. Шухерт [49] в качестве такого источника сноса предполагал некую субконтинентальную массу, для которой он предложил термин б о р д е р л е н д. Бордерленд, который, как полагают, поставлял осадки в Аппалачский трог, получил название Аппалачия; затем он испытал погружение и исчез. Вопреки принципам изостазии, некоторые исследователи считают, что аналогичное проседание источников сноса такого рода было и в других районах [37]. Другие подвергают сомнению концепцию бордерленда и связывают происхождение осадков с цепью вулканических островов, однако острова поставляют обычно немного осадков; к тому же во многих геосинклиналях осадки заведомо имеют невулканогенное происхождение [31]. Существует также мнение, что осадки первоначально образовались в пределах кратона, затем были снесены и отложены в пределах континентального подножия или террасы, а после того, как эта терраса испытала восходящие движения и образовала крупное поднятие, были снесены с этого поднятия в молассовый трог между поднятием и кратоном [15]. В случае с Аппалачами, однако, кратон на ранней стадии был перекрыт броней известняков и не мог служить источником сноса кластического материа-

ла. Сторонники гипотезы континентального дрифта считают, что источником сноса служил континентальный блок, расчлененный в процессе рифтообразования и спрединга морского дна. Очевидно, согласно этой точке зрения, палеозойское заполнение Аппалачской геосинклинали имело источником сноса Африканский континентальный блок.

Другая проблема касается характера границ геосинклинальной зоны. Очевидно, что одна из ее границ — граница с кратоном. Предполагается, что переход от кратона к геосинклинали был постепенным. Характер другого края геосинклинальной зоны неясен. Внутренняя зона — зона метаморфических и магматических пород. Во многих случаях, в том числе и в Аппалачах, не ясно, слагают ли эти породы фундамент, на котором залегают геосинклинальные осадки, или же они представляют собой высокотемпературные метаморфические фации осадочного выполнения. Таким образом, эта граница геосинклинали теряется в магматическо-метаморфическом «тумане». Геологи, относящие осадки Мексиканского залива к геосинклинальным, считают, что никакой другой границы не существует и что геосинклиналь была «открытой», имея с одной стороны континент, а с другой — океанический бассейн. Эти исследователи предпочитают не употреблять термина геосинклиналь для таких комплексов, а называют их геомиоклиналями (если они амагматические).

С этим вопросом связан и характер фундамента, на котором залегает осадочное заполнение. В краевой части кратона нормальные кратонные породы (в основном гранито-гнейсы) континентального или сиалического характера уходят под геосинклинальные серии. Поскольку о другом крае геосинклинали мало что известно, то и вопрос о поверхности фундамента неясен. Некоторые полагают, что она является поверхностью скорее океанической, чем континентальной коры. Основание для этой точки зрения — большое количество офиолитового материала, перемежающегося с осадками некоторых геосинклинальных разрезов. С другой стороны, характер самих осадков, в частности содержание в них кварца, свидетельствует в пользу сиалического источника сноса; это наблюдение не согласуется с предположением о вулканическом или океаническом характере тектонической суши.

Наибольшая проблема связана с поисками современных аналогов геосинклиналей и с многочисленными предположениями на эту тему. Грабау [28] полагал, что «в настоящее геологическое время не существует нормальных затопленных морем геосинклиналей». Большинство геологов придерживается теперь другого мнения, однако до достижения единого мнения еще далеко.

Дитц [15] в поисках актуалистической модели геосинклинали пришел к выводу, что такой модели соответствует континентальное подножие. Эта зона, в которой и в самом деле накапливается мощная толща осадков, в относительно стабильных районах характеризуется значительной шириной и огромной протяженностью. В качестве подходящего примера можно назвать «геосинклиналь» Мексиканского залива. Однако осадки в эту «геосинклиналь» привнесены с континента. Таким образом, они обладают «полярностью», обратной той, которую мы наблюдаем в древних геосинклинальных зонах.

Другие геологи в качестве современных геосинклиналей рассматривают океанические троги, т. е. длинные, линейные, глубокие борозды, обрамляющие многие островные дуги, а также некоторые континенты. Однако, как указывают Шоль и Марло [48], при отсутствии оледенения типичным выполнением современного Тихоокеанского глубо-

ководного трога в интервале времени от мезозоя до наших дней является весьма маломощный (около 500 м) слой осадков. В то же время многие эвгеосинклинали характеризуются огромной мощностью осадков, отложившихся за значительно более короткий отрезок времени.

Некоторые считают, что «геосинклиналью» является весь океанический бассейн; накопленные в нем осадки из-за спрединга морского дна и связанного с ним перемещением плит транспортируются к мобильным зонам, где они благодаря субдукции поглощаются краевой частью континента [24]. Эта модель имеет свои трудности, поскольку она не в состоянии объяснить отсутствие пелагических карбонатов в

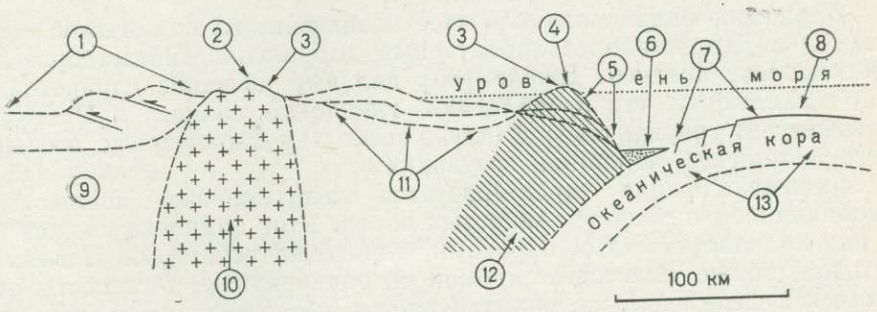


Рис. 16-4. Схематический разрез, показывающий главные геотектонические элементы системы островная дуга — океанический желоб. Горизонтальный масштаб приблизителен. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов примерно 1 : 10. По Диккинсону [14].

1 — задуговая область представляет собой внутриконтинентальный надвиговый пояс или междуговый бассейн; 2 — магматическая ось; 3 — поднятия, террасы, склоны, уступы, троги; 4 — зона резкого погружения склона желоба; 5 — внутренний борт; 6 — турбидитовое наполнение желоба; 7 — внешний склон, осложненный нормальными сбросами; 8 — внешний свод; 9 — континентальная или океаническая кора; 10 — вулкано-плутонический ороген; 11 — осадочный покров на фундаменте неопределенного происхождения; 12 — зона субдукции; 13 — офиолитовый разрез

эвгеосинклинальных разрезах. Если бы современные океаны были представительной моделью, то такие карбонаты должны были составлять значительную часть общей мощности разреза, а это далеко не так.

Более поздние попытки решить этот вопрос с точки зрения тектоники плит привели к другим моделям [14]. В дополнение к глубоководным океаническим трогам предполагаются две другие зоны возможного осадконакопления. Одной из них является зона между океанической впадиной и связанной с ней островной дугой; вторая расположена по другую сторону островной дуги, между ней и континентом (рис. 16-4). Эти зоны могут насчитывать от 75 до 275 км в ширину и несколько сот километров в длину Мезозойская толща Грейт-Вэлли, сложенная турбидитами огромной мощности, по мнению Диккинсона [14], накапливалась в бассейне, заключенном между океаническим трогом и островной дугой. Согласно этой модели, осадочное заполнение поступает либо с островной дуги (цепь вулканов), либо со срединного хребта в часть бассейна, расположенную между трогом и островной дугой. Со стороны же океана осадки поступать не могли. Кластические серии значительной мощности могли также накапливаться по другую сторону островной дуги, в ее тыловой части, т. е. в бассейне форланда. В качестве такого рода тыловой (по отношению к островной дуге) геосинклинали рассматривается обширный позднемезозойский бассейн центральной части Северо-Американского континента, располагавшийся между

складчатым поясом Кордильер и западным краем палеозойской платформы и докембрийского щита.

В свете вышеизложенного современная геосинклиналь представляется весьма проблематичной структурой.

Интересующихся мы отсылаем к материалам недавнего симпозиума по данной проблеме [17].

Орогенные осадки

Флиш

Как уже говорилось выше, существуют две главные фации осадков, связанных с геосинклинальными или мобильными зонами. Это — флишевая и молассовая фации.

Флишевая фация получила свое назначение из-за сходства с флишем Альп. Это наиболее характерный для альпинотипных орогенных зон комплекс осадков. Джонс [30] дал ему название глинистой фации, поскольку в нем преобладают глинистые сланцы, а Петтиджон называет его граувакковой фацией, поскольку характерные песчаники этого комплекса являются граувакками.

Флишевая фация характеризуется очень большой мощностью и преобладанием в разрезе глинистых пород. Этот комплекс сложен почти нацело кластическими породами, однако на некоторых стадиях отлагались также пластовые кремни и радиоляриты. Мощность этого комплекса феноменальна, она измеряется тысячами метров. Флишевое осадконакопление происходило непрерывно или почти непрерывно. Слоистость хорошо выражена, равномерна и ритмична (рис. 16-5). Основной материал — глинистые сланцы или алевритистые глинистые сланцы, равномерно чередующиеся с прослоями темных песчаников (как правило, это граувакки), мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Эти слои рассматриваются как ритмиты, а песчаники — как турбидиты. Градационная слоистость встречается всегда; крупномасштабная слоистость не наблюдается, однако может присутствовать слоистость знаков ряби.



Рис. 16-5. Меловые флишевые турбидиты, район Девилз-Слайд, Калифорния

Песчаники грубозернисты или представляют собой микробрекчии, они содержат многочисленные обломки глинистых пород и, как указывалось выше, не являются продуктами обычных донных течений. По-видимому, они отражают нечастые, в какой-то степени катастрофические вторжения донных турбидитовых потоков, порожденных оползнями. Такие потоки перемещают грубые осадки, первоначально отложенные в относительно мелководной зоне, в более глубоководную и спокойную обстановку. В некоторых флишевых толщах слои грубого хаотического материала часто содержат крупные эрратические блоки — отложения настоящих грязевых потоков и оползней.

Глинистые компоненты флишевой фации характеризуются медленным осадконакоплением, которое периодически прерывалось почти

мгновенным отложением песчаных пластов. Пропорция между глинистыми сланцами и песками может варьировать, однако обычно разрез в основном сложен глинистыми сланцами (табл. 16-2). Обычно соотношение глин и песков во флише такое же, как и в выносах современных крупных рек. В среднем отложения дельты р. Миссисипи содержат 29% песка и 71% ила (алеврит плюс глина). Как показано в табл. 16-2, в среднем для различных разрезов соотношение пески — глины составляет 31 : 64.

Таблица 16-2

Содержание типов пород во флишевых фациях, %

Компоненты	А	Б	В**	Г	Д	Е
Песчаники	42	17	32	27	39	31
Глинистые сланцы	58*	66	61	73	59	64
Известняки	Сл.	17	—	Сл.	1—2	4
Конгломераты	1	—	—	—	Сл.	—

* Включая песчанистые глинистые сланцы.
** Включая 7% алевролитов.
А — верхний мел (Чико), Калифорния [57].
Б — карбон, бассейн Анадарко, Оклахома [7].
В — карбон (Стэнли), Арканзас — Оклахома [7].
Г — третичные отложения северной части Суматры.
Д — меловые отложения, южная Калифорния [8].
Е — средний состав разрезов от А до Д.

Необходимо отметить, что, за исключением конкреций в алевролитовых прослоях, карбонаты, как правило, в разрезе отсутствуют. Тем не менее для некоторых разрезов отмечалось наличие градационных слоев известняков, интерпретируемое как результат внедрения мутьевых потоков, несущих карбонатный материал.

Некоторые флишевые толщи, такие, как, например, формация Грейт-Вэлли в Калифорнии, не содержат вулканогенного материала. Другие, в частности францисканские отложения того же региона, тесно связаны с подушечными лавами, обычно метаморфизованными до зеленокаменной стадии; такая ассоциация давно уже признана типичной для Альпийской зоны [58]. Эти лавы основного состава, по-видимому, отражают подводные излияния, происходившие одновременно с осадконакоплением. С ними также тесно связаны отложенные под водой туфы основного состава, переходящие в грубые граувакки, с которыми они имеют внешнее сходство.

Некоторые флишевые толщи характеризуются оползневой слоистостью, конволютной складчатостью и внедрениями граувакковых даек и силлов.

Происхождение флишевой фации с ее ритмическим чередованием глинистых сланцев и градационных граувакк долгое время понималось неверно. Грубая зернистость граувакк и обычное отсутствие ископаемых остатков или присутствие в некоторых случаях растительных остатков послужили для некоторых исследователей поводом считать эти отложения мелководными или даже континентальными осадками. Другие, напротив, относили их к глубоководной морской обстановке на том основании, что они характеризуются равномерностью слоев, отсутствием косой слоистости и часто встречающимися радиоляритами.

Присутствие в некоторых разрезах радиоляриевых кремнистых сланцев, а в других граптолитов не оставляет сомнения в морском происхождении флишевой фации. Обычное отсутствие бентосной фауны, за исключением мягкотелых илоядных форм, тонкие равномернослоистые песчаные пропластки, отсутствие крупномасштабной косой слоистости или выклинивающейся линзообразной слоистости, каналы вреза и заполнения — все это свидетельствует о глубоководных условиях. Наиболее веское доказательство глубоководности зоны накопления флишевой фации — присутствие в некоторых турбидитовых толщах глубоководных фораминифер. Механизмом мутьевого потока легко объясняется и градационное строение грубозернистых граувакк, и присутствие столь грубого материала в глубоководной обстановке, и наличие в нем мелководной микрофауны.

Поскольку флишевая фация слагает исключительно мощные и интенсивно дислоцированные толщи, она является продуктом геосинклинального осадконакопления. Она накапливается очень быстро и непрерывно в сравнительно глубоводной (более 1000 м) морской обстановке. Структурная и минералогическая незрелость этих осадков свидетельствует о том, что они содержат продукты разрушения высокоприподнятых участков суши. Исходным материалом этих осадков были как слабометаморфизованные, так и кристаллические породы, а возможно, и ранее отложенные осадки той же геосинклинали.

Флишевая фация имеет очень широкое распространение, поэтому в геологической литературе содержится много хороших ее описаний. Основные характеристики флиша обобщены Суйковским [54], Дзулинским и Смитом [18], Дзулинским и Уолтоном [19]. Флишевыми толщами сложены многие разрезы архея в пределах Канадского щита [45, 16, 61, 29], многие формации верхнего докембрия (сланцы Тайлер, Мичигамме и Томсон) в районе оз. Верхнего [42]. Отличными примерами флишевой фации являются ордовикская формация Мартинсбург в Центральных Аппалачах [39] и породы того же возраста в районе р. Святого Лаврентия, в Квебеке [22]. Та же фация развита и в верхнепалеозойских разрезах в горах Уошито, в штатах Арканзас и Оклахома [7, 10] и в Маратонском бассейне Техаса [39]. Типичным флишем являются также верхнепалеозойские отложения Каледонской геосинклинали в Великобритании, в особенности в Уэльсе [67], Армориканской геосинклинали в Англии и Уэльсе, а также в Гарце (ГДР) и Среднерейнском бассейне в ФРГ [23, 38]. Эта фация встречается и в мезозойской формации Грейт-Вэлли в Калифорнии [44]. Она установлена на Аляске и в Гималаях [59], на Кавказе [60] и в Карпатах [20], в Сьерра-Мадре Ориентале (здесь это эоценовая формация Чиконтопек) и в Чилийских Андах [53]. Нет никакого сомнения, в том что эта фация присутствует в любой альпинотипной зоне мира.

Не все турбидитовые разрезы, однако, являются истинным флишем. Турбидитовый механизм проявляется даже в озерах и в придельтовых районах. Таким образом, не следует полагать, что любая градационная слоистость неизбежно свидетельствует о флишевом осадконакоплении.

Моласса

Другими фациями, связанными с орогенными поднятиями, являются молассовые. Типичная моласса представлена мощной кластической толщей третичного возраста, установленной в Швейцарских Аль-

пах и в Альпийском форланде южных районов ФРГ. Молассами всюду называют породы, сходные по составу и соотношению с альпинотипными складчатыми сооружениями [64].

Молассовая ассоциация сложена в основном песчаниками и глинистыми сланцами. Обычно она грубее по составу, чем флиш, и содержит много конгломератов. Вблизи от источника сноса она, как и флиш, может иметь мощность до 1000 м. В пределах непосредственно орогенической зоны она наиболее мощна и сильно дислоцирована. Наиболее удаленные от источника сноса разрезы характеризуются меньшей мощностью. Моласса может покрывать кратонные платформы далеко за пределами орогенного пояса.

Пески и глины молассы — незрелые продукты денудации. Пески представлены литоидными песчаниками, местами — протокварцитами (сублитаренитами). Глинистые сланцы являются алевритистыми и слюдистыми; окраска их меняется от серой до красной. В более темных глинах часто встречаются глинистые железняковые конкреции, септарии и растительные остатки. Более дистальные молассы могут содержать угли с подстилающими их глинистыми пропластками; здесь могут присутствовать маломощные желваковые пресноводные известняки. С дистальной молассой могут перемежаться выклинивающиеся ей навстречу маломощные пропластки морских глинистых сланцев и известняков.

Более проксимальные разрезы молассы обычно образуют циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу (рис. 16-6). Нижняя, песчаная, а возможно конгломератовая, пачка цикла имеет изрезанное основание. Вверх по разрезу она переходит в алевролиты и глины. Последние обычно окрашены в красный цвет. Молассовые циклы описаны Берсье [4, 5] и Фюхтбауэром [26]. В угленосной молассе такие циклы включают в себя угли и подстилающие их глинистые пропластки, а в некоторых случаях — и морские известняки. Последние представляют собой «циклотемы» Уэллера и др. [66, 63], рис. 16-7.

В некоторых молассовых разрезах кластические отложения, особенно аргиллиты, имеют красную окраску. Красный цвет и глинистые конгломераты (с обломками аргиллитов в песчаном матриксе) указывают на окисление и обезвоживание, а следовательно, на осадконакопление в субаэральных условиях.

Таким образом, молассовая ассоциация не является исключительно континентальной или исключительно морской, а скорее и той и другой вместе; это ассоциация осадков, образовавшихся в различных локальных обстановках, включая пляж, нижний пляж (предпляжевую зону), заливаемую приливом лагуну, аллювиальную, отчасти дельтовую, отчасти пойменную зону вместе с ее старицами и болотами, отчасти аллювиальные конусы выноса. Короче говоря, зона молассового осадконакопления — дельтовая прибрежная равнина и ее продолжение в глубь континента вплоть до горного фронта (см. рис. 14-14).

Осадки, поступающие в эту область, распределяются по различным локальным обстановкам и дифференцируются по структуре (а следовательно, по химическому и минералогическому составу) в соответствии с энергией потока в каждой локальной ситуации. В более проксимальных условиях накапливаются грубые галечники конусов выноса. В менее проксимальных — эти осадки составляют аллювиальные циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу. По мере удаления от источника сноса они переходят в прибрежные отложения мелководной дельты и междельтовые осадки лагун и пляжей. Незрелые флювиальные пески

в прибрежной зоне могут становиться более зрелыми как в структурном, так и в минералогическом отношении.

Обычно береговая линия со временем смещается в сторону моря так, что осадки молассового типа, наступая, перекрывают прибрежно-морские отложения и замещают их. В общем, моласса представляет собой обширный шлейф перемещенного элювия недавно поднявшихся горных цепей. Уже закончена флишевая эпоха; недавно отложенные

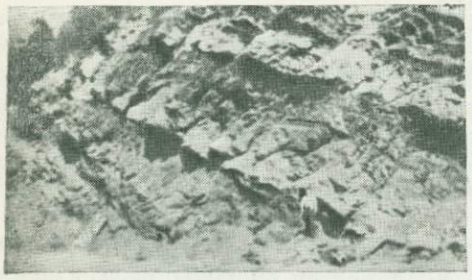


Рис. 16-6. Молассовые циклы с уменьшением зернистости вверх по разрезу в девонской формации Катскилл близ Гаррисберга, Пенсильвания.

Выступающие пласты представлены грубыми песчаниками; пласты, образующие нишеобразные углубления, сложены темно-красными алевритистыми аргиллитами

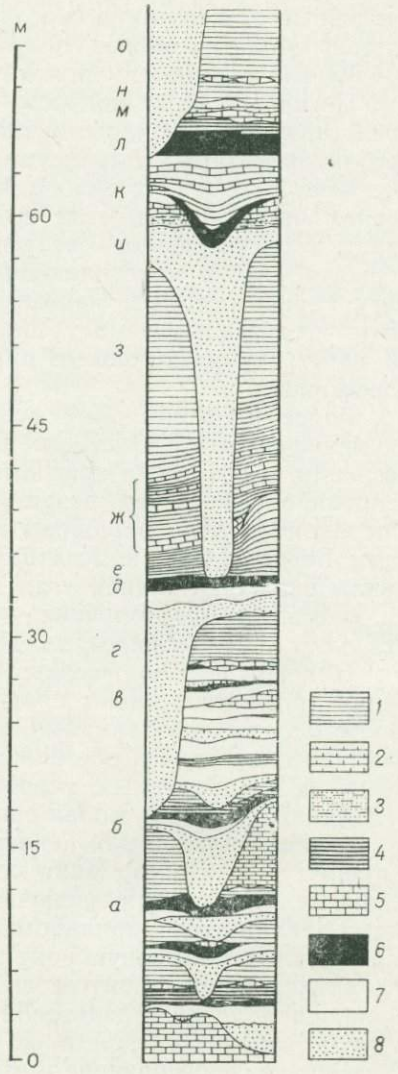


Рис. 16-7. Циклотемные осадки. По Уонлессу [1931].

1 — глинистые сланцы; *2* — известковистые глинистые сланцы; *3* — песчанистые глинистые сланцы; *4* — углистые глинистые сланцы; *5* — известняки; *6* — уголь; *7* — глины; *8* — песчаники. *а* — угольный пласт № 1; *б* — песчаник Бернадотт; *в* — известняк Сихорн; *г* — песчаник Изабель; *д* — угольный пласт № 2; *е* — глинистые сланцы Френсис-Крик; *ж* — пачка Оук-Грейв; *з* — глинистые сланцы Пьюрингтон; *и* — песчаник Плезант-Вью; *к* — угольный пласт № 4; *л* — угольный пласт № 5; *м* — известняк Сант-Дэвид; *н* — глинистые сланцы Кантон; *о* — песчаник Куба

осадки испытали интенсивные деформации и выведены на поверхность процессами эрозии; поэтому моласса представлена в основном переотложенными осадками и содержит обломки осадочных или слабометаморфизованных пород. Образовавшиеся скопления имеют максимальную мощность в непосредственной близости от вновь образовавшихся горных цепей и распределены в собственном бассейне — так называемом бассейне форланда или молассовом бассейне. Осадки, наиболее

приближенные к горному фронту, могут быть сами вовлечены в продолжающиеся орогенические движения и деформированы ими. Наиболее удаленная часть молассы, перекрывающая кратон, остается недеформированной.

Наиболее известным примером молассы является Альпийская моласса. Ее отложения в южной части ФРГ тщательно описаны Фюхтбауэром [26], а на Швейцарской равнине — Берсье [4, 5]. Сопоставимая по возрасту моласса прослежена в Карпатах. Молассой является и девонско-миссисипская толща в Аппалачах. Известны описания девонской молассовой формации Катскилл [1] и наиболее характерных черт связанных с ней формаций Мауч-Чанк (миссисипий) и Поттсвилл (пенсильваний) [41]. Молассовые разрезы хорошо изучены также в Колумбийских Андах.

Некоторые осадочные комплексы, по структуре, составу и организации близко напоминающие молассу, тем не менее не являются настоящей молассой. Грабеновые или полуграбеновые бассейны, образовавшиеся в кратонах, выполнены молассоподобным материалом. Примером этому служат триасовая серия Ньюарк и докембрийская обломочная формация Кевинаван в районе оз. Верхнего. Эти отложения отличаются от истинной молассы только своим тектоническим положением. Они никак не связаны и не ассоциируют с каким-либо флишем; они не вовлечены в альпинотипную складчатость, а лишь нарушены сбросами и наклонены в результате блоковых движений. Их сходство с молассой ограничивается тем, что они представлены в основном грубыми неморскими обломочными породами и связаны с расчлененным рельефом.

Дофлишевые фации

Менее значительным компонентом некоторых геосинклинальных осадочных комплексов является маломощная серия, которая в ряде случаев предшествует флишу. Эта серия, представленная в основном черными глинами, но включающая также кремнистые сланцы и радиоляриты, отражает долгий период очень медленной седиментации, предшествовавшей быстрому накоплению поступающих в бассейн флишевых осадков. Эта ассоциация представляет собой осадки глубоководного отмирающего бассейна.

Некоторые особенности этой ассоциации были описаны Обуэном [2]. Она включает в себя полосчатые кремнистые сланцы — радиоляриты и радиоляриевые яшмы. В некоторых случаях они ассоциируют с офиолитами или зеленокаменными породами; в других — с кремнистыми известняками. Красные желваковые известняки ammonitico rosso характеризуют так называемую генеративную стадию геосинклинали. Обилие аммонитов — настоящие слои ракушняка — свидетельствует о чрезвычайно медленном осадконакоплении. По наблюдениям Петтиджона, черные глинистые сланцы являются наиболее типичными осадками «отмирающего бассейна». В некоторых разрезах черных глинистых сланцев может присутствовать кремень — либо в рассеянном состоянии, в виде желваков, либо, что более характерно, в виде тонких пропластков, чередующихся с черными глинистыми сланцами. С некоторыми черными глинистыми сланцами тесно связаны другие осадки резко восстановительной среды, такие, как осадочные сульфиды железа и сидерит.

Эвксинные осадки наиболее часто встречаются над карбонатно-ортокварцитовой ассоциацией и под типичными граувакко-глинистыми флишевыми фациями. Их присутствие, возможно, отражает переход от

мелководных карбонатных осадков открытого моря и песков, снесенных с кратона, к поступлению осадков, образовавшихся из-за разрушения островных дуг или других барьеров. Начальная стадия образования барьера обусловливает частичную изоляцию определенных участков осадконакопления и ограничивает или полностью исключает циркуляцию. Это приводит к установлению застойного режима донных вод и к отложению черных глин. Прекращение доступа осадков как со стороны форланда кратона, так и с барьерной зоны ведет к отмиранию бассейна.

Геосинклинальный цикл

Осадки начальной стадии мобильной зоны могут резко отличаться от осадков, которые накапливаются вслед за ними. Наблюдения в различных регионах послужили основанием для создания концепции геосинклинального цикла. Одним из первых, кто ее сформулировал и выделил несколько фаций, закономерно следующих друг за другом, был Бертранд [6]. По его мнению, нормальная последовательность пород геосинклинального пояса такова: гнейсовые фации (породы фундамента или более древние); глинистый флиш (мощные глинистые фации, накапливающиеся в осевой части геосинклинали и состоящие из обломков более древних пород); грубый флиш (включая «дикий флиш»), т. е. пограничные скопления продуктов разрушения и переработки более древних пород геосинклинали по мере их воздымания; гравелиты и грубозернистые песчаники или фации Редгрит, отложенные у подножия гор вслед за горообразованием. Данная концепция, очевидно, в основном явно базировалась на результатах изучения истории Альпийской геосинклинали. Однако Бертранд отмечал, что такая последовательность фаций повторяется и в других геосинклинальных зонах, в другие периоды.

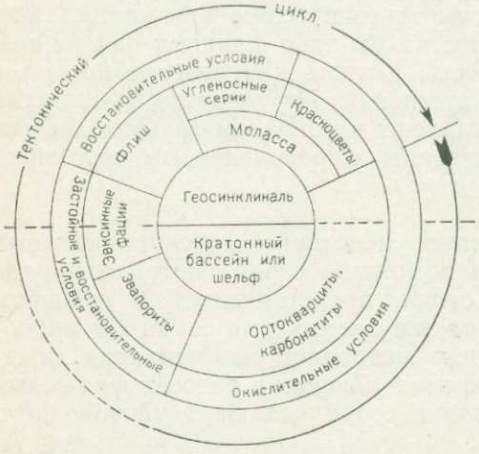


Рис. 16-8. Генерализованный тектонический цикл и главные осадочные фации. По [35] с большими изменениями

Крынин [32, 33, 35] попытался применить генерализованную концепцию Бертрана к Аппалачской геосинклинали (рис. 16-8). Он выделил три тектонические стадии. Стадия пенепленизации (или раннегеосинклинальная стадия) характеризуется отложением ортокварцитов и карбонатов первого цикла на выровненную поверхность, испытывающую периодические колебания. Собственно геосинклинальной стадии свойственно троговое осадконакопление, прерываемое формированием краевых поднятий и последующим перемещением ранее отложенных осадков в центральную часть трога, после их слабого метаморфизма. Постгеосинклинальная стадия и общий подъем, обычно сопровождаемый разрывными дислокациями, наступают после складчатости и внедрения геосинклинальных интрузий и характеризуются аркозовым составом осадков.

Пригодность этой генерализованной концепции ставилась под сом-

чение [31]. Однако совершенно очевидно, что в природе существуют периодически повторяющиеся генетически родственные ассоциации осадочных пород и что во многих случаях они следуют одна за другой в определенной закономерной последовательности. Такая упорядоченная последовательность многократно повторялась в докембрии и в более поздних геологических эпохах, что является существенным аргументом в пользу концепции геосинклинального цикла. Эта концепция, кратко обобщенная в табл. 16-3, наиболее полно была разработана Обуэном [2] в основном на базе его исследований в Хелленидах. Эволюция геосинклинали, по Обуэну, значительно сложнее, поскольку она охватывает историю развития двух параллельных трогов, разделенных срединной геоантиклиналью (см. рис. 16-3). История этих трогов была несколько

Таблица 16-3

Главные тектонические циклы и связанные с ними осадки

Стадии	Условия осадконакопления
1	Кратонные условия; накопление снесенных со щита ортокварцитов и карбонатов в пределах затопленного кратона или вдоль границы кратона с геосинклиналью. Более дистальные участки геосинклинали представляют собой «отмершие бассейны», куда осадки либо не поступают, либо поступают в ограниченном количестве
2	Слабое воздымание в геосинклинали и подъем геоантиклинального хребта; накопление кремнистых сланцев, слоистых сидеритов, пирита, черных глинистых сланцев и фосфоритов в бассейне, ограниченном донным порогом (эвксинные фации)
3	Мощное воздымание геоантиклинального хребта и островных дуг с интенсивным поступлением кластического материала (флиш) с увеличением зернистости вверх по разрезу; подводные эффузивы и туфы
4	Завершение заполнения трога; переход к неморской стадии Паралическая седиментация (моласса); условия вначале восстановительные, (осадки дельт и болот), а затем — окислительные (аллювий)
5	Деформация и подъем

различной. Внутренний, или эвгеосинклинальный, трог формируется первым и заполняется флишем, в котором содержатся вулканогенные породы. Внешний (миогеосинклинальный) трог образуется на более поздней стадии и заполняется невулканическим флишем. Деформации начинаются в первом троге и по мере осадконакопления охватывают и второй. Вслед за воздыманием отложенных осадков формируется передовой прогиб, заполняемый грубой молассой.

А. Е. Энгель и К. Г. Энгель [21] высказали предположение о том, что «постулируемые в последнее время тектонические условия седиментации являются столь суровыми, что только немногие осадочные серии способны в них уцелеть». В самом деле, слишком мало разрезов было надлежащим образом проанализировано для того, чтобы считать обобщение надежным. Наши представления определяются главным образом данными изучения Альпийских и Аппалачских геосинклинальных разрезов. Проблема еще более осложняется из-за нашей неспособности прийти к соглашению относительно определения геосинклинали и, что еще важнее, из-за неудач при попытках идентифицировать современный аналог геосинклинали. Некоторые разрезы, хотя их и называют геосинклинальными, как, например, разрез так называемой «геосинклинали Мексиканского залива», относятся к другой модели и, по-видимому, вообще не должны называться геосинклинальными.

Геосинклинали и тектоника плит

Концепция тектоники плит вновь поставила вопрос о связи седиментации с тектоникой в целом; этот вопрос был предметом дискуссии на симпозиуме в Мэдисоне, штат Висконсин, осенью 1972 г. [17]. Согласно теории плит, мобильный пояс зона столкновения двух плит земной коры. В такой зоне образуется глубокий линейный желоб, в котором накапливаются осадки. Природа таких «геосинклиналей» пока еще неясна, так же как неясны характер выполняющих их осадков, источники сноса этих осадков и история их седиментации в смысле последовательности накопления фаций, если таковая существует. Предпринимались попытки изучить эти вопросы и сформулировать ответы на них [13, 17]. Вкратце речь идет о том, что мы имеем дело с несколькими бассейнами, которые включают в себя желоб или крупную борозду, образовавшуюся вследствие погружения океанической плиты под континентальную; один или несколько меньших желобов, расположенных в зоне между главной бороздой и сформировавшейся на континентальной плите вулканической дугой, а также тыловой бассейн дуги, или трог, сформировавшийся между вулканической дугой и внутренней кратонной областью континента.

Эта общая модель также порождает некоторые вопросы, требующие дальнейшего изучения. Не выявлен окончательно источник сноса осадочного наполнения этих нескольких бассейнов. Наиболее очевидный источник сноса — вулканическая дуга, которая, будучи приподнята, может подвергаться эрозии. В самом деле, одним из главных компонентов некоторых геосинклинальных разрезов является вулканический материал. Однако для других геосинклинальных разрезов, составляющих, видимо, большинство, это нехарактерно; объем и характер осадков этих бассейнов свидетельствуют о поступлении в них большого количества сиалического материала с суши. Цепи вулканических островов неспособны поставлять материал подобного состава и в таких количествах. Более того, данные о палеотечениях исключают задуговую (backarc) кратонную область как возможный источник сноса. Таким образом, участки суши, служащие источником сноса, должны находиться по другую сторону вулканической дуги и состоять из сиалических континентальных пород. В самом деле, даже на Тихоокеанском побережье США, которое становится чем-то вроде модели для гипотезы тектоники плит, установлены свидетельства сиалического источника сноса, располагавшегося к западу от современной береговой линии. Эта аномалия пока еще не получила надлежащего объяснения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen, J. R. L., and Friend, P. F.*, 1968, Deposition of the Catskill facies, Appalachian region: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 106, pp. 21—74.

2. *Aubouin, J.*, 1965, Geosynclines: Developments in geotectonics, v. 1, Amsterdam, Elsevier, 335 pp.

3. *Bailey, E. B.*, 1930, New light on sedimentation and tectonics: Geol. Mag., v. 67, pp. 77—92.

4. *Bailey, E. B.*, 1936, Sedimentation in relation to tectonics: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 1713—1726.

5. *Bersier, A.*, 1948, Les sédimentations, rhythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine: 18th Intern. Geol. Congr. London, pt. 4, sec. C., pp. 83—93.

6. *Bersier, A.*, 1959, Séquences détritiques et divagations fluviales: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 51, pp. 854—893.

6a. *Bertrand, M.*, 1897, Structure des alpes francaises et recurrence de certain facies sédimentaires: Comptes Rendus, Congr. Int. Geol., 6th Sess., 1894, pp. 163—177.

7. *Bokman, J.*, 1953, Lithology and petrology of the Stanley and Jackfork formations: Jour. Geol., v. 61, pp. 152—170.

8. *Briggs, L. I., Jr.*, 1953, Geology of the Ortigalita Peak Quadrangle, California: California Div. Mines Bull. 167, 61 pp.

9. *Cady, W. M.*, 1950, Classification of geotectonic elements: Trans. Amer. Geophys. Union, v. 31, pp. 780—785.

10. *Cline, L. M.*, 1970, Sedimentary features of Late Paleozoic flysch, Ouachita Mountains, Oklahoma: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, pp. 85—101.

11. *Dana, J. D.*, 1873, On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior: Amer. Jour. Sci., v. 5, pp. 423—443; v. 6, pp. 6—14, 104—115, 161—171.

12. *Dapples, E. C., Krumbein, W. C., and Sloss, L. L.*, 1948, Tectonic control of lithologic associations: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 32, pp. 1936—1937.

13. *Dickinson, W. R.*, 1970, Tectonic setting and sedimentary petrology of the Great Valley sequence (abstr.): Geol. Soc. Amer. Prog. 2, 86 pp.

14. *Dickinson, W. R.*, 1971, Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magmatic arcs and associated trenches: Pacific Geol., v. 3, pp. 15—30.

15. *Dietz, R. S.*, 1963, Collapsing continental rises — an actualistic concept of geosynclines and mountain building: Jour. Geol., v. 71, pp. 314—333.

16. *Donaldson, J. A., and Jackson, G. D.*, 1965, Archaean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario: Canad. Jour. Earth Sci., v. 2, pp. 622—647.

17. *Dott, R. H., Jr., and Shaver, R. H.*, eds., 1974, Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19, 400 pp.

18. *Dzulynski, S., and Smith, A. J.*, 1964, Flysch facies: Ann. Soc. Geol. Pologne, v. 34, pp. 245—266.

19. *Dzulynski, S., and Walton, E. K.*, 1965, Sedimentary feature of flysch and greywackes: Amsterdam, Elsevier, 300 pp.

20. *Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M., and Kuenen, Ph. H.*, 1959, Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, pp. 1089—1118.

21. *Engel, A. E. J., and Engel, C. G.*, 1953, Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains, New York: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, pp. 1013—1097.

22. *Enos, P.*, 1969, Anatomy of a flysch: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 680—723.

23. *Fiege, K.*, 1937, Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikoninentaler Räume: Preuss, Geol. Landesanst. Abh. Neue Folge, v. 177, 218 pp.

24. *Fischer, A.*, 1974, The odd rocks of mountain belts, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Dott, R. H., Jr., and Shaver, A. H., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19 (in press).

25. *Fischer, G.*, 1933, Die Petrographie der Grauwacken: Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., v. 54, pp. 320—343.

26. *Füchtbauer, Hans*, 1957, Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen: Geol. Rundschau, v. 56, pp. 266—300.

27. *Gilluly, J., Reed, J. C., Jr., and Cady, W. M.*, 1970, Sedimentary volumes and their significance: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 81, pp. 353—376.

28. *Grabau, A. W.*, 1944, The world we live in: Taiwan, Geol. Soc. China, 229 pp.

29. *Henderson, J. B.*, 1972, Sedimentology of Archean turbidites of Yellowknife, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 9, pp. 882—902.

30. *Jones, O. T.*, 1938, On the evolution of a geosyncline: Proc. Geol. Soc. London, v. 94, pp. Ix—CX.

31. *Kay, M.*, 1951, North American geosynclines: Geol. Soc. Amer. Mem. 48, 143 pp.

32. *Krynine, P. D.*, 1941, Differentiation of sediments during the life history of a landmass (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 52, 1915 pp.

33. *Krynine, P. D.*, 1942, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle: An. Congr. Panamericano Ing. Minas Geol. Santiago, Chile, pp. 536—561.

34. *Krynine, P. D.*, 1943, Diastrophism and the evolution of sedimentary rocks: Pennsylvania Min. Ind. Tech. Paper 84-A.

35. *Krynine, P. D.*, 1945, Sediments and the search for oil: Producers Monthly, v. 9, pp. 17—22.

36. *Krynine, P. D.*, 1950, Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut: Bull. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Surv. 73, 247 pp.

37. *Kuenen, Ph. H.*, 1959, La topographie et la géologie des profondeurs océanique: Coll. Int. Cent. Nat. Rech. Sci., v. 83, pp. 157—163.

38. *Kuenen, Ph. H., and Sanders, J. E.*, 1956, Sedimentation phenomena in Kulm and Flozleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany: Amer. Jour. Sci., v. 254, pp. 649—671.

39. *McBride, E. F.*, 1962, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians: Jour. Sed. Petrology, v. 31, pp. 39—91.

40. *McBride, E. F.*, 1966, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvania), Marathon Basin, Texas: Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Rept. Inv. 57, 101 pp.

41. *Meckel, L. D.*, 1970, Paleozoic alluvial deposition in the central Appalachians — a summary, in Studies of Appalachian geology (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.): New York, Wiley-Interscience, pp. 49—68.

42. *Morey, G. B., and Ojakangas, R. W.*, 1970, Sedimentology of the Middle Precambrian Thomson Formation: Minnesota Geol. Surv., Rept. Inv. 13, 32 pp.

43. *Moss, R. G.*, 1936, Buried pre-Cambrian surface in the United States: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, pp. 935—966.

44. *Ojakangas, R. W.*, 1968, Cretaceous sedimentation, Sacramento Valley, California: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 79, pp. 973—1008.

45. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.

46. *Potter, P. E., and Pryor, W. A.*, 1961, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the upper Mississippi Valley and adjacent areas: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, pp. 1195—1250.

47. *Reinemund, J. A.*, 1955, Geology of the Deep River coal field of North Carolina: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 246, 159 pp.

48. *Scholl, D. W., and Marlow, M. S.*, 1974, The sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the apparent rarity of similar sequences in deformed circum-Pacific eugeusynclines, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Dott, R. H., Jr., and Shaver, R. H., eds.): Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19 (in press).

49. *Schuchert, C.*, 1923, Sites and nature of the North American geosynclines: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 34, pp. 151—229.

50. *Schwab, F. L.*, 1969a, Cyclic geosynclinal sedimentation: a petrographic evaluation: Jour. Sed. Petrol., v. 39, pp. 1325—1343.

51. *Schwab, F. L.*, 1969b. Geosynclines: what contribution to the crust?: Jour. Sed. Petrol., v. 39, pp. 150—158.

52. *Schwab, F. L.*, 1971, Geosynclinal compositions and the new global tectonics: Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 928—938.

53. *Scott, K. M.*, 1966, Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 50, pp. 72—107.

54. *Sujkowski, Zb. L.*, 1957, Flysch sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, pp. 543—554.

55. *Tercier, J.*, 1939, Dépôts marins actuels et séries géologique: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 32, pp. 47—100.

56. *Tercier, J.*, 1947, Le flysch dans la sédimentation Alpine: Eclogae Géol. Helvetiae, v. 4, 163 pp.

57. *Trask, P. D., and Hammer, H. E.*, 1934, Preliminary study of source beds in late Mesozoic rocks on west side of Sacramento Valley, California: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 18, pp. 1346—1374.

58. *Tyrrell, G. W.*, 1933, Greenstones and greywackes: Comptes Rendus Reunion Int., Étude Precambrian, pp. 24—26.

59. *Valdiya, K. S.*, 1970, Simla slates: the Precambrian flysch of the lesser Himalaya, its turbidites, sedimentary structures and paleocurrents: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 81, pp. 451—468.

60. *Vassoevich, N. B.*, 1953, On some flysch textures: Trans. Soc. Geol. Lwow, ser. geol., v. 3, pp. 17—85 (in Russian).

61. *Walker, R. G., and Pettijohn, F. J.*, 1971, Archaean sedimentation: analysis of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2099—2130.

62. *Wang, C. S.*, 1972, Geosynclines in the new global tectonics: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, pp. 2105—2110.

63. *Wanless, H. R., and Weller, J. M.*, 1932, Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems: Bull. Geol. Soc. Amer. v. 43, pp. 1003—1016.

64. *van Waterschoot, van der Gracht, W. A. J. M.*, 1931, Permocarboniferous orogeny in southcentral United States: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 15, pp. 991—1057.

65. *Weeks, L. G.*, 1952, Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36, pp. 2071—2124.

66. *Weller, J. M.*, 1930, Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance: Jour. Geol., v. 38, pp. 97—135.

67. *Wood, A., and Smith, A. J.*, 1959, The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoverian): Quart. Jour. Geol. Soc. London, v. 114, pp. 163—195.

ГЛАВА 17. ОСАДКИ И ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Введение

Возможно, благодаря исследованиям космоса и Луны, вновь, пробудился интерес к эволюции планет и их атмосфер. Среди космохимиков и планетологов стало модным создание теоретических моделей планетарной эволюции с особым акцентом на происхождение и эволюцию атмосферы. Считается, что Земля, как планета, испытала длительную сложную геохимическую эволюцию, приведшую к дифференциации коры и образованию гидросферы и атмосферы. Предполагаемая история двух последних оболочек рассматривалась различными авторами [8, 23, 39, 43, 17, 5, 34, 35, 14, 12]. Однако лишь немногие исследовали геологическое прошлое с целью выяснения того, что происходило в действительности, а не того, что могло происходить [11, 29, 30, 32, 38].

Все авторы сходятся на том, что когда-то в начале истории Земли условия на ее поверхности коренным образом отличались от тех, которые мы наблюдаем теперь. Предполагается, что объем воды в океанах был меньше, а ее соленость — ниже, чем в настоящее время. Содержание CO_2 в атмосфере было, по-видимому, выше, а кислорода в ней, возможно, вообще не было. Земная поверхность не имела растительного покрова и подвергалась смертоносному ультрафиолетовому облучению. Такие условия должны были совершенно иначе влиять на процессы выветривания, эрозии, биологической жизнедеятельности и химической седиментации в прошлом по сравнению с настоящим. Сохранились ли в летописи осадконакопления какие-либо свидетельства вековых тенденций в изменении состава или других признаков, которые поддерживали бы эти представления? И какова была природа древнейших осадков?

Сводка современных представлений по этим вопросам составлена Вейцером [44]. Он отмечает следующее: 1) граувакки преобладают в песчаниках архея, а аркозы получили наибольшее развитие в раннем докембрии; 2) формации, содержащие железо и марганец в наибольшем объеме (в мировом масштабе), отлагались в период между 3400 и 1800 млн. лет назад; 3) появление красноцветов относится к периоду между 2000 и 1800 млн. лет назад; 4) отложение известняков и доломитов в архее было редким явлением; 5) осадочные фосфаты становятся обычными накоплениями только 1000 млн. лет назад; 6) сульфаты кальция и другие эвапориты встречаются только в породах, возраст которых не превышает 600 млн. лет; 7) угленосность приурочена к породам не древнее чем 350 млн. лет. Вейцер с помощью анализа глинистых сланцев и других основных типов пород установил определенные геохимические тенденции, такие, как вековые изменения содержания щелочей калия и натрия, повышение общего содержания Fe, а также соотношений MgO/CaO и SiO_2/Al_2O_3 с увеличением возраста осадков.

Среди геологов принято считать, что летопись прошлого можно понять через настоящее. Это представление, или, иначе говоря, актуалистический принцип либо доктрина униформизма, и, в самом деле, оказалось плодотворным. Кажется, не существует породы или текстуры, даже в раннедокембрийских отложениях, которые не имели бы эквивалента в более поздних геологических периодах. Это наблюдение в значитель-

ной степени подкрепляет точку зрения, согласно которой на протяжении обозримой истории Земли, от ее древнейших времен и до настоящего времени, условия существенно не изменились, т. е. вековых изменений крупного масштаба не происходило. Такой вывод, однако, не получил всеобщего признания. Выше уже отмечалось, что многие осадки являются продуктами биологической деятельности, что многие другие осадки испытали преобразованием под действием организмов, а поскольку биологический мир претерпел значительную и сложную эволюцию, то соответствующие изменения должны затрагивать и осадки, тесно связанные с деятельностью организмов. Известно, что беспозвоночные докембрийского периода не выделяли извести; следовательно, известняки, образующиеся в результате такой деятельности, в древние времена не отлагались. Таким образом, отсутствие в древнейшие времена наземной растительности должно было существенно повлиять на образование почв, на скорость эрозии и, следовательно, на тип и скорость седиментации. Некоторые исследователи считают, что в геологической летописи имеются свидетельства существования восстановительной атмосферы в раннем докембрии и что современная окислительная атмосфера образовалась из-за выделения кислорода в процессе фотосинтеза зеленых растений.

Несмотря на то что все эти аргументы выглядят убедительно, трудно продемонстрировать какие-либо вековые изменения в характере осадков. Древнейшие слои, возраст которых превышает $3 \cdot 10^9$ лет, сложены нормальными кластическими породами. Конгломераты содержат хорошо окатанные гальки и валуны многих типов пород [29], свидетельствующих о том, что эрозия и седиментация происходили так же, как и теперь. Эти конгломераты «настолько близко напоминают новейшие скопления, что на первый взгляд их можно было бы принять за таковые, если бы не опрокинутое залегание пластов» [11]. Тиллиты докембрия показывают, что в то время существовали такие же ледники, как и теперь. Поэтому никакого последовательного охлаждения земной поверхности, которое одно время признавалось всеми, происходить не могло. Многие из докембрийских осадков являются зрелыми. Некоторые кварциты этого возраста представляют собой скопления кварцевого песка, который по степени окатанности и содержанию кварца не уступает более молодым песчаникам. Такие высокие концентрации кварца свидетельствуют об интенсивном и полном выветривании содержащих кварц материнских пород. Столь зрелое выветривание по-видимому, не могло произойти при отсутствии наземного растительного покрова. Поэтому, несмотря на отсутствие ископаемых остатков наземной растительности в додевонских отложениях, существование ее кажется вполне вероятным даже в раннем докембрии. Характер этого покрова неясен, возможно, это был обильный покров, состоящий из лишайников и других примитивных растений.

Несмотря на общее сходство между древними и современными осадками, как показывают некоторые работы последних лет, существуют небольшие различия второго порядка в среднем составе осадков разного возраста. Эти очевидные различия авторы связывали либо с изменениями биоса в различные геологические эпохи, либо с незначительными, но ощутимыми изменениями в составе атмосферы и гидросферы, либо с последовательными необратимыми постседиментационными изменениями осадков. Если эти различия связаны с метаморфизмом или диагенезом, то никакой эволюции условий на земной поверхности не происходило.

Эволюция почв

Поскольку можно ожидать, что состав атмосферы и наличие или отсутствие растительного покрова могли влиять на процессы выветривания и развитие почвы, допустимо также предполагать реальность некоторых вековых изменений в палеопочвах. Теоретический анализ типов почв, которые могли существовать в древние времена, проведен Яалоном [48]. Древнейшие протопочвы должны были представлять продукт анаэробного выветривания мафических пород с незначительным разделением Si, Al или Fe или вообще без него. Примитивные почвы, образовавшиеся в аэробной атмосфере, но без растительного покрова, характеризовались бы приуроченностью калия к иллитам, а Mg и Ca должны были бы по достижении моря осаждаться там в виде карбонатов. При наличии же растительного покрова должна была бы образоваться рудиментарная педосфера; интенсивность выщелачивания и выветривания должна была бы возрастать, что привело бы к формированию каолинита, а также латеритов и глеевых почв. В результате с появлением в меловом периоде цветковых растений, развитие должно было бы привести к завершению эволюции педосферы с четко дифференцированными почвенными разрезами. К сожалению, наши познания о палеопочвах, в особенности докембрийских, настолько скудны, что мы не можем судить, в какой степени теоретическая модель Яалона соответствует действительной эволюции почв.

Эволюция глинистых сланцев

Геохимическая эволюция глинистых и аспидных сланцев была прослежена Нанцем [25], а также в более поздних и более детальных работах Виноградова, Ронова и их соавторов [45, 36]. Данные о глинистых

Таблица 17-1

Данные химического анализа пелитовых осадков и метаосадков Русской платформы. По [36]

Компоненты	Архей*	Ранний протерозой**	Поздний протерозой	Палеозой	Мезозой и кайнозой
SiO_2	64,15	58,42	57,65	47,94	55,61
TiO_2	0,48	0,79	0,86	0,78	0,72
Al_2O_3	15,79	16,63	17,04	14,26	14,45
Fe_2O_3	2,47	2,53	4,26	4,10	3,65
FeO	3,51	6,56	3,17	1,85	1,95
MnO	0,07	0,15	0,11	0,06	0,06
MgO	2,45	4,12	2,38	3,85	2,20
CaO	4,02	2,34	1,20	7,53	4,90
Na_2O	2,84	1,57	0,93	0,65	1,10
K_2O	2,32	3,08	4,18	3,70	2,39
H_2O	1,68	2,85	6,19	6,07	7,67
P_2O_5	1,14	0,09	0,09	0,11	0,11
CO_2	0,04	0,59	1,10	6,80	3,62
SO_3	0,08	0,20	1,05	2,18	1,40
$C_{орг}$	—	0,33	0,35	0,70	9,04
Сумма	100,04	100,25	100,68	100,73	100,87
Количество анализов	247	460	34(1226)	401(6734)	259(4764)

* Парагнейсы.

** Филлиты, кристаллические сланцы и парагнейсы. В скобках приведено количество проанализированных образцов.

породах Русской платформы приводятся в табл. 17-1. Как видно из этой таблицы, различия в составе между более древними и более молодыми пелитовыми осадками невелики. Однако некоторые небольшие различия существенны. Более древние породы в большей степени метаморфизованы и содержат больше закиси, чем окиси, железа, что, возможно, является следствием восстановления железа в процессе метаморфизма (сравните отношение закисного железа к окисному в палеозойских глинистых и аспидных сланцах) (см. табл. 8-7). Палеозойские и более молодые глинистые сланцы отличаются от более древних повышенным содержанием $CaCO_3$, что, возможно, отражает фиксацию карбонатов организмами, которая началась с кембрия. Аналогично в более молодых породах повышается содержание органического углерода. Если исключить эти два компонента и пересчитать баланс, то по содержанию остальных компонентов пелиты разного возраста почти не отличаются друг от друга. Можно лишь отметить незначительное уменьшение общего содержания железа и натрия по мере перехода от более древних к более молодым породам. Это свидетельствует о том, что питающие провинции более древних пелитов в большей степени характеризовались основными вулканическими породами, чем питающие провинции более молодых. Примечательно появление сульфатов в верхнепротерозойских и более молодых глинистых сланцах, что Ронов и Мигдисов [36] объясняют появлением окислительной атмосферы.

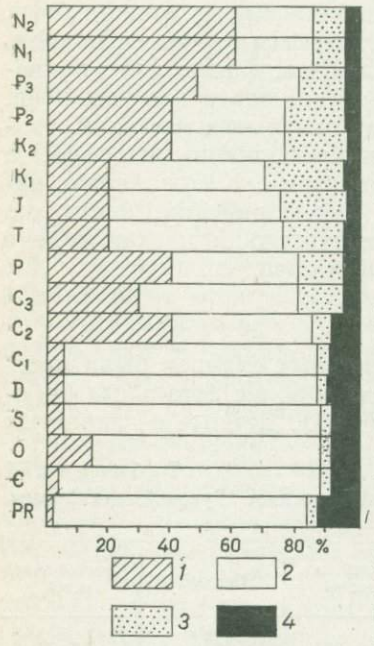


Рис. 17-1. Оценка изменения набора глинистых минералов в глинистых сланцах Северной Америки во времени. По [46].
1 — разбухающие глины; *2* — иллит; *3* — каолинит; *4* — хлорит

Эти данные, в общем, согласуются с менее тщательно обоснованными выводами Нанца [25]. В какой степени они могут помочь установить вековые тенденции? Отражают ли они реальные различия в обстановках земной поверхности в древние времена? Различия в составе невелики. Возможно, они зависят от подбора образцов. Осадки складчатых поясов (геосинклиналей) могут отличаться по общему составу от осадков платформ или континентальных шельфов; континентальные глинистые сланцы могут отличаться от морских, и если при подборе образцов не учитывать эти отличия, то можно прийти к ошибочному выводу. И еще: в какой степени валовой состав метапелитов, включая парагнейсы, сопоставим с неметаморфизованными глинами? Был ли метаморфизм изохимическим? Пока мы не получим ответов на эти вопросы, результаты интерпретации анализов следует рассматривать как весьма приблизительные.

А как обстоит дело с минеральным составом глинистых сланцев? Уивер [46] отмечал, что набор глинистых минералов как будто испытывает последовательные изменения во времени. Раннепалеозойские и кембрийские глинистые сланцы в основном представлены филлитами; разбухающие глинистые минералы не имели широкого развития вплоть

до карбона, а доминирующее распространение получили лишь в третичную эпоху. Каолин в древних глинистых сланцах встречается, как правило, редко и становится важным их компонентом, лишь начиная с пенсильванского периода (рис. 17-1). Эти тенденции Уивер отчасти объясняет появлением наземной растительности, из которой в больших количествах стал образовываться гумус и почвы стали кислыми, что благоприятствовало образованию каолина. Калий перерабатывался растениями, переотлагался и удерживался на суше, из-за этого в море повышалось содержание натрия, что благоприятствовало образованию монтмориллонита. Однако в свете работ, как самого Уивера, так и других авторов более вероятным представляется, что развитие в древних породах иллита за счет монтмориллонита (а возможно, и каолинита) является следствием диагенетических преобразований и, следовательно, отражает не процесс изменения условий осадконакопления, а скорее результат «старения» минеральной ассоциации.

Эволюция песчаников

Отличаются ли древние песчаники от более молодых? Незрелый характер граувакк, типичный для многих докембрийских разрезов, по мнению Мак-Грегора [23], связывается с отсутствием в то время растительного покрова, а высокое содержание в них закисного железа — с восстановительной атмосферой. Ни один из этих выводов не является полностью обоснованным. Более молодые граувакки по всем основным признакам сходны с древними песчаниками (см. табл. 7-9).

Поскольку пески значительно резче дифференцированы, чем глины, средние данные о песчаниках различного возраста могут быть сопоставимы только в том случае, если содержания ортокварцитов, аркозов, граувакк и т. п. находятся в том же соотношении, что и их распространение в каждом из сравниваемых геологических периодов. В настоящее время мы не располагали данными для того, чтобы произвести необходимые сопоставления. Мы не можем быть уверены даже в том, что пропорции, которые мы фиксируем сейчас в разрезах, являются такими же, как в момент осадконакопления. Однако внутри каждого класса песчаников как будто не намечается заметных вековых тенденций к изменению, кроме тех которые связаны с составом цемента. Процессы, которые обусловили фракционирование песчаников в ходе выветривания на различные классы или семейства, происходили и в докембрии, не исключая даже архея [10], хотя ортокварциты совершенно нетипичны для древних разрезов*.

Цемент древних песчаников, по-видимому, в большей степени кремнистый, чем крабонатный. Тальман [42] подсчитал, что для постпалеозойских песчаников отношение известковистого цемента к кремнистому равно 50:50, тогда как для палеозойских и более древних песчаников оно составляет 80:20. Это наблюдение было объяснено замещением в древних породах кварца кальцитом. Такие диагенетические замещения, как доломитизация известняков, являются необратимыми, а их эффект — кумулятивным.

---

* Кварцевые метапесчаники и кварциты верхнеархейского и раннепротерозойского возраста широко распространены в пределах Алданского и Балтийского щитов, слагая чрезвычайно мощные толщи. Большую мощность имеют также так называемые иенгрские кварциты архея Алданского щита, однако их первичная песчаная природа не доказана. — Прим. ред.

Можно предположить также, что песчаники со временем последовательно обогащались кварцем. Каждый цикл выветривания должен был понижать содержание полевых шпатов и обогащать песок кварцем. Более молодые пески должны в среднем содержать больше переотложенного кварца. Реальный статистический анализ песчаников различного возраста дает весьма неопределенные результаты (табл. 17-2). Данные по Северной Америке показывают, что мезозойские и третичные пески в значительной степени более полевошпатовые, чем палеозойские. Аналогичной тенденцией характеризуются пески Русской платформы. Объяснить эти факты непросто. В Северной Америке наивысшее содержание

Таблица 17-2

Содержание полевых шпатов в песчаниках

Северная Америка, по [31]			Русская платформа, по [37]		
Возраст	Число формаций	Процент полевых шпатов	Возраст	Число формаций	Процент полевых шпатов
Додевонские отложения	35	5,1	Докембрий	65	30,5
			Кембрий	18	16,6
			Силур	14	9,6
Девон — пермь	29	5,8	Девон	177	8,9
			Карбон	95	4,8
Мезозой	29	25,0	Триас	5	61,6
			Юра	23	42,8
			Мел	20	15,0
Третичные	22	21,0	Третичные	10	31,1
Плейстоцен-современные осадки	—	15,3	Четвертичные	8	22,6
В среднем (не по массе)		14,4	В среднем		15,3

полевых шпатов отмечается для мезозойских песков в районе Береговых хребтов и Скалистых гор, а наименьшее — для палеозойских песчаников внутренних районов континента. Однако палеозойские песчаники в районах Аппалачских гор и гор Уошито также бедны полевыми шпатами, хотя содержат много обломков пород. Высокое содержание полевых шпатов в некоторых песчаниках Русской платформы можно объяснить тектоническими причинами, т. е. быстрым воздыманием и эрозией не полностью выветрелого материала; низкое содержание полевых шпатов в других песчаниках коррелируется с низким рельефом и стабильными участками земной коры [37].

Наиболее часто встречаются в литературе указания на отличие древних песчаников от молодых по количеству и многообразию акцессорных или тяжелых минералов. Как отмечалось еще Босвеллом [3], древние песчаники характеризуются весьма ограниченным набором тяжелых минералов. Количество и многообразие тяжелых минералов возрастает по мере омоложения возраста песчаников. Молодые плейстоценовые пески характеризуются наиболее разнообразной ассоциацией тяжелых минералов [28] (см. табл. 13-5). Эти различия объясняются

как возрастающей сложностью строения эродируемых комплексов, от которых пески ведут свое происхождение, так и удалением из древних песчаников наименее стабильных типов минералов [3, 28]. Чем древнее песок, тем больше вероятность того, что он подвергся выщелачиванию и утратил наименее стабильные минералы. Обычно степень устойчивости минералов во времени тесно связана с их стабильностью. Древние породы характеризуются не только более ограниченным набором минералов, но также и тем, что сохранившиеся в них минералы наиболее стабильны.

Еще одна проблема связана с граувакками. Совершенно очевидно, что грауваккн весьма распространенный тип песчаников в докембрии и палеозое, но гораздо менее развитый в кайнозое. Их современные эквиваленты весьма редки либо вообще отсутствуют. Камминс [7] приписывает это обстоятельство процессу, который Кюнен [22] назвал грауваккизацией. Создается впечатление, что нестабильные минералы и обломки пород в древних песках деградировали и превратились в тонкозернистый матрикс. Свидетельством этого является не только вековая тенденция изменения распространенности грауваккк, но также и то, что в участках ранней цементации, например в конкрециях, где в изолированных участках процессы разрушения обломочных зерен были исключены, — матрикс отсутствует [4].

Эволюция карбонатов

Уже давно Дэли [8] обратил внимание на то, что более древние карбонаты содержат больше $MgCO_3$, чем более молодые (рис. 17-2); это позднее было подтверждено Виноградовым и Роновым [45]. Дэли полагал, что происходило массовое выпадение кальция и магния в докембрийские (додевонские) моря. Подтверждением этому служит близость соотношения $CaCO_3/MgCO_3$ в этих осадках и в реках, дренирующих докембрийский Канадский щит. Считалось, что накопления солей магния в морях докембрийского времени не происходило. Дэли объяснял отсутствие этих солей в древних породах очевидным количественным замещением кальция и магния аммонием, образовавшимся из-за разложения органического вещества. В результате более поздней эволюции органоядной фауны органическое вещество столь же быстро уничтожалось, сколь быстрым было его образование. Формы, выделяющие известь, удалили из морской воды кальций, тогда как магний оставался и продолжал накапливаться. Состав глинистых сланцев противоречит этой концепции, поскольку древние глины содержат не больше, а возможно, меньше органического углерода, чем глины, отложенные после предполагаемой эволюции органоядной фауны. Тем не менее данные Дэли можно интерпретировать иначе. Например, Ронов рассматривал кривую изменения отношения Ca/Mg как функцию изменения состава

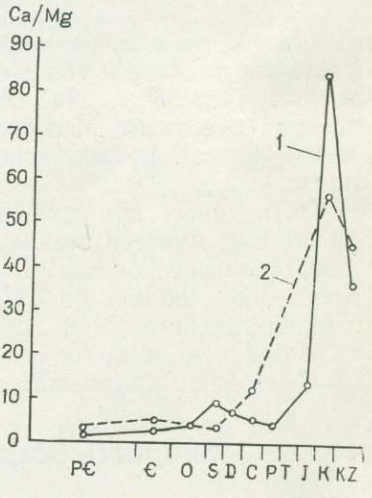


Рис. 17-2. Изменения во времени соотношения Ca/Mg в карбонатных породах Северо-Американской (2) и Русской (*1*), платформ. По [35]

эродируемых пород, от которых ведут свое происхождение все осадки [35]. К тому же циркулирующие воды, содержащие магний, превращают, как известно, известняки в доломиты. Чем древнее порода, тем больше вероятность того, что такие изменения были. Если это так, то более древние породы должны характеризоваться более высоким содержанием магния, как это и происходит в действительности.

Предполагается, что цемент известковистых песчаников должен отражать те же вековые изменения отношения $CaCO_3/MgCO_3$, что и известняки, при условии, что изменения этого соотношения, коррелируемые с возрастом, являются результатом постседиментационных замещений. Данных о составе карбонатного цемента собрано пока еще недостаточно. Отношение MgO/CaO в песчаниках Русской платформы имеет наивысшие значения в древнейших породах и последовательно понижается с возрастом, достигая минимальных значений в самых молодых песчаниках [37].

Сравнительная распространенность главных типов пород и геологическое время

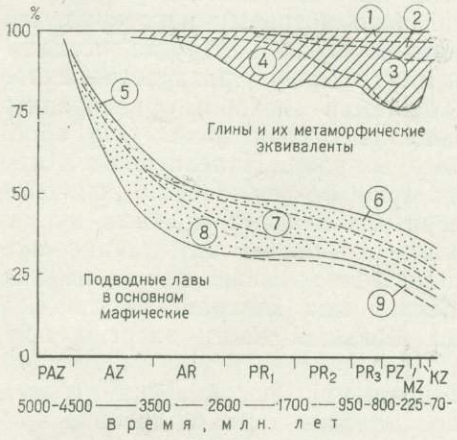
Данные о сравнительной распространенности песчаников, глин и известняков были представлены в гл. 2. Сравнительная распространенность различных семейств песчаников рассматривалась в гл. 7. Сохранялись ли эти пропорции неизменными на протяжении геологического времени? Некоторые авторы отмечают, что в архейских комплексах обычно отсутствуют зрелые осадки, в особенности ортокварциты и известняки [29]. Ронов [33] представил свои общие выводы об изменении пропорций между типами пород во времени в виде схемы (рис. 17-3). Песчаники и глины на протяжении обозримого геологического времени (последние 3,5 млрд. лет) характеризуются более или менее постоянным соотношением. Относительная распространенность граувакк со временем понижалась с одновременным повышением роли аренитов. Наиболее заметно увеличение доли в общем осадочном балансе эвапоритов и карбонатных пород (практически с нуля в раннем протерозое), а также вначале резкое возрастание, а затем убывание роли джеспилитов и полосчатых железистых кварцитов. На самом раннем, гипотетическом этапе земной истории основным, возможно единственным, типом стратиформных отложений, как предполагается, были вулканокластические осадки и лавы.

«Твердых» данных для демонстрации вековых изменений этих пропорций имеется мало. Как и во всех исследованиях, затрагивающих геологическое время, исследователя затрудняет главным образом, отсутствие хорошо разработанной шкалы времени для докембрия. Хорошо датированная же часть геологической истории, включающая палеозойскую и более молодые эры, составляет не более одной шестой от общей продолжительности истории Земли.

Скорость осадконакопления

В настоящее время скорость осадконакопления в разных районах характеризуется крайне различными значениями. Определить среднюю скорость современного осадконакопления в сущности невозможно; еще труднее сделать это для прошлых эпох. Тем не менее

данные, представленные Бэррелом [2], намечают вековые изменения скорости седиментации. Бэррел отмечал, что если поделить максимальную мощность осадков, отложенных в течение каждого геологического периода на время, в течение которого они отлагались, то намечается закономерное возрастание скорости осадконакопления по мере убывания возраста пород. Продолжительность каждого рассматриваемого периода определялась на основании надежно установленных данных, определенных по соотношению свинца и урана. Выводы Бэррела впоследствии были подтверждены Шухертом [41] и Холмсом



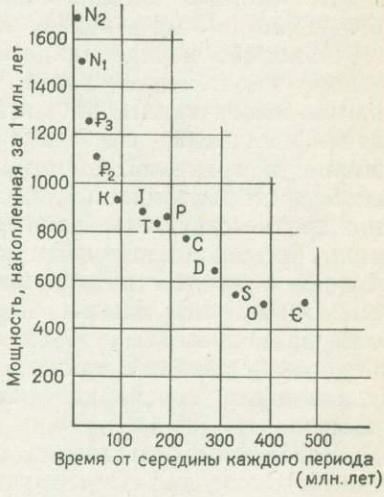


Рис. 17-3. Эволюция состава осадочных пород. По [33].
1 — эвапориты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — джеспилиты; 5 — вторичные кварциты; 6 — кварцевые пески; 7 — аркозы; 8 — граувакки; 9 — континентальные эффузивы

Рис. 17-4. Максимальная мощность систем и периодов, отнесенная к их продолжительности в миллионах лет. Значения мощности, накопленной за 1 млн. лет, помещены против средних значений возраста каждого стратиграфического подразделения По [13]

[18], которые, однако, в соответствии с новыми данными несколько уточнили как мощность осадков, так и временные границы (рис. 17-4).

Обоснованность вывода о закономерных вековых изменениях скорости осадконакопления фактическими данными оспаривалась Джильюли [13], который указал, что возможность найти разрез, характеризующий максимальную мощность, уменьшается по мере увеличения возраста отложений, поскольку более древние породы погребены под более молодыми. Поэтому вероятно, что если максимумы мощности для молодых отложений определены правильно, то для более древних пород приняты заниженные значения. Более того, отмечает Джильюли, разрезы с максимальной мощностью палеозоя содержат много известняков, для которых обычно принимается меньшая скорость осадконакопления, чем для кластических пород; следовательно, средняя скорость седиментации, определенная для палеозоя, оказалась заведомо заниженной. Однако замечание Джильюли о замедленной скорости осадконакопления известняков не является справед-

ливым для мощного палеозойского разреза Центральных Аппалачей. Здесь скорость накопления карбонатов была несколько выше, чем для некарбонатных осадков [6].

Продолжительность суток и лунные приливы

В результате приливного трения продолжительность суток, как предполагают, увеличивается, а Луна удаляется от Земли. В результате количество дней в месяце или в году должно уменьшаться, а высота прилива должна понижаться. Существуют ли какие-либо геологические данные в пользу этого вывода?

Наиболее веское свидетельство мы получили благодаря классическому наблюдению Уэллса [47], согласно которому некоторым кораллам свойственны дневные приращения скелета. Другие исследователи доказали, что такие приращения широко распространенное явление в органическом мире. В особенности способны фиксировать такой рост раковины моллюсков. Паннелла с соавторами [27] обобщил соответствующие данные по этому вопросу. Палеонтологические данные в действительности свидетельствуют об увеличении количества дней в лунном месяце по мере перехода к более древним временам. Однако эти данные говорят также о том, что замедление скорости вращения Земли было непостоянным во времени. Эти изменения могут быть связаны также с расширением или контракцией районов мелководных морей, где рассеивается большая часть энергии приливов.

Вследствие замедления скорости вращения Земли Луна должна отдаляться от нас. Поэтому можно предположить, что в древние времена, когда Луна находилась намного ближе к Земле, приливы обладали значительно большей силой. Однако данные, свидетельствующие об этом, очень скудны. Клейн [20, 21] сделал попытку оценить силу прилива на основании анализа толщ предположительно приливного происхождения, характеризующихся уменьшением зернистости вверх по разрезу. Он пришел к выводу о том, что вариации силы прилива, начиная с позднего докембрия, незначительно отличаются от вариаций силы прилива в голоцене. Этот вывод находится в резком противоречии с предположением Олсона [26] о катастрофических приливах. Мерифилд и Ламар [24] высказали предположение, что если бы Луна находилась на половине ее теперешнего расстояния от Земли, приливные течения были в 4-14 раз сильнее, чем современные, и что, следовательно, косая слоистость, образующаяся в обстановке с высоким энергетическим уровнем, характеризовалась бы значительно большим распространением и масштабом. Предположительно такая косая слоистость отсутствовала бы в морских осадках к моменту столкновения Луны с Землей. Проверить эти предположения с помощью геологических данных невозможно.

Вопрос о древней атмосфере

Согласно большинству моделей планетарной эволюции, древнейшая атмосфера была анаэробной. Существуют ли какие-либо доказательства былого существования бескислородной атмосферы? В

пользу этой точки зрения приводились следующие геологические данные: 1) отсутствие красной окраски в отложениях древнейшего докембрия, 2) высокое отношение закисного железа к окисному в раннедокембрийских сланцах и граувакках, 3) обилие в докембрии железистых кварцитов, 4) наличие в некоторых докембрийских кварцитах обломочного пирита и уранинита и 5) отсутствие зон накопления железа в некоторых докембрийских палеопочвах.

Ни один из этих доводов не убедителен. Отсутствие красной окраски может быть всего лишь следствием сохранности фации. Большинство архейских осадочных пород флишеподобны, а флишевой фации несвойствен красный цвет, последний в большей степени типичен для континентальных осадков. Кроме того, красноцветы появляются в раннем протерозое (возраст между 1,8 и 2,5 млрд. лет) в районе Большого Невольничего озера, где они ассоциируют с отпечатками галита и гипса [16], а также в породах гуронского возраста (абсолютный возраст более 2,2 млрд. лет) в районах Северного побережья. Проблема соотношения закисного и окисного железа в граувакках и сланцах уже обсуждалась выше. Преобладание закисного железа можно скорее объяснить восстановлением в процессе метаморфизма, чем за счет состава атмосферы. Железорудные осадки встречаются в возрастном интервале от 2,7 млрд. лет до юрских и более молодых отложений. Даже наиболее древние из них содержат яшмы, а в некоторых из наиболее молодых пород встречаются пиритовая и сидеритовая фации. Степень окисления является характеристикой локальной обстановки, а не функцией состояния атмосферы. Сульфидные и сидеритовые осадки отлагались в эпохи широко распространенного и разнообразного органического мира, в условиях полностью окислительной атмосферы. Очевидно, что накопление этих высоковосстановленных осадков не следует рассматривать как показатель восстановительной атмосферы. Тем не менее интенсивное и широко распространенное в мировом масштабе осадконакопление железа в период между 1,9 и 2,5 млрд. лет представляет собой весьма примечательное явление, до сих пор не объясненное и непонятное. Основной упор делался на нахождение детритового пирита в некоторых докембрийских кварцитах, особенно в районе Блайнд-Ривер, штат Онтарио, и в бассейне Ранд в Южной Африке. Наши представления об устойчивости пирита неполны. Он известен как обломочный минерал в современных песках, его даже добавляли в прибрежные пески в качестве индикатора [1]. Отсутствие в разрезах палеопочв зоны обогащения железом необязательно должно свидетельствовать об анаэробной атмосфере. Известны современные глеевые почвы, образующиеся в условиях слабого дренажа, в которых также отсутствуют зоны накопления железа.

Короче говоря, ни один из критериев, используемых в качестве показателей бескислородной атмосферы, не убедителен. Наши знания пока что недостаточны, и проблема атмосферы остается нерешенной.

Предполагаемое отсутствие озонного слоя, а следовательно и защиты от смертоносного ультрафиолетового облучения также спекулятивно. Строматолиты, которые характеризуют среднеприливную зону, в наши дни представляют очень большую редкость. Имеются даже некоторые прямые свидетельства существования наземного растительного покрова до начала эволюции сосудистых (vascular) растений.

Обобщение и критика

Оценка данных, которые свидетельствуют о предполагаемых вековых тенденциях в природе и характере осадочных пород, затруднительна. Во всех случаях пригодность модели, очевидно, сомнительна. Поскольку 7/8 геологической истории в основном не имеет удовлетворительной хронологии или в лучшем случае, обладают весьма несовершенной хронологией, интервал времени, к которому относится большинство фактических данных, составляет лишь весьма малую часть обозримой истории земной коры. Пока не будет основательно изучен геологический разрез докембрия, этот дефект модели не будет устранен. Даже для более поздних времен модель, как правило, узка и не имеет достаточного географического распространения. Большая часть данных собрана в США и в Северной Европе. Кроме неопределенности модели она может быть ошибочной и в результате селективной сохранности определенных фаций.

Другие трудности возникают вследствие метаморфизма древних пород. Какая часть наблюдаемых или кажущихся различий связана с последовательными, необратимыми метаморфическими или диагенетическими, или метасоматическими, изменениями?

В заключение можно сказать, что главные или наиболее значительные вековые изменения не установлены. Мы фиксируем некоторые видимые изменения второго порядка, но не можем с определенностью сказать, не следует ли относить их за счет систематической погрешности модели или постседиментационных изменений, связанных с возрастом, или же считать их реальными изменениями обстановки осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baker, G.*, 1956, Sand drift at Portland, Victoria: Proc. Roy. Soc. Victoria, v. 68, pp. 151—197.

2. *Barrell, J.*, 1917, Rhythms and the measurements of geologic time: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 28, pp. 745—904.

3. *Boswell, P. G. H.*, 1924, Some further considerations of the petrology of sedimentary rocks: Proc. Liverpool Geol. Soc., v. 14, pp. 1—33.

4. *Brenchley, P. J.*, 1969, Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales: Jour. Sed. Petrology, v. 39, pp. 1297—1301.

5. *Cloud, P. E., Jr.*, 1968, Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth: Science, v. 160, pp. 729—736.

6. *Colton, G. W.*, 1970, The Appalachian basin — its depositional sequences and their geologic relationships, in Studies of Appalachian geology, central and southern (Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr., and Weaver, K. N., eds.) New York, Wiley-Interscience, pp. 5—47.

7. *Cummins, W. A.*, 1962, The greywacke problem: Liverpool and Manchester Geol. Jour., v. 3, pp. 51—72.

8. *Daly, R. A.*, 1907, The limeless ocean of pre-Cambrian time: Amer. Jour. Sci., ser. 4, v. 23, pp. 93—115.

9. *Daly, R. A.*, 1909, First calcareous fossils and the evolution of the limestones: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 20, pp. 153—170.

10. *Donaldson, J. A., and Ojakangas, R. W.*, 1974, Orthoquartzite pebbles in Archean conglomerate, northwestern Ontario: Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleo, Min., Ann. Mtgs. Abst., v. 1, pp. 26—27.

11. *Eskola, P.*, 1932, Conditions during the earliest geological times: Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A., v. 36, pp. 5—14.

12. *Garrels, R. M., and Mackenzie, F. T.*, 1971, Evolution of sedimentary rocks: New York, Norton, 397 pp.

13. *Gilluly, J.*, 1949, Distribution of mountain building in geologic time: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, pp. 561—590.
14. *Goody, R. M., and Walker, J. C. G.*, 1972, Atmospheres: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 150 pp.
15. *Herz, N.*, 1962, Chemical composition of Precambrian pelitic rocks, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-C, pp. 75—78.
16. *Hoffman, P.*, 1969, Proterozoic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories: Canad. Jour. Earth Sci., v. 6, pp. 441—462.
17. *Holland, H. D.*, 1965, The history of ocean water and its effect on the chemistry of the atmosphere: Proc. Nat. Acad. Sci., v. 53, pp. 1173—1183.
18. *Holmes, A.*, 1947, The construction of a geological time scale: Trans. Geol. Soc. Glasgow, v. 21, pp. 117—152.
19. *Jackson, T. A.*, 1973, «Humic» matter in the bitumen of ancient sediments: variations throulh geologic time: Geology, v. 1, pp. 163—166.
20. *Klein, G. deV.*, 1970, Paleotidal sedimentation (abstr.): Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog., v. 2, no. 7, 598 pp.
21. *Klein, G. deV.*, 1971, A sedimentary model for determining paleotidal range: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 82, pp. 2585—2592.
22. *Kuenen, Ph. H.*, 1966, Matrix of turbidites: experimental approach: Sedimentology, v. 7, pp. 267—297.
23. *MacGregor, A. M.*, 1927, The problem of the Precambrian atmosphere: South African Jour. Sci., v. 24, pp. 155—172.
24. *Merifield, P. M., and Lamar, D. L.*, 1968, Sand waves and early earth-moon history: Jour. Geophys. Res., v. 73, pp. 4767—4774.
25. *Nanz, R. H., Jr.*, 1953, Chemical composition of pre — Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites: Jour. Geol., v. 61, pp. 51—64.
26. *Olson, W. S.*, 1970, Tidal amplitudes in geological history: Trans. New York Acad. Sci., ser. 2, v. 32, pp. 220—233.
27. *Pannella, G., MacClintock, C., and Thompson, M. N.*, 1968, Paleontological evidence of variations in length of synodic month since Late Cambrian: Science, v. 162, pp. 792—796.
28. *Pettijohn, F. J.*, 1941, Persistence of heavy minerals and geologic age: Jour. Geol., v. 49, pp. 610—625.
29. *Pettijohn, F. J.*, 1943, Archean sedimentation: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, pp. 925—972.
30. *Pettijohn, F. J.*, 1972, The Archean of the Canadian Shield: a resumé: Geol. Soc. Amer. Mem. 136, pp. 131—149.
31. *Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R.*, 1972, Sand and sandstone: New York, Springer, 618 pp.
32. *Rankama, K.*, 1954, Geologic evidence of chemical composition of the Precambiran atmosphere (abstr.): Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, 1297 pp.
33. *Ronov, A. B.*, 1964, Common tendencies in the chemical evolution of the earth's crust, ocean and atmosphere: Geochem. Int., v. 4, pp. 713—737.
34. *Ronov, A. B.*, 1968. Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time: Sedimentology, v. 10, pp. 25—43.
35. *Ronov, A. B.*, 1972, Evolution of rock composition and geochemical processes in the sedimentary shell of the earth: Sedimentology, v. 19, pp. 157—172.
36. *Ronov, A. B., and Migdisov, A. A.*, 1971, Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American platforms: Sedimentology, v. 16, pp. 137—185.
37. *Ronov, A. B., Mikhailovskaya, M. S., and Solodkova, I. I.*, 1963, Evolution of the chemical and mineralogical composition of arenaceous rocks, in Chemistry of the earth's crust, v. 1 (Trans. Israel Prog. Sci., 1966), pp. 212—262.
38. *Roscoe, S. M.*, 1973, The Huronian Supergroup, a Paleoaphebian succession showing evidence of atmospheric evolution, in Huronian stratigraphy and sedimentation (Young, G. M., ed.): Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 12, pp. 31—47.
39. *Rubey, W. W.*, 1951, Geological history of sea water: an attempt to state the problem: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, pp. 1111—1147.
40. *Rubey, W. W.*, 1955, Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to probable composition of the early atmosphere: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62, pp. 631—650.
41. *Schuchert, C.*, 1931, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and life: Bull. Nat. Res. Coun. 80, pp. 10—64.
42. *Tallman, S. L.*, 1949, Sandstone types: their abundance and cementing agents: Jour. Geol., v. 57, pp. 582—591.
43. *Urey, H. C.*, 1952, On the early chemical history of the earth and the origin of life: Proc. Nat. Acad. Sci., v. 38, pp. 351—363.

Абразия
— влияние на минеральный состав 618
— галечника 62
— геологическое значение, 65
— песка 64, 65, 619
— селективная 208, 618
— факторы 64
— экспериментальное изучение 65
Агломерат 239, 378
Акаустобилиты 492
Аккреционные лапилли 382, 383
Аккреция 578
Алеврит 44, 365, 369
Алевролиты 331, 365
Аллохемы 414
Аллювиальные конусы выноса 685, 705
Анализы модальные 251, 275, 283, 288, 342
Ангидриты
— в известняках 410
— в песчаниках 305
— в эвапоритах 547
— пластовые 548
Антрацитовый уголь 559
Апатит 537
Аргиллиты, 330
Арениты, 41
Аркозы
— геологическое значение 278
— модальный анализ 275
— происхождение 278
— распространенность 315
— состав 275, 276

Баритовые розетки 599
Бентонит 388
Бимодальное распределение размеров (зерен) 66, 204
Битуминозный уголь 559
Брекчии
— внутриформационные 211, 234, 237
— вулканические 378
— катакластические, 237
— костяные 537
— обрушения 238
— оползневые 238
— пирокластические, 239
— растворения 238
Бурый уголь 559

Валуны 43
Витрен 562
Витринит 562
Внутрислойное растворение 311, 615, 621
Вторичное разрастание (зерен) 258, 260, 261, 459
Вулканокластические осадки 376
Выветривание 611

Галечники (и гравий)
— аллювиальные 202, 203, 205
— классификация 210
— прибрежные (пляжевые), 199, 200
— современные 199, 202
— состав 207
Галит 549
Гастролиты 83
Геометрия тел осадочных пород 181
Геопетальная структура 420
Геосинклинали 715, 719, 724, 732
Геохимическая эволюция
— атмосферы 744
— глинистых сланцев 737
— земной коры 735
— карбонатов 741
— песчаников 739
Гипс 410, 546, 547, 599
Глауконит 266, 301, 513, 533
Глины
— ленточные 344
— остаточные 352
— пористость 101, 333
— размерность частиц 42, 68, 331
— современные 364
Глинистые минералы
— в глинистых сланцах 337
— в известняках 408
— в песчаниках 265
— в туфах 388
— происхождение 340
— распространение 340
Глинистые сланцы
— аспидные 331
— диагенез 348—350
— классификация 350
— красноцветные 355
— состав 336
— структуры и текстуры, 331
— эволюция 737
Горючие сланцы 565
Градационная слоистость 136, 147, 151, 474
Гранулометрический анализ 43, 49, 52, 61, 204, 221, 378
Гранулометрический состав
— и источники сноса 57, 62
— и перенос 62
— и процессы осадконакопления 66, 68
Граувакки
— геологическое значение 292
— лититовые 289
— матрикс 290
— полевошпатовые 289
— распространение 292
— состав 287, 290

Дайки песчаные 164, 190, 191
Диагенез
— вулканических туфов 387
— глинистых сланцев 348
— песчаников 303—313
Диагенетические сегрегации 578

Доломит (минерал) 265, 405, 496, 498
Доломит (порода) 451, 463
Дюны 706
Дюрен 562

Желваки 578—604
Желваковые известняки 475
Желваковые фосфаты 537
Железная руда 510, 531
Железистые осадки
— диагенез 532
— классификация 510
— метаморфизм 533
— минералогия 510
— происхождение 526, 527
— распространение 523
Жеоды 578, 594
Жилы 110, 590

Земли диатомовые 493
— радиоляриевые 493
Знаки на плоскостях напластования 152
Знаки ряби 142, 636
Знаки поверхностные 157
Зрелость
— галечников 207
— глинистых сланцев 347
— минералогическая 270, 615
— песчаников 270, 299

Известняки
— автохтонные 430
— аккреционные 432
— аллодапические 164, 448, 474
— аллохтонные 431
— биогермные 434, 468
— водорослевые 425, 426
— диагенез 458
— классификация 396, 431
— минералогия 405, 410
— пресноводные 401, 450
— ракушечняковые 439
— рифовые 444
— состав 405
— структуры 414
— текстуры 94, 424
— фации 467
— эволюция 741
Иматровы камни 583
Интракласты 231, 248, 417
Исходные (материнские) породы 207, 270, 605, 610

Каличе 450, 591
Калькаренитовые 433, 437
Кальцилютит 419, 445
Кальцит
— в глинистых сланцах 360
— в известняках 406
— в песчаниках 265
— яснокристаллический 420
Каменная соль 549
Карбонатные конкреции 581
Каустобиолиты 492
Кварц
— аутигенный 258
— в глинистых сланцах 341
— в кремнях 497
— в известняках 407, 440, 443
— в песчаниках 255
Кварцевые аренитовые 271, 293
Кварциты 293
Конгломераты 198, 210, 336
Конкреции 578
Косая слоистость 142, 636
Кратоны 716
Кремневые желваки 501, 591
Кремни
— диатомовые 493
— классификация 492
— минералогия 494
— петрография 496
— пластовые 501
— происхождение 503
— условия залегания 500
Кремнистые осадки 492
Кристаллические структуры 105, 107
Кумулятивная кривая 52

Латерит 510
Лахары 393
Ледниковые отложения 220
Лёссы 365, 591
Лигнит 559

Матрикс песчаников 312
Мацералы 562
Мергель 360, 449, 450
Метасоматиты 491
Микриты 419, 445, 462
Многоярусные песчаные тела 187
Мода 53
Моласса 726
Мощность слоев 132

Неоморфизм 461
Нефть 565

Обломки пород 261, 381, 608
Обстановки осадконакопления
— аллювиальная 685
— анализ 663
— анаэробная 358, 674
— береговых баров 695
— внутренних бассейнов 705
— восстановительная 358, 529, 674, 675
— дельтовые 692
— карбонатно-шельфовые 698
— кислотность 605
— классификация 679
— лагунная 696
— морские 701
— прибрежные 691
— реконструкция 605, 635, 683
— рифовые 700
— турбидитные 701
— физические параметры 665
— химические параметры 674
— эоловая 706
Озерные катуны 600
Окаменелости 116, 415
Окатанность 76, 646
Окислительно-восстановительный потенциал 674

Окислы железа 304, 305, 510, 511, 518, 596
Онколиты 166, 600
Оолиты 111, 415, 433, 519, 521, 539
Органическое вещество 356, 555
Орогенные осадки 724
Ортокварциты 271, 293
Ортоконгломераты 212
Осадки 9, 26, 32, 607, 735
Осадконакопление
— геосинклинальное 664, 719
— континентальное 679
— морское 679
— циклотемное 728
Осадочные породы
— классификация 29
— природа и происхождение 24
— строение 27
— состав 28
— экономическое значение 18
Отложения базисной волны 393
— внебассейновые 25
— внутрибассейновые 25

Палеопочвы 737
Палеосклоны 637, 653, 654
Панцирные глиняные шары 599
Парагенез минералов 109
Параконгломераты 218
Пеллеты 117, 332, 418
Пепел (вулканический) 378
Пепловые потоки 390
Пеплопады 390
Пески
— вулканокластические 249
— зрелость 254
— карбонатные 282, 431, 437
— обломочные минералы 250
— пирокластические 248
— россыпей 303
— современные 249
Песчаники
— аркозовые 273
— диагенез 303
— калькаренитовые 302
— классификация 268
— лититовые 271, 280, 315
— минералогия 255
— петрогенез 313
— петрография 272
— строение 253
— текстуры 254
— химический состав 266, 268
— цементация 304
— эволюция 739
Песчаные дайки 196
Петрографические провинции 649
Пизолиты 111
Пирит 356, 514, 515, 597
Писчий мел 447, 476
Питающие провинции 605
Плайевая низина 705
Пласт 132
Подошвенные знаки 152, 634, 638
Полевые шпаты 258, 306, 341, 363, 382, 408, 614, 619
Пористость 100—102
— глин 348
— и глубина захоронения 102, 348
— и гранулометрия 101
— и степень диагенеза 101, 303
— и уплотнение 101, 348, 586
— карбонатных пород 421
— песчаников 100, 254
— фенестральная 422
Природный газ 565
Проницаемость 102
Протокварциты 285
Псевдобрекчии 240
Псевдоконкреции 598

Размерность (обломочных частиц) 39, 101, 103
Распределение зерен по размеру 49
Речные наносы 67, 202
Рифовые осадки 404
Рифы 191, 468
Рябь течения 143
Ряд стабильности минералов 614
— устойчивости минералов 622

Себховые циклы 555, 699
Сидерит 265, 362, 407, 511, 517
Силикаты железа 267, 300, 339, 362, 512, 521
Силькреты 494, 509
Скорость течения потока 672
Сланцеватость 133, 234
Слепки выемок 153
Слоистость
— волнистая 146
— градационная 147
— деформированная 160
— массивная 133
— нарастания 151
— плитчатая 133
— ряби 145
— флазерная 143, 145
Слюды 262
Соляные купола 194
Соляные отложения 544
Сортировка (по размеру) 54, 68
Способы (агенты) переноса 58, 666
Стабильность минералов 260, 611, 613
Стилолиты 311, 427
Строматолиты 151, 165, 425
Структура осадочных пород 37
Субаркозы 273
Сульфаты 545
Сульфиды железа 356, 410, 511, 514, 597
Сферичность (обломков) 71, 73
Сферолиты 115

Текстуры осадочных пород
— биогенная 116
— галечников 91, 202
— глин и сланцев 94
— классификация 131
— кристаллическая 106
— направленная 87
— нарастания 131, 578
— песчаников 92
— тиллей 92, 224

— химические (вторичные) 131, 578
— элементы 88
Тектоника и осадконакопление 714
Тилли и тиллиты 89, 218, 220
Трещины усыхания 157
Турбидиты
— дистальные 703
— проксимальные 703
Туфы (вулканические) 378, 385
Туф известковый 449
Тяжелые минералы 263, 312, 607, 622, 649

Углеродсодержащие осадки 555
Угли
— антрацитовые 559
— битуминозные 559
— богхед 564
— бурые 559
— классы 559
Углистые сланцы 356
Упаковка (зерен) 87, 96, 627
Уплотнение
— глин 347
— известняков 462
Фангломераты 217
Фациальные карты и палеогеография 655
Фациальные модели 683
Фации осадочных пород
— глинистая (аргиллитовая) 714, 724
— известняков 467, 714
— многеосинклинальные 720
— молассовая 726
— кратонная 715, 717
— ракушняковая 714
— рифовая 468
— турбидитовая 707
— флишевая 724
Флинты 492
Флиш 724
Форма обломочных частиц 71
Фосфатные минералы 537
Фосфатные осадки 535
Фосфатные песчаники 302
Фосфориты 535

Халцедон 255, 304, 387, 407, 494
Химические анализы
— аркозов и субаркозов 276
— вулканокластических осадков 383
— глинистых сланцев 361
— граувакк 290
— доломитов 454
— железосодержащих осадков 516
— известняков 410
— кремней 495, 593
— тиллей и тиллитов 227
— фосфатных осадков 538

Цементы
— известняков 459
— конгломератов 233
— песчаников 304
— структура 107
Цеолиты 266, 305, 388
Цикл Боума 148
Циклическое осадконакопление 148, 336, 423, 691, 693, 699

Частота распределения по размеру 49

Шамозит 362, 512, 521

Эвапориты 544
Экзогенные породы 25
Эндогенные породы 24
Эндогенные структуры 105
Энкриниты 416, 439

Яшма 493, 520

Френсис Джон Петтиджон

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Редакторы издательства В. И. Макеев, А. П. Хуповка
Переплет художника Е. К. Самойлова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректоры Р. П. Нечаева, К. И. Савенкова, И. Н. Таранева
ИБ № 3924

Сдано в набор 28.01.81 Подписано в печать 27.05.81 Формат 70 × 100¹/₁₆
Бумага типографская № 1 Гарнитура „Литературная" Печать высокая
Усл.-печ. л. 60,63 Утл. кр. отт. 60,63 Уч.-изд. л. 67,93
Тираж 4200 экз. Заказ 1095, 7977-1 Цена 6 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 10 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 113114, Москва, М-114, Шлюзовая наб., 10

3535