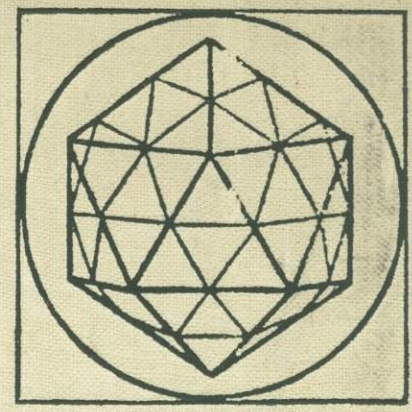
# ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ

Ф. Петтиджон
П. Поттер
Р. Сивер



НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» МОСКВА

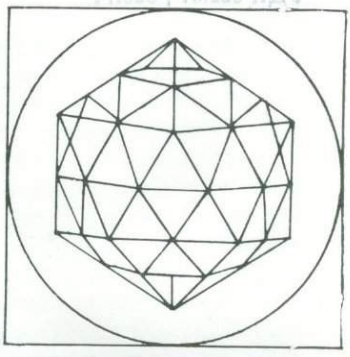
F. J. PETTIJOHN
P. E. POTTER
R. SIEVER

# SAND AND SANDSTONE

SPRINGER-VERLAG
BERLIN HEIDELBERG NEW YORK
1972

# ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ

Ф. Петтиджон
П. Поттер
Р. Сивер



НАУКИ О ЗЕМЛЕ

552.51

1878

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
МОСКВА 1976

УДК 552.51+525.14

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
*А. Л. Книппера, Н. А. Лисицыной и О. М. Розена*

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ
*чл.-корр. АН СССР А. Б. Ронова*

Первое в мировой литературе обобщение всех имеющихся данных о минеральном составе широко распространенных песчаных пород, их текстурных особенностях, классификациях. Детально описаны естественные группы песков и песчаников — аркозы, граувакки, ортокварциты и их гибридные разновидности. Рассмотрены процессы формирования разнообразных песчаников, причем анализируются мобилизация материала, его транспортировка и осаждение, разные сингенетические деформации, диагенетические и катагенетические преобразования. Освещены различные фациальные обстановки формирования песчаных пород: аллювиальные, дельтовые, береговые, шельфовые и др.

Хорошо иллюстрированная книга будет служить ценным справочным пособием для специалистов — литологов, геологов-нефтяников, геохимиков, инженеров-геологов и для студентов этих специальностей.

*Редакция литературы по вопросам геологических наук*

© Перевод на русский язык, «Мир», 1976

П $\frac{20801-447}{041(01)-76}$ подписное

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Пески и песчаники—один из наиболее распространенных типов пород осадочной оболочки Земли — слагают примерно пятую часть общего ее объема. Они представлены в отложениях всех геологических возрастов, от наиболее древних до самых молодых, и во всех структурных зонах континентов — платформенных, геосинклинальных и орогенных. Не менее велико их значение в осадках шельфа и материкового склона океанов. Распространенность песков во времени и в пространстве в значительной мере предопределяется режимом тектонических движений земной коры, ее поднятиями. По этой причине формирование песчаных пород является как бы кульминацией начальных и заключительных стадий тектонических циклов и пространственно тяготеет к областям древних поднятий, размыв которых являлся главным источником песчаного материала.

Значение песков и песчаников в жизни человечества трудно переоценить. С незапамятных времен они использовались как строительные материалы, дорожные покрытия, абразивы, сырье для производства стекла и керамики. С песчаными породами связаны крупнейшие месторождения нефти и природного газа, россыпи многих ценных минералов, таких, как золото, платина, алмазы, касситерит, вольфрамит, циркон, монацит и т. д. Преобладающая часть подземных вод (пресных, соленых и рассолов) циркулирует в песчаных коллекторах, совершая на своем пути грандиозные геохимические преобразования. Решение многих инженерных задач, в частности укрепление береговых зон, строительство портов, сооружение каналов, закрепление дюн и барханов, требует точного знания физических свойств песков в разных средах и гидродинамических условиях.

Пески более, чем любой другой тип осадочных пород, сохраняют в своем минеральном составе признаки исходных материнских пород. Именно на этом основана реконструкция петрографического состава питающих провинций, т. е. древней суши и областей сноса. Палеогеографическое значение песков и песчаников не ограничивается только этим. Изучение геометрии ориентированных текстур и их региональное картирование позволяют прослеживать пути переноса терригенного материала, восстанавливать положение русел древних рек, направление течений в морских и континентальных бассейнах, судить о гидродинамическом режиме водной среды далекого прошлого. Преобразования состава терригенных и аутигенных минералов песчаников дают ключ к познанию геохимической истории вторичных процессов, происходивших в результате деятельности подземных вод и погружения осадочных толщ на большие глубины — в области повышенных температур и давлений.

Эти и многие другие аспекты изучения песчаных пород нашли свое отражение на страницах данной книги, представляющей по существу первое в мировой литературе крупное обобщение, всесторонне освещающее на современном научном уровне литологию и в известной мере геохимию песков и песчаников. В ее создании объединились опыт и знания трех видных американских исследователей, внесших значительный личный вклад в познание вещественного состава, строения и условий формирования песчаных пород. Профессор Гопкинского университета в Балтиморе Ф. Дж. Петтиджон является одним из основоположников современной американской школы петрографов-осадочников. Его перу принадлежат региональные и теоретические работы, среди них выделяется известная литологам всего мира фундаментальная сводка по осадочным породам, которая, к сожалению, до сих пор не переведена на русский язык («Sedimentary rocks», 1949, 1957, 1975). Второй автор — ученик и последователь Петтиджона, профессор Цинциннатского университета П. Поттер, крупный специалист в области изучения физических свойств, структур и текстур песчаных пород, а также их региональной литологии. Профессор Гарвардского университета Р. Сивер развивает геохимическое направление в изучении седиментационных и постседиментационных процессов в современных и древних осадках.

В книге собран и систематизирован огромный фактический материал, характеризующий минералогический и химический составы важнейших классов и групп песчаных пород, их физические свойства, текстурные и структурные особенности, питающие провинции, фациальные обстановки накопления и преобразования песчаного материала, закономерности переноса и распределения песков на площади современных и древних водоемов. Рассмотрены процессы, приводящие к образованию важнейших типов (терригенных, пирокластических и карбонатных), классов и групп песчаников. Особенно большое внимание уделено мобилизации материала, его транспортировке и осаждению, разнообразным сингенетическим деформациям, диагенетическим и катагенетическим преобразованиям. Существенное значение авторы придают фациальным обстановкам накопления песков, специфические признаки которых получили детальное освещение в заключительных главах книги. Приведена подробная характеристика геотектонических условий накопления песчаных отложений. Очень ценный материал для сравнения дадут советским читателям детальные описания ряда наиболее хорошо изученных геосинклинальных и платформенных бассейнов, таких, как докембрийская геосинклиналь Коронейшен в Канаде, палеозойская геосинклиналь центральных Аппалачей, докембрийский бассейн Витватерсранд в Южной Африке, с которым связано золотое и урановое оруденение, палеозойский платформенный угленосный и нефтеносный бассейн Иллинойс в США и позднемезозойская геосинклиналь Калифорнии, выполненная флишевыми осадками и располагавшаяся на границе континента и океана. Некоторое, хотя и далеко не полное, освещение на материале песков различных возрастов получила проблема эволюционных преобразований в истории Земли.

Каждая из 12 глав книги содержит отличные иллюстрации, многочисленные таблицы фактических данных и весьма представительные списки использованной литературы (в том числе советской). Авторы уделяют большое внимание существующей терминологии, причем некоторые главы сопровождаются словарем наиболее часто употребляемых терминов. Подробно рассмотрены также вопросы классификации песчаников, дается обзор главных ее направлений и излагаются принципы классификации, использованные авторами. Наиболее широко распространенный терригенный тип песков подразделяется ими на классы

исходя из количественных соотношений трех породообразующих компонентов — кварца, полевого шпата и обломков пород. По содержанию же вмещающей массы (матрикса), представляющей собой мелкозернистый агрегат кварца, слюды, хлорита и глинистых минералов, различаются «чистые пески» — арениты, в которых матрикса менее 15%, и «загрязненные пески» — вакки с содержанием матрикса, превышающим эту величину. Термин «матрикс» (matrix) мы сохранили в переводе, так как он не имеет строгого русского эквивалента. Термин «provenance», также часто употребляемый в английской литературе, в одних случаях обозначает происхождение, или источник материала, в других — петрографический состав области питания, в третьих — обстановку, существовавшую в питающей провинции. В зависимости от контекста в переводе использовалось то или иное значение термина. Следует также отметить более широкое, чем принято в отечественной литературе, понимание термина «диагенез».

В целом книга «Пески и песчаники» является первоклассным обобщением и наиболее полной сводкой оригинальных данных. Она имеет не только научное, но и большое прикладное значение. В ней обоснованы важные теоретические положения аренологии и содержатся сведения, необходимые для прогноза многих полезных ископаемых, связанных с песчаными породами. Книга представляет интерес для широкого круга советских геологов: литологов, геохимиков-осадочников, нефтяников, гидрогеологов, специалистов в инженерной геологии и других смежных областях науки и производства.

*А. Ронов*

# ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ

Идея написать эту книгу впервые возникла после конференции по песчаникам, организованной авторами в 1964 г. в городе Банф, провинция Альберта, при содействии Ассоциации геологов-нефтяников и Университета Альберты. Вторая конференция на эту тему проводилась в 1965 г. в Блумингтоне с участием геологической службы и Университета штата Индиана. К этой конференции был составлен и опубликован Геологической службой штата Индиана сборник тезисов объемом 200 страниц. Интерес, проявленный к сборнику, и многочисленные заявки на него побудили нас дополнить и расширить его, в результате чего и появилась данная книга.

Мы надеемся, что книга будет полезной для студентов и молодых специалистов, а может быть, и для преподавателей при чтении курсов по седиментации, осадочной петрологии или общей петрологии. Хотя мы и сосредоточили основное внимание на песчаниках, книга, несомненно, представит интерес и для исследователей, изучающих все типы осадков. Мы надеемся также, что она будет служить полезным справочником для геологов-профессионалов, особенно для тех, кто работает в области нефтяной геологии, гидрогеологии и экономической геологии. Поскольку объект исследования тесно связан с поверхностными процессами, книга может представить интерес для геоморфологов и инженеров, имеющих дело с побережьями и реками, где пески находятся в непрерывном движении.

При изложении материала предполагалось, что читатели обладают элементарными сведениями по минералогии, химии и статистике. Так как любое исследование осадочных пород, а особенно песчаников не может считаться полноценным или завершенным без тщательного микроскопического анализа, то мы полагали, что читатели обладают необходимыми знаниями и опытом изучения песков и песчаников под микроскопом.

Однако некоторые сопредельные области знаний мало знакомы геологам, и, хотя в книгу не включены разделы по статистике и термодинамике, мы тем не менее сочли целесообразным включить в нее разделы, излагающие основные принципы течения жидкостей и движения зернистых материалов. Нам кажется, что определенные знания в этой области приобретают воздействующее значение в понимании физической седиментации и производных структур и текстур песков.

Книга построена таким образом, что ведет читателя от частного к общему, т. е. от рассмотрения компонентного состава зерен песчаника переходит к анализу особенностей распределения песчаников в пределах всего осадочного бассейна. Первая половина книги преимущественно описательная и представляет собой резюме всего, что известно о песчаниках, начиная с их минералогического и химического состава (гл. 2), геометрических свойств (гл. 3), к более общим особенностям их строения и структуры (гл. 4), и кончая характеристикой пород, как таковых (гл. 5, 6, 7). Вторая половина книги представляет собой в основном попытку интерпретировать процессы формирования песков (гл. 8), их транспортировки, отложения (гл. 9) и постседиментационного преобразования (гл. 10). В заключительной части книги рассмотрены характерные свойства песков в зависимости от обстановки осадконакопления и анализируются их соотношения с другими осадочными породами (гл. 11), предложены выводы об особенностях их распределения в пространстве и времени (гл. 12). Авторы приводят краткий обзор по некоторым хорошо известным бассейнам осадконакопления, в котором сделана попытка интерпретировать геологическую историю, основываясь на данных стратиграфии, осадочной петрологии и палеопотоках.

Описание техники аналитических исследований большей частью опущено. Эти сведения можно почерпнуть в современных справочниках и пособиях (см. список литературы). В виде исключения мы даем, однако, краткое приложение по технике петрографического описания и анализа, что, впрочем, как и техника полевых исследований, лучше всего познается в процессе практической работы под руководством опытных специалистов в этой области. Но мы сочли все же необходимым изложить некоторые основные принципы, так как в большинстве опубликованных руководств подобные сведения отсутствуют.

В книгу не включены многие классические примеры, так как в отличие от юриспруденции или психиатрии для студентов-геологов нет лучшего учебного пособия, чем сами породы. Ни одна из учебных программ по геологическим дисциплинам не может считаться приемлемой без тщательно разработанных методик полевых и лабораторных работ. Каждый студент под руководством преподавателя должен вести свою собственную тему. Непосредственная практическая работа всегда дает гораздо больше, чем любое справочное пособие.

Литературные ссылки, как правило, делаются не на всю имеющуюся литературу, а лишь на современные источники и небольшое число более ранних классических работ.

В книгах подобного рода всегда неизбежны заимствования данных из литературных источников. Все такие случаи мы старались оговорить и поблагодарить истинных авторов. Мы также очень благодарны за полезную критику отдельных глав этой книги тем, кто знакомился с ней в процессе написания.

В частности, мы очень обязаны Мак-Брайду из Техасского университета за сверку названий пород, Смиту из Геологической службы США, Дженксу из Университета Цинциннати, Фишеру из Калифорнийского университета в Санта-Барбара за прочтение главы о вулканокластических песках, Саттнеру за ценную критику гл. 4 и 6, Мидлтону из Университета Мак-Мастер, Штернбергу из Университета Мэриленда и Сутарду из Массачусетского технологического института за их помощь в составлении главы по транспортировке и осаждению песков, Храбару из Хюмбл-Ойл-Компании за ознакомление с гл. 11, Холму из Уильямса в Аризоне и Масту из Геологической службы Иллинойса за чтение отдельных частей этой же главы, Преториусу из Университета

в Витватерсранде и Оджакангасу из Университета Миннесоты в Дулуте за их замечания к отдельным частям гл. 12, Кастнер за помощь в проведении рентгеновского и электронного исследования песчаников Триволи, Хоровицу из Университета Индианы за внимательное ознакомление и полезные рекомендации к многим главам книги. Мы очень благодарны Берсон, Фейнур, Дель Уомо, Пауэлл и Уорсуик за печатание окончательного варианта рукописи и нашим издателям за их помощь в подготовке иллюстраций и за постоянный интерес к книге.

Для того чтобы подчеркнуть наше равноправное участие в создании этого пособия и дружеские взаимоотношения между нами, мы располагаем наши фамилии в алфавитном порядке.

1 января 1972 г.

*Ф. Петтиджон*
*П. Поттер*
*Р. Сивер*

Глава 1

# ВВЕДЕНИЕ И ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

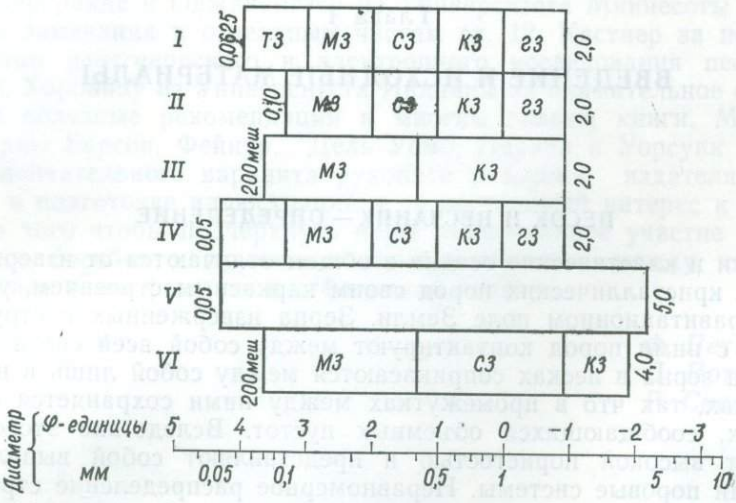
## ПЕСОК И ПЕСЧАНИК — ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Пески и кластические осадки в общем отличаются от изверженных и других кристаллических пород своим каркасным строением, устойчивым в гравитационном поле Земли. Зерна изверженных и структурно сходных с ними пород контактируют между собой всей своей поверхностью, а зерна в песках соприкасаются между собой лишь в нескольких точках, так что в промежутках между ними сохраняется система открытых, сообщающихся объемных пустот. Вследствие этого пески обладают высокой пористостью и представляют собой выполненные флюидами поровые системы. Неравномерное распределение стрессовых напряжений вдоль границ зерен может привести к их растворению в участках повышенного давления и переотложению этого материала в других местах; в результате увеличиваются поверхности соприкосновения зерен и уменьшается поровое пространство. Подобный процесс, сочетающийся в некоторых случаях с привносом цементирующих материалов, приводит к образованию конечного продукта — породы, лишенной пористости, зерна которой контактируют между собой всей поверхностью. Подобным образом песок с тангенциальными контактами зерен и пористостью 35—40% превращается в прочно сцементированную мозаику тесно соприкасающихся между собой кристаллических зерен с нулевой пористостью.

*Песок* — это рыхлый, несцементированный зернистый материал, зерна или каркасообразующие элементы которого по своим размерам должны соответствовать градациям, принятым для песков. Попытки дать более точное определение песка предпринимались неоднократно. Они были направлены в основном на то, чтобы выразить размер зерен через их конкретный «диаметр». Но поскольку частицы песчаной размерности имеют неправильную форму, прежде всего необходимо уточнить смысл термина «диаметр» применительно к таким частицам (гл. 3). Известны также многие попытки определить «песок» как размерную категорию. Обычно это часть более общей задачи, состоящей в упорядочении всех понятий размерности и в создании общей «гранулометрической шкалы» (гл. 3). На фиг. 1-1 показаны некоторые классификации с выделением фракций песков в зависимости от крупности слагающих их зерен. В данной книге для понятия «песок» авторами принят интервал размеров частиц диаметром от 0,0625 (1/16) мм до 2,00 мм, поскольку этот интервал стал наиболее употребительным среди седиментологов.

Хотя размеры песчинок ограничены пределами 0,0625—2,00 мм в диаметре, предел колебаний зерен по объему на самом деле более значителен. Частица сферической формы диаметром 2 мм имеет объем 4,2 мм$^3$. При диаметре 1/16 (0,0625) мм объем зерна составляет около 0,00012 мм$^3$. Большее зерно превышает по объему меньшее в 34 688 раз. Иными словами, при 32-кратной разнице в диаметрах они отличаются в 35 тысяч раз по объему, и эта величина является наиболее верным отражением размерности составных компонентов песков.

Существующие определения «песка» как осадочного образования в отличие от его понимания как размерной категории также весьма раз-



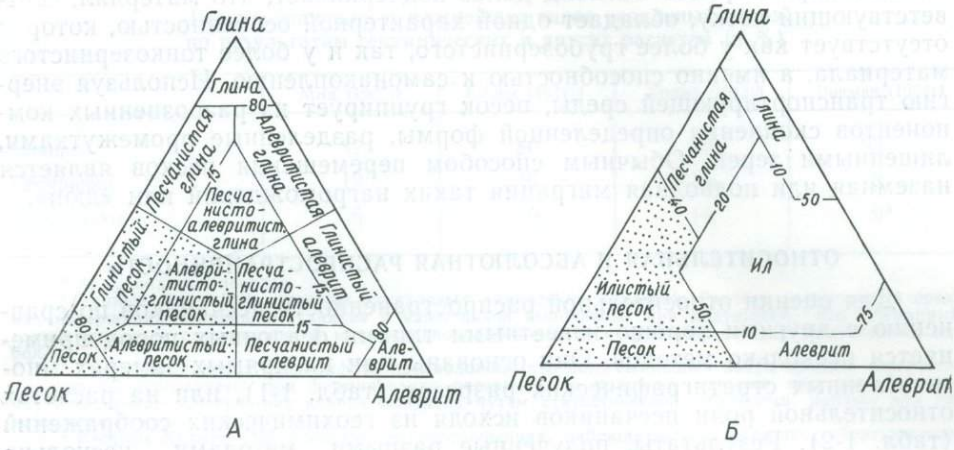

Фиг.1-1. Гранулометрические шкалы песков.

Обратите внимание на несовпадение номенклатуры и границ интервалов на разных шкалах. *тз* — тонкозернистый; *мз* — мелкозернистый; *сз* — среднезернистый; *кз* — крупнозернистый; *гз* — грубозернистый. Классификации предложены: I — Американским геофизическим союзом (Am. Geophysical Union); II — Босуэллом [3]; III — Американским обществом испытания материалов (Am. Soc. Test. Mat.); IV — Ю. С. Д. А. (U. S. D. A.); V — Кайё (1929 г.); VI — Корпусом инженеров и бюро рекламации (Corps Engineers and Bur. Reclamation).

личны. Из обзора литературы никаких общепринятых определений установить не удалось. На основании каких величин — средних, медианных или модальных — следует относить рыхлые образования к категории песков? Какое количество материала песчаной размерности (50%, больше или меньше) должны содержать отложения, определяемые как пески. Вопрос можно поставить и иначе: какое количество более грубого или более тонкого материала по сравнению с количеством песчаных зерен может присутствовать в песках? Два примера классификации обломочных осадков смешанного состава представлены на фиг 1-2. Сделана также попытка решения проблемы номенклатуры песков с различной примесью материала другой размерности.

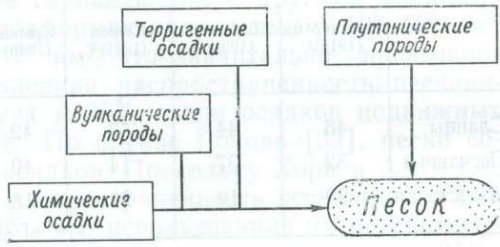
Из приведенного выше обсуждения очевидно, что оба термина — «песок как материал определенной размерности» и «песок как тип отложений» — не включают данных о составе или генезисе. Пески могут быть кварцевыми и карбонатными. Могут формироваться при разрушении гранита (кварцевые) или как продукт химического осаждения (оолитовый песок) (фиг. 1-3). Практически мы склонны называть песками все эти материалы, различные по составу и генезису. Однако есть тенденция ограничить применение термина «песчаник» только к тем сцементированным пескам, которые содержат кремнезем. Литифицированные карбонатные пески называют известняками, а не песчаниками. Даже сам термин «песок» без сопутствующего прилагательного обычно подразумевает силикатный состав. Чтобы избавиться от этой неопределенности, были предложены термины «аренит» и «псаммит», отражающие только размерность материала безотносительно к его составу. В этой книге карбонатные и другие несиликатные пески, как правило, не рассматриваются.

Как указывалось выше, размеры частиц, определяющие принадлежность материала к пескам, установлены несколько произвольно. Однако, по мнению некоторых исследователей, существуют «природные» границы, позволяющие отделить пески от других кластических ма-




Фиг. 1-2. Два примера номенклатуры смешанных кластических осадков.
*А* — симметричная схема и *Б* — асимметричная схема; последняя составлена на основе разграничений, принятых в современной морской геологии (измененная схема Шепарда [37]).

териалов. Уэнтуэрт [46], например, полагает, что размеры частиц основных классов кластических осадков — песков, алевритов, глин — обусловлены генетически, т. е. зависят от особенностей их формирования из исходных пород, а также от основных условий транспортировки




Фиг. 1-3. Генезис песка.
Плутонические породы поставляют главным образом кварц и полевой шпат; терригенные осадки — кварц и обломки пород; вулканические породы — обломки пород и стекла; химические осадки — обломки карбонатов.

текучими водами. Пески являются продуктами распада грубозернистых исходных пород, и величина их зерен (в первую очередь кварца) определяется структурными особенностями исходного материала. Отмечается дефицит обломочных продуктов, приближающихся по своим размерам к гравию и алевриту (обзор этой проблемы можно найти в работе Рассела [35]). Песок в отличие от более тонкозернистых материалов транспортируется преимущественно перекатыванием и скольжением по дну или сальтацией, лишь в очень небольшой степени переносится турбулентными потоками во взвешенном состоянии.

Багнолд [1] предлагает считать нижним пределом размерности песчаных зерен тот размер, при котором конечная скорость падения частиц становится меньше, чем вертикальная составляющая турбулентного потока. За верхний предел он принимает размер частиц, остающихся на поверхности дна под действием либо прямого давления жидкости, либо ударов других движущихся частиц. Подобный принцип определения песка, основанный на поведении его частиц в процессе переноса, зависит от свойств среды, воздушной или водной, и применим лишь к некоторым усредненным условиям. Установленный в соответствии с этими условиями размер частиц примерно совпадает с общепри-

нятыми параметрами. Багнолд далее подчеркивает, что материал, соответствующий песку, обладает одной характерной особенностью, которая отсутствует как у более грубозернистого, так и у более тонкозернистого материала, а именно способностью к самонакоплению. Используя энергию транспортирующей среды, песок группирует из разрозненных компонентов скопления определенной формы, разделенные промежутками, лишенными зерен. Обычным способом перемещения песков является наземная или подводная миграция таких нагромождений или «дюн».

## ОТНОСИТЕЛЬНАЯ И АБСОЛЮТНАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Для оценки относительной распространенности песчаников по сравнению с другими хорошо известными типами осадочных пород применяется несколько методов. Они основаны или на прямых замерах многочисленных стратиграфических разрезов (табл. 1-1), или на расчетах относительной роли песчаников исходя из геохимических соображений (табл. 1-2). Результаты, полученные разными методами, несколько отличаются. Обычно относительное количество песчаников и известняков, установленное с помощью замеров реальных разрезов, оказывается больше, чем полученное расчетным путем. Частично это может быть связано с выносом тонкой глинистой фракции в глубокое море, в связи с чем доля сланцев в стратиграфических разрезах занижена, тогда как доля песчаников и известняков соответственно завышена. В итоге по

Таблица 1-1

**Распространенность важнейших типов осадочных пород по результатам измерений стратиграфических разрезов (в %)**

| | Лейт и Мид (1915)[1] | Шухерт (1931)[2] | Кюнен (1941)[3] | Крынин (1948)[4] | Хорн и Адамс (1966)[5] | | Ронов (1968)[6] | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Континенты—щиты | Подвижные пояса—шельфы | Платформы | Геосинклинали |
| Сланцы | 46 | 44 | 57 | 42 | 53 | 59 | 49 | 39 |
| Песчаники | 32 | 37 | 14 | 40 | 28 | 36 | 24 | 19 |
| Известняки | 22 | 19 | 29 | 18 | 19* | 5* | 21 | 16 |

* Включая 3% эвапоритов.

[1] Лейт и Мид получили эти цифры как среднее для Северо-Американских разрезов общей мощностью 156 тыс. м; средние данные для разрезов Евразии с суммарной мощностью 188 тыс. м составляют 49, 32 и 19% соответственно.

[2] Шухерт [36] основывает свои данные на замерах Северо-Американской палеозойской толщи, максимальная мощность которой составляет 77 700 м.

[3] Кюнен [21] получил свои цифры как результат измерений, выполненных в Индонезии.

[4] Крынин [19] не указывает, каким методом были выполнены его расчеты.

[5] Хорн и Адамс [16] заимствуют цифры из разных источников, опубликованных и неопубликованных. Как были выполнены расчеты, не указано.

[6] Суммировано в работе Ронова [32]. Как было подсчитано, вулканические породы составляют 25% геосинклинального заполнения. 75% общего объема осадков приходится на геосинклинали и 25% на платформы. Доля песчаников составляет 20 или 25%, если исключить вулканиты.

данным Кюнена [21] песчаники составляют 14% общего объема осадков, по данным Ронова и др. [33] — около 20% и 32—37% по данным Лейта, Мида [23] и Шухерта [36]. Оценка Кюнена базируется исключительно на материалах из Индонезии. Результат самых последних расчетов — 26%, приводимый Роновым, по-видимому, относится только к Русской платформе [33].

Полдерварт [29] считает, что вычисленные Лейтом и Мидом, Шухертом и Крыниным величины относятся к областям континентальных платформ, тогда как расчеты Кюнена по Индонезии, по-видимому, характерны для молодых складчатых поясов земного шара. Поскольку

Таблица 1-2

**Распространенность важнейших типов осадочных пород по результатам геохимических и других расчетов (в %)**

| | Мид (1907)[1] | Кларк (1924)[2] | Холмс (1913)[3] | Викман (1954)[4] |
|---|---|---|---|---|
| Сланцы | 82 | 80 | 70 | 83 |
| Песчаники | 12 | 15 | 16 | 8 |
| Известняки | 6 | 5 | 14 | 9* |

* «Карбонатные породы»

[1] Данные Мида [26] основаны на валовых химических анализах. Расчеты соотношений средних содержаний сланцев, песчаников и известняков выполнены при допущении, что суммарный состав всех трех разновидностей максимально приближается к среднему составу изверженных пород.

[2] Кларк [6] получил свои цифры, предположив, что весь свободный кварц средней изверженной породы используется при формировании песчаников, а половина кальция идет на образование известняков. Содержание кварца получено путем статистической обработки данных для 700 изверженных пород.

[3] Расчеты Холмса [15] основаны на соотношениях, наблюдаемых в ежегодно образующихся осадках.

[4] Вычисления Викмана [47] представляют собой модернизированный вариант идей Мида. Процентные содержания основаны на пересчете данных Викмана.

объем осадков на платформах составляет около $52{,}5 \cdot 10^6$ км$^3$, а в складчатых областях около $126 \cdot 10^6$ км$^3$, то средневзвешенная оценка распространенности песчаников составляет около 26%, исходя из 43% песчаных пород на платформах и 18% в молодых складчатых поясах. Хорн и Адамс [16] также отмечают, что распространенность песчаников различна на континентальных платформах и в подвижных складчатых поясах. Они предполагают, что роль песков в подвижных поясах выше, чем на платформах, — вывод, не совпадающий с другими оценками (табл. 1-1). Объем осадков на платформах оценен ими в $127 \cdot 10^6$ км$^3$, а в подвижных поясах — в $395 \cdot 10^6$ км$^3$, что значительно превышает данные Полдерварта. Средневзвешенная распространенность песчаников (исходя из 28% на платформах и 36% среди осадков подвижных и шельфовых зон) составляет 34%. По оценке Ронова [32], пески составляют 25% от общего объема осадков. Поскольку Хорн и Адамс не объясняют, как они рассчитывали распространенность песчаников и как определяли соответствующие им объемы, использование их результатов затруднительно. Следовательно, мы можем принять круглое число 25%, как результат, более других находящийся в соответствии с расчетами обоих исследователей, и Полдерварта, и Ронова. Таким образом, одну четвертую часть всего объема осадочных пород составляют песчаники (глубоководные океанические и субокеанические осадки исключены).

Каков общий объем всех осадочных пород в земной коре? Известны различные оценки этой величины, полученные разными путями (табл. 1-3).

Кларк [6] рассчитал, какой общий объем средней изверженной породы должен быть разрушен выветриванием, для того чтобы создать имеющиеся концентрации натрия в морской воде и осадках. По его данным, этот объем должен составлять $350 \cdot 10^6$ км$^3$. К нему следует добавить 10% за счет пористости пород и поступлений из атмосферы; полный объем тогда составит $3{,}7 \cdot 10^8$ км$^3$. Гольдшмидт [13] подобным образом рассчитал количество подвергшихся выветриванию изверженных пород и количество образовавшихся из них осадков, основываясь на содержании натрия в океанах. Кюнен [21] несколько уточнил данные Кларка и получил величину $8 \cdot 10^8$ км$^3$, к которой он прибавил $5 \cdot 10^8$ км$^3$ — рассчитанное количество дезинтегрированного, но окончательно не разрушенного материала туфов, граувакк и т. д. Суммарный

Таблица 1-3

**Общий объем осадочных пород**

| Автор | Объем, км³ |
|---|---|
| Кларк [6] | $3{,}7 \cdot 10^8$ |
| Кюнен [21] | $13{,}0 \cdot 10^8$ |
| Гольдшмидт [13] | $3 \cdot 10^8$ |
| Викман [47] | $(4{,}1 \pm 0{,}6) \cdot 10^8$ |
| Полдерварт [29] | $6{,}3 \cdot 10^8$ |
| Хорн и Адамс [16] | $10{,}8 \cdot 10^8$ |
| Ронов [32] | $9{,}0 \cdot 10^8$ |
| Блат [2] | $41{,}7 \cdot 10^8$ |

объем разрушенных выветриванием пород составил $13{,}0 \cdot 10^8$ км³.

Расчеты Викмана [47] дали результаты, близкие к цифрам Мида, но они основаны на более надежных данных.

Оценки Полдерварта [29] основаны на мощностях осадков на континентальных щитах, в молодых складчатых поясах, океанических бассейнах и на субокеанических площадях (шельфы и т. п.). Для первых двух типов областей Полдерварт использовал оценки Кея [17], для двух других расчеты произведены по геофизическим данным и скоростям осадконакопления. Хорн и Адамс [16] подошли к решению проблемы тем же методом, что и Полдерварт, но в основу их расчетов положены несколько иные данные. Полученный результат составляет $10{,}8 \cdot 10^8$ км³. Его превышают только данные Кюнена [21] и Блата [2]. В своих расчетах Полдерварт, а также Хорн и Адамс учитывали глубоководные океанические, а также субокеанические осадки, в составе которых пески играют ничтожную роль. Пески концентрируются преимущественно на континентальных блоках, в значительно меньшей степени — в океанических бассейнах. Они составляют от четверти до трети осадков континентальных платформ (включая подвижные пояса и примыкающие шельфы). Самые новые расчеты общего объема осадков выполнены Блатом [2]. Они дали величину около $41{,}7 \cdot 10^8$ км³, которая является максимальной из всех полученных ранее и превышает почти в четыре раза данные Полдерварта.

Если принять полученное Полдервартом значение объема континентальных осадков ($176 \cdot 10^6$ км³), из которого одна четверть приходится на пески, то общий объем песков на Земле составит $44{,}0 \cdot 10^6$ км³. Если мы примем более высокую оценку Хорна и Адамса ($522 \cdot 10^6$ км³) и будем считать, что одна треть приходится на пески, общий объем песков составит около $174 \cdot 10^6$ км³. Общая *масса* всех осадков континентального блока по расчетам Полдерварта составляет $480 \cdot 10^{15}$ т (4800 геограммов), из которых $120 \cdot 10^{15}$ т (1200 геограммов) приходится на долю песков. Если каждая песчинка (1 мм в диаметре и плотность 2,7) весит около 0,0012 г, то общее количество песчинок в земной коре будет исчисляться цифрой $85{,}7 \cdot 10^{24}$. Так как большая часть песчаных зерен имеет меньший размер, то общее число песчинок будет значительно больше (по крайней мере в 8 раз при диаметре зерен 0,5 мм и в 16 раз при диаметре 0,25 мм).

Является ли это число постоянной величиной, или оно непрерывно растет? Выветривание ведет к распаду пород. Одним из продуктов распада является песок, который добавляется к общему количеству песков на Земле. Но в то же время песчинки подвержены абразии и другим процессам, ведущим к уменьшению их размера. Предположительно воздействие этих процессов может привести к измельчению песчаного материала, вплоть до его перехода в категорию более тонкозернистых образований. Более того, песчаники в свою очередь в процессе глубокого захоронения попадают в глубинные зоны земной коры, где подвергаются метасоматическому преобразованию в граниты, гнейсы и другие породы, не сохраняющие признаков осадочных пород.

Сбалансированы ли процессы формирования и уничтожения песков?

Стационарный ли это режим, или происходит непрерывное увеличение общего количества песчаных пород? Все эти вопросы имеют фундаментальное значение и заслуживают внимания.

Кюнен [22] подсчитал, что годовой прирост кварцевых песков составляет величину порядка 0,05 км$^3$. Он также показал, что потери за счет абразии крайне ничтожны. Истирание песков, подобное тому, о котором говорилось выше, происходит главным образом при эоловых процессах в пустынных районах. Сопоставление прироста и потерь песчаного материала привело Кюнена к выводу об увеличении общего количества песка. Он рассчитал, что начиная с незапамятных времен и до наших дней число кварцевых песчинок на Земле каждую секунду увеличивается на 1 млрд. зерен.

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ

Где встречаются пески сейчас и где происходила их аккумуляция в далеком прошлом?

Где находятся пески в наши дни? Наиболее обычные места распространения песка — это реки и пляжи; в меньшей степени дюны и мелкие шельфовые моря. В группу флювиальных песков объединены пески аллювиальных конусов выноса, русловые и пойменные пески, а также дельтовые пески в озерах и океанах. Небольшое количество песков из русел рек может попасть в заболоченные участки и заводи. К пескам прибрежных зон относятся не только пляжевые, но также и пески прибрежных баров, лагун и приливно-отливных зон. Многие нанесенные ветром дюны непосредственно ассоциируются с пляжами, а также с крупными реками, но наиболее впечатляющими образованиями являются эоловые пески дюнных полей в пустынях. В морях пески распространены главным образом в шельфовых зонах, хотя встречаются также и на континентальных склонах, в большинстве случаев у их подножий. В пределах океанических абиссальных равнин пески накапливаются на изолированных участках седиментации в условиях холмистого или гористого подводного рельефа.

Короче говоря, на земном шаре, по-видимому, не существует крупных геоморфологических зон, где бы не встречались песчаные отложения. Практически лишены песков глубоководные океанические бассейны, представляющие собой наиболее обширные геоморфологические области. В них присутствуют лишь рассеянные зерна эолового происхождения, пески турбидитов континентальных подножий и абиссальных равнин, а в ряде случаев и вулканокластические пески, образовавшиеся за счет подводных извержений. Очевидно, что наиболее благоприятна для аккумуляции песков обстановка на континентах. Отсутствие песков в какой-либо конкретной геологической обстановке обусловлено скорее отсутствием привноса материала, чем неблагоприятными условиями накопления.

Не все геологические обстановки формирования песчаных отложений равны по своему значению. Во многих областях накопление песков имеет временный характер, поскольку оно сменяется эрозией и переотложением в других местах. Например, большая часть современного обломочного материала, сносимого с Западных Кордильер в Северной Америке, накапливается в межгорных котловинах и со временем будет вовлечена в новый цикл переотложения. Однако не следует считать, что конечный пункт отложения всех песков — моря. Для большинства из них — это геосинклинали, где отложение происходит чаще в аллювиальной, чем в морской обстановке. Было подсчитано, что три четвертых всех осадков геологического прошлого сформировалось в геосин-

1878

клиналях и лишь одна четвертая — на платформах. Именно пески составляют значительную часть отложений этих крупных тектонических единиц.

Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее обычные места современной аккумуляции песков — пляжи и реки — обладают линейной конфигурацией и приуроченные к ним залежи песков располагаются в пределах узких зон. Что же касается песков прошлого, то они встречаются обычно в виде значительных по площади стратиформных покровов. Это различие между преимущественно линейной локализацией современных песков и распространением обширных песчаных покровов в прошлом позволяет считать, что последние представляют собой результат латеральной миграции областей накопления песка во времени, обусловленной миграцией потоков и трансгрессивным или регрессивным перемещением береговых линий.

Исключением из этого правила являются еще более обширные дюнные поля некоторых пустынь и широкое распространение песков в некоторых шельфовых областях. Однако нередко выясняется, что пески современных континентальных шельфов являются реликтовыми и не находятся в равновесии с современными условиями осадконакопления. Они представляют собой, по-видимому, речные отложения, унаследованные со времен оледенения, когда уровень морей был низким [9].

Итак, пески являются наиболее континентальными из всех типов осадков. Они состоят из частиц, размеры которых слишком велики, чтобы их можно было удалить на значительное расстояние от континентов путем выдувания или смыва. Поэтому пески формируют все увеличивающийся по мощности покров континентальных блоков. Пески возникают на континентах и перемещаются с более высоких уровней на более низкие уровни аккумуляции. Единственной «брешью», через которую осуществляется некоторая «утечка» песчаного материала с континентов в глубоководные участки морей, служат песчаные бури или мутьевые потоки, транспортирующие пески вниз по континентальным склонам вплоть до абиссальных равнин.

Где происходила аккумуляция песков в далеком геологическом прошлом? Предположительно их накопление могло осуществляться (и, по-видимому, осуществлялось) в тех же условиях, что и в настоящее время. Но относительное значение каждой из этих обстановок было существенно различно. Например, в центральных Аппалачах песчаники составляют около 23% всей мощности разреза [7]. Из них около 55—60% приходится, по-видимому, на долю аллювиальных песков, около 25% — на долю морских турбидитов и не более 20% является литоральными или мелководными морскими песками. Эоловых песков не обнаружено. Эти соотношения подчеркивают важность аллювиального осадкообразования в миогеосинклиналях, весьма типичным примером которых могут служить, по-видимому, Аппалачи.

Несмотря на то что древние накопления бесспорно эоловых песков не установлены, существуют пески, обнаруживающие весьма совершенную окатанность зерен. И если прав Кюнен, считающий, что их округлость связана скорее всего с эоловой обработкой, тогда многие песчаные зерна в самых различных отложениях земного шара должны были пройти в истории своего развития через эоловую стадию формирования. Кюнен [22] рассчитал, что необходимо существование $2 \cdot 10^6$ км$^2$ пустынь для того, чтобы сохранить на постоянном уровне среднюю по земному шару окатанность зерен (т. е. исключить влияние ежегодно образующихся вновь остроугольных песчинок).

Здесь совершенно не затронуты вопросы распространенности некоторых специфических видов песков (аркозовых, литоидных и др.) как

в настоящее время, так и в геологическом прошлом. Вполне возможно, что валовой состав песков со временем меняется. Эти проблемы освещены в последней главе книги.

## ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование песков и песчаников началось примерно около двух столетий тому назад. Наиболее ранняя работа по пескам, главным образом речным и пляжевым, была посвящена определению их минерального состава. Само изучение песков в немалой степени было продиктовано возможностью присутствия в них ценных материалов, таких, как золото. Активному изучению песков способствовало применение поляризационного микроскопа. Эти ранние исследования носили преимущественно описательный характер. Сцементированные пески — песчаники — рассматривались главным образом как стратиграфические единицы, маркирующие горизонты в геологических колонках. Они описывались при полевых наблюдениях, получали свое наименование и помещались геологами в соответствующие места геологических разрезов. Такие названия, как Millstone Grit (жерновой песчаник), Old Red Sandstone (древний красный песчаник), Buntsandstein (пестрый песчаник), появились в литературе очень давно, что свидетельствует о самых ранних полевых исследованиях песчаников. Интерпретация их условий образования основывалась главным образом на данных полевых наблюдений текстур осадка, типа волноприбойных знаков и на встречавшихся в них окаменелостях.

Но лишь с появлением возможности определять породы в прозрачных шлифах началось серьезное исследование строения и состава песчаников и использование данных микроскопического изучения для выяснения истории их формирования. Президентская речь сэра Генри Клифтона Сорби «О текстурах и происхождении неизвестковистых слоистых пород», произнесенная им перед Лондонским геологическим обществом в 1879 г., явилась знаменательной вехой, обозначившей начало современного подхода к изучению песчаников. Одной из ранних работ по петрографии песчаников была его же статья о жерновых песчаниках [40]. Помимо микроскопических исследований, Сорби выполнены важные полевые наблюдения над текстурами песчаников, в особенности над косой слоистостью; эти исследования столетием позже послужили основой для анализа палеотечений.

Несмотря на то что Сорби блестяще продемонстрировал большие возможности поляризационного микроскопа для изучения осадочных пород, этот прибор продолжали использовать главным образом для изучения шлифов изверженных пород; это особенно характерно для петрографов немецкой школы — Розенбуша, Циркеля и др. Ярким исключением явилась работа Кайё (1906 г.), чьи монографии по осадочным породам Франции не потеряли своего значения и в наши дни. В числе его работ следует назвать исследование третичных песчаников Парижского бассейна [4] и специальный том, посвященный кремнистым породам Франции [5].

Исследование минералогии песков, большая часть которого посвящена акцессорным, или «тяжелым», минералам, было значительно облегчено применением микроскопа и использованием поляризованного света. Возможность использования тяжелых минералов для стратиграфической корреляции, и в частности для сопоставления не выходящих на поверхность пород при поисках и разведке нефтяных месторождений, обусловила повышенный интерес к изучению этих составных компонентов песков. Повышение интереса к тяжелым минералам в песках до-

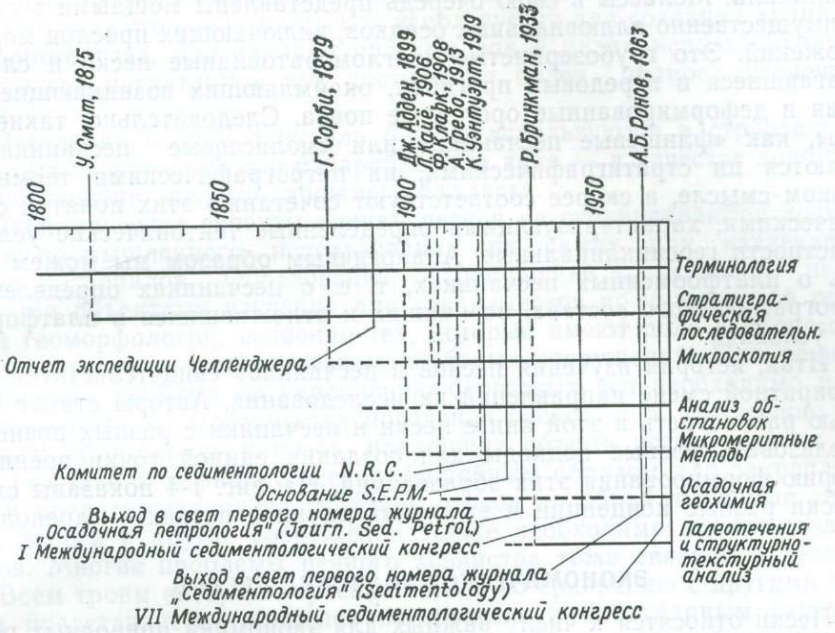
стигло кульминации в связи с появлением книги Милнера «Введение в осадочную петрографию», первое издание которой вышло в свет в 1922 г., а исправленное четвертое — на 40 лет позже. Главный акцент в этой книге сделан на использовании тяжелых минералов для корреляции не выходящих на поверхность пород. В настоящее время тяжелые минералы песков играют лишь вспомогательную роль при стратиграфических сопоставлениях, уступив место микропалеонтологическим методам и еще более распространенным методам геофизического каротажа.

Однако минералогия песков, как древних, так и современных, до сих пор представляет интерес при решении вопросов о происхождении и источниках вещества. Минералогические исследования послужили основой для развития палеогеографического анализа, примером которого может служить недавно выполненная Фюхтбауэром [10] работа по молассам в северных Альпах. Подобные исследования стали возможны в основном благодаря работам Макки по пескам и песчаникам Шотландии. Он попытался разработать принципы интерпретации минералогии песков, такие, как использование разновидностей кварца для решения генетических вопросов [24], изучение зерен полевых шпатов для воссоздания климатических условий прошлого [25], использование минералогического анализа древних песчаников для воссоздания истории их формирования.

Помимо работы Хаддинга [14] по песчаникам Швеции, лишь немногие монографические исследования песчаников были выполнены в духе Кайё. Однако имеются заслуживающие внимания классические описания специфических формаций песчаников. Хорошо известными примерами их являются: выполненное Крыниным [19] изучение девонских песков III Брадфорд в Пенсильвании, более ранняя работа Дейка [8] по ордовикским песчаникам Сент-Питер в долине верховьев Миссисипи и жернового песчаника Милстон-Грит в Великобритании, выполненное Гиллиганом [11]. Заслуживает упоминания проведенное Голдманом [12] исследование миоценового песчаника Катахула в Техасе, которое может служить непревзойденным примером того, какой большой объем информации можно получить из небольшого образца песчаника.

Интерес к минеральному составу песков, в особенности современных пляжей, дюн и речных долин, сменился, а вернее, усилился благодаря возникшему интересу к их механическому составу. Гранулометрический анализ, позднее дополненный замерами формы и степени окатанности песчинок, ознаменовал наступление эры «количественных» методов исследования процессов седиментации и позволил применить к изучению песков методы, используемые при анализе больших чисел. Крупный вклад в этом направлении был сделан Адденом в 1914 г. работой «Механический состав кластических осадков» [44]. Хотя в ней рассмотрены также алевриты и гравий, работа представляет собой сводку гранулометрических данных о песках. Представление о песках как о бесконечно большой совокупности зерен позволяет применить к ним статистические методы анализа. За первыми в этой области работами Уэнтуэрта [45] и Траска [42] последовал поток статей на эту тему. Наибольшее влияние на развитие этого направления оказали, по-видимому, многочисленные статьи Крамбейна (начиная с 1936 г.). Поиски путей использования гранулометрических особенностей пород для разграничения условий их образования и (или) факторов осадконакопления предпринимаются и поныне.

Самые последние исследования песчаных отложений свидетельствуют об анизотропном их строении. Скопления песков обнаруживают




Фиг. 1-4. Эволюция «аренологии».

N. R. C. — Национальный научно-исследовательский совет; S. E. P. M. — Общество палеонтологов и минералогов, работающих в индустрии.

зависимость от магнитных и гравитационных полей и от водных потоков. Эта зависимость проявляется во всем, от ориентировки отдельных несферических зерен и характера первично-осадочных текстур отложений до формы и ориентации всей песчаной залежи в целом. Такой анализ «палеотечений», ранее выполненный Сорби [39], за последнее десятилетие прочно вошел в практику исследований [30].

В связи с возрастающим интересом к геохимии, после второй мировой войны вновь увеличилось внимание к осадкам, как продуктам сложных процессов химической дифференциации и фракционирования. Пески представляют собой, таким образом, устойчивые дифференциаты. Благодаря усилиям таких геохимиков, как Кларк, были накоплены данные по химическому составу песков и других осадков [6]. Песчаники имеют валовой состав, отражающий степень их зрелости, т. е. ступень, достигнутую ими на пути к образованию стабильного конечного продукта в ходе процесса формирования песка.

В заключение следует отметить, что существует еще один аспект проблемы песчаников. Песчаники являются не только петрографическим понятием, отвечающим таким определениям, как «аркозы» или «граувакки», и не только стратиграфической единицей типа древнего красного песчаника (Old Red Sandstone) или жернового камня (Millstone Grit), но могут также рассматриваться как компоненты совокупности или ассоциации (формации) осадочных пород. Поэтому мы можем различать флишевые песчаники или молассовые песчаники. Такие определения относятся к фациям, маркирующим конкретные стадии развития геосинклиналей. Флишевые ассоциации пород представляют собой мощные морские серии переслаивающихся турбидитных песчаников в древних образованиях, обычно граувакков с пелагическими сланцами, отлагавшимися на конечной стадии заполнения гео-

синклинали. Молассы в свою очередь представлены мощными толщами преимущественно аллювиальных осадков, включающих прослои морских отложений. Это грубозернистые конгломератовидные пески и сланцы, отлагавшиеся в передовых прогибах, окаймляющих возникающие поднятия и деформированные орогенные пояса. Следовательно, такие термины, как «флишевые песчаники» или «молассовые песчаники», не являются ни стратиграфическими, ни петрографическими терминами в узком смысле, а скорее соответствуют сочетанию этих понятий с тектоническими, характеризующими определенные тектонические условия, в частности геосинклинальные. Аналогичным образом мы можем говорить о платформенных песчаниках, т. е. о песчаниках определенного петрографического состава, возникших и отложившихся в платформенных условиях.

Итак, история изучения песков и песчаников свидетельствует о неоднократной смене направлений их исследования. Авторы ставят своей целью рассмотреть в этой книге пески и песчаники с разных позиций и использовать разные подходы для создания единой точки зрения на историю формирования этих образований. На фиг. 1-4 показаны схематически разные концепции и эволюция науки о песках — аренологии.

## ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕСКОВ

Пески относятся к числу важных для экономики природных ресурсов и применяются во многих отраслях промышленности. Для чистки посуды или инструмента пригоден любой песок: для других нужд требуются пески определенного вида и качества [3]. Пески служат источником кремнезема при производстве силиката натрия, карборунда (карбида кремния), силикатных кирпичей, обычных оптических стекол. Они являются составным компонентом штукатурки и бетона, добавляются к глинам для уменьшения усадки и растрескивания при производстве кирпичей; смеси песка с асфальтом используются в качестве дорожного покрытия. В литейном деле пески применяются как формовочные и разделительные пески; в качестве абразивных материалов (разнообразные шлифовальные бумаги, шкурки, пескоструйные приборы); они применяются также при полировке мраморных плит, листового стекла и металла. Некоторые пески используются для улучшения почв (известковые пески) и в качестве удобрений (глауконитовые пески). Широко используются фильтрующие свойства песка, а на железнодорожном транспорте он применяется в качестве «тормозного» материала. И может быть, самое важное значение песка в том, что в него любят играть все дети.

Пески могут быть источником редких минералов и редких элементов. В одних песках содержится золото, в других — драгоценные камни, платина, уран, олово (в виде касситерита) и вольфрам (в виде вольфрамита). Некоторые пески разрабатываются на монацит (торий и редкие земли), циркон (цирконий), рутил (титан). Поиски и разведка таких песков — это специальная задача, решение которой требует изучения аллювиальных отложений [31, 38].

Кроме той важной роли, которую играют пески благодаря извлечению из них редких составных компонентов, они представляют собой еще весьма важные резервуары разного рода ценных жидких веществ. Большие объемы жидкостей размещаются в поровых пространствах песков и песчаников. Они служат крупными резервуарами для пресной воды, рассолов, нефти и природного газа. Пласты песков служат также проводниками для артезианских вод. Значение морфологии и местоположения этих песчаных коллекторов, их пористости и проницаемости является необходимым условием для извлечения из них жидких и газооб-

разных полезных ископаемых. Жидкости и газы могут также быть введены в пески. Это свойство песков используется для создания хранилищ природного газа, для закачки пресных вод в целях использования их в будущем; нагнетанием вод достигается более полное извлечение нефти.

Песчаники в виде плит или блоков используются в строительстве каменных сооружений, а в раздробленном виде — в качестве дорожных насыпей, щебня, железнодорожного балласта.

Экономические аспекты оценки песков не ограничиваются возможностью промышленного использования их самих или извлекаемых из них материалов. Образование, перемещение и отложение песков являются объектами изучения для специалистов по инженерной геологии и геоморфологии, особенно тех, которые имеют дело с процессами эрозии берегов и строительством портовых сооружений. При решении инженерных проблем по укреплению береговых зон необходимо иметь представление об особенностях поведения песков, т. е. что именно происходит: образование наносов, наращение объема песков или их размыв, ведущий к дефициту песков. Подобным образом для закрепления дюн и предотвращения наступления песков на обрабатываемые земли, леса, дороги и другие сооружения также необходимо знание геологии песков. Многие проблемы речного хозяйства тоже связаны с песками.

Всем троим авторам изучение песков по сравнению с другими осадками представляется наиболее интересным и благодарным занятием. Пески лучше поддаются изучению, чем сланцы, и играют более важную роль, чем сланцы или известняки, в установлении источника сноса, в определении направления древних течений и в палеогеографических реконструкциях. Если бы нужно было выбрать какую-либо одну литологическую разновидность пород для воссоздания геологической истории Земли, следовало бы, конечно, выбрать песчаники, так как они относятся к числу более древних образований, чем известняки, менее подвержены диагенетическим изменениям, чем сланцы и карбонатные породы, и широко распространены на всех континентах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Bagnold R. A.*, The physics of blown sand and desert dunes, 265 p., London, Methuen, 1941.
2. *Blatt H.*, Determination of mean sediment thickness in the crust, a sedimentologic model, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 255—262, 1970.
3. *Boswell P. G. H.*, Sands: considered geologically and industrially, under war conditions, Inaugural Lecture, 38 p., Univ. Liverpool Press, 1919.
4. *Cayeux L.*, Structure et origine des grès du Tertiare parisien, Etudes des gites minéraux de la France, 160 p., Paris, Impr. Nationale, 1906.
5. *Cayeux L.*, Les roches sédimentaires de France, Roches siliceuses, 774 p., Paris, Impr. Nationale, 1929.
6. *Clarke F. W.*, The data of geochemistry (5th ed.), 841 p., U. S. Geol. Survey Bull., **770**, 1924.
7. *Colton G. W.*, The Appalachian basin — Its depositional sequences and their geologic relationships, in: *Fisher G. W., Pettijohn F. J., Reed J. C., Weaver K. N.*, eds., Studies of Appalachian geology, central and southern, 5—47, New York, Interscience Publ. 1970.
8. *Dake C. L.*, The problem of the St. Peter sandstone, Univ. Missouri School Mines and Metall. Bull. (tech. ser.), **6**, 158 p., 1921.
9. *Emery K. O.*, Geologic background, in: The Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States, U. S. Geol. Survey Prof. Paper **529** — A, A1-A23, 1966.
10. *Füchtbauer H.*, Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen, Eclogae géol. Helvetiae, **57**, 157—298, 1964.
11. *Gilligan A.*, The petrography of the Millstone Frit of Yorkshire, Geol. Soc. London Quart. Journ., **75**, 251—294, 1920.

12. *Goldman M. I.*, Petrographic evidence on the origin of the Catahoula Sandstone of Texas, Am. Journ. Sci., ser. 4, **39**, 261—287, 1915.
13. *Goldschmidt V. M.*, Grundlagen der quantitativen Geochemie, Fortschr. Min. Krist. Petrogr., **17**, 112—156, 1933.
14. *Hadding A.*, The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden: Part III, The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden, Lunds. Univ. Årsskr., N. F., Avd. 2, № 3, 287 p., 1929.
15. *Holmes A.*, The age of the earth, 196 p., London, Nelson, 1913.
16. *Horn M. K., Adams J. A. S.*, Computer-derived geochemical balances and element abundances, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 279—290, 1966.
17. *Kay M.*, North American geosynclines, Geol. Soc. Am. Mem. **48**, 143 p., 1951.
18. *Krynine P. D.*, Petrology and genesis of the Third Bradford Sand Pennsylvania State College Bull., **29**, 134 p., 1940.
19. *Krynine P. D.*, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks, Journ. Geol., **56**, 130—165, 1948.
20. *Krumbein W. C.*, Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments, Journ. Sed. Petrology, **6**, 35—47, 1936.
21. *Kuenen Ph. H.*, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth, Am. Journ. Sci., **239**, 161—190, 1941.
22. *Kuenen Ph. H.*, Sand — its origin, transportation, abrasion and accumulation, Geol. Soc. S. Africa, Annexure, **62**, 33 p., 1959.
23. *Leith C. K., Mead W. J.*, Metamorphic geology, 337 p., New York, Henry Holt, 1915.
24. *Mackie W.*, The sands and sandstones of eastern Moray, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **7**, 148—172, 1896.
25. *Mackie W.*, The felspars present in sedimentary rocks as indicators of contemporaneous climates, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **7**, 443—468, 1899.
26. *Mead W. J.*, Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks, Journ. Geol., **15**, 250, 1907.
27. *Milner H. B.*, An introduction to sedimentary petrography, 125 p., London, Murby, 1922.
28. *Milner H. B.*, Sedimentary petrography, **1**, 643 p., Methods in sedimentary petrography, **2**, 715 p., Principles and applications, New York, Macmillan, 1962.
29. *Poldervaart A.*, Chemistry of the earth's crust, in: *Poldervaart A.*, ed., Crust of the earth — a symposium, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **62**, 119—144, 1955.
30. *Potter P. E., Pettijohn F. J.*, Paleocurrents and basin analysis, 296 p., Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer, 1963.
31. *Raeburn C., Milner H. B.*, Alluvial prospecting, 478 p., London, Murby, 1927.
32. *Ronov A. B.*, Probable changes in the composition of sea water during the course of geologic time, Sedimentology, **10**, 25—43, 1968.
33. *Ronov A. B., Migdisov A. A., Barskaya N. V.*, Tectonic cycles and regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeographic environments of sedimentation of the Russian platform, Sedimentology, **13**, 179—212, 1969.
34. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И.*, Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород, в кн.: Химия земной коры, **1**, «Наука», М., 1963.
35. *Russell R. J.*, Where most grains of very coarse sand and gravel are deposited, Sedimentology, **11**, 31—38, 1968.
36. *Schuchert Ch.*, Geochronology or the age of the earth on the basis of sediments and life, in: The age of the earth, Bull. Nat. Research Council, **80**, 10—64, 1931.
37. *Shepard F. P.*, Nomenclature based on sand-silt-clay ratios, Journ. Sed. Petrology, **24**, 151—158, 1954.
38. *Смирнов В. И.*, ред., Геология россыпей, сб. статей, «Наука», М., 1965.
39. *Sorby H. C.*, On the structure and origin of the Millstone-Grit of South Yorkshire, Proc. West Yorkshire, Geol. Soc., **3**, 669—675, 1859a.
40. *Sorby H. C.*, On the structures produced by the current present during the deposition of stratified rocks, The Geologist, **2**, 137—147, 1859b.
41. *Sorby H. C.*, On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks, Pres. address, Geol. Soc. London Proc., **35**, 1879, 56—77, 1880.
42. *Trask P. D.*, Origin and environment of source sediments of petroleum, 323 p., Houston, Gulf Publ. Co., 1932.
43. *Trefethen J. M.*, Classification of sediments, Am. Journ. Sci., **248**, 55—62, 1950.
44. *Udden J. A.*, Mechanical composition of clastic sediments, Geol. Soc. Am. Bull., 25, 655—744, 1914.
45. *Wentworth C. K.*, Method of computing mechanical composition types of sediments, Geol. Soc. Am. Bull., **40**, 771—790, 1929.
46. *Wentworth C. K.*, Fundamental limits to the sizes of clastic grains, Science, **77**, 633—634, 1933.
47. *Wickman F. F.*, The «total» amount of sediment and the composition of the «average igneous rock», Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 97—110, 1954.

# Часть I

## ВАЖНЕЙШИЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНИКОВ

Минералогия, структура и текстура осадков являются наиболее существенными объектами при изучении любых осадочных пород, будь то известняки, угли, эвапориты или песчаники. В самом широком смысле эта триада включает именно те свойства, которые каждому начинающему необходимо изучить в первую очередь.

Мы поместили характеристику этих важнейших свойств осадков в первой части, отдавая себе отчет в том, что опытный исследователь сможет бегло ознакомиться с изложенным материалом, тогда как менее опытный извлечет для себя пользу при внимательном чтении текста. Вполне вероятно, что минералогия, структура и текстура осадков не являются самыми увлекательными аспектами учения о песках, но совершенно несомненно, что они принадлежат к самым фундаментальным его разделам.

## Глава 2

# МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

### ВВЕДЕНИЕ

Песчаники представляют собой смесь минеральных зерен и обломков пород, образовавшихся за счет естественной дезагрегации продуктов эрозии всех типов пород. Все разнообразие пород данной питающей провинции может быть представлено в осадочных продуктах, поэтому теоретически число минеральных видов, обнаруженных во всех песках и песчаниках, должно совпадать с общим количеством известных минералов. Более того, можно ожидать, что в каждом отдельно взятом образце песчаника будет обнаружено большое количество минералов, так как даже при беглом взгляде на геологическую карту можно видеть, что в пределах среднего речного бассейна развиты породы, содержащие разнообразный набор минералов. На самом же деле эти ожидания не оправдываются, ибо наиболее распространенные минералы песчаников принадлежат к ограниченному числу основных минеральных групп; обнаруженные разновидности тяжелых минералов чаще всего присутствуют в ничтожных количествах, и общий их список не так уж велик. Очевидно, процессы, определяющие минеральный состав песчаников, намного сложнее, чем простое смешение материала, поступающего из различных областей сноса. Несоответствие между наблюдаемыми и теоретически возможными комбинациями минералов весьма значительно.

Минералы могут быть уничтожены или преобразованы в процессе выветривания в областях сноса, при транспортировке к местам осадконакопления и в ходе диагенеза. Поскольку минеральный состав песчаников определяется в основном источниками сноса и лишь частично преобразуется процессами седиментации, именно его изучение дает реальные возможности для реконструкции происхождения песков, с учетом тектоники и климата, а также влияния направления и дальности транспортировки и, наконец, химического привноса вещества в процессе седиментации и диагенеза.

Минералы могут исчезать в ходе выветривания, непосредственно в области сноса. Наиболее обычный путь — это химическое разложение или преобразование. Полевые шпаты в процессе выветривания могут превратиться в каолинит или промежуточные продукты; пироксены и амфиболы чаще всего просто растворяются и переносятся в виде растворенных ионов. Наоборот, некоторые минералы, такие, как кварц, очень слабо растворимы и выносятся из материнских пород обычно не претерпевшими изменений ни в количественном, ни в качественном отношении. Поэтому песчаники очень часто являются остаточным продуктом химического выветривания. Чем продолжительнее или интенсивнее проявляются эти процессы, тем меньше будет походить остаток на первоначальную смесь исходных пород. Поэтому мы можем по количеству исчезнувших неустойчивых минералов судить об интенсивности выветривания в области сноса.

Перенос минералов из области питания в бассейн осадконакопления, где происходит их отложение, сопровождается также и их истира-

нием. Особо важным свойством минералов является их *избирательная способность к истиранию*, в результате чего зерна более мягких минералов приобретают меньшие размеры по сравнению с более твердыми или же оказываются более окатанными, чем обломки твердых минералов. Некоторые минералы настолько мягки, что не могут выдержать длительной транспортировки в виде песчаных зерен; их перенос к месту отложения осуществляется преимущественно в составе алевритовой или глинистой фракции. Влияние транспортировки проявляется также и в сортировке зерен в зависимости от их формы. Изменение степени воздействия этого фактора приводит к тому, что пески, возникшие из одного и того же источника, отличаются по минеральному составу и структуре в разных частях бассейна седиментации.

И наконец, минеральный состав песчаников может быть коренным образом изменен процессами растворения, переотложения и под влиянием других изменений в процессе диагенеза. Неустойчивые минералы могут исчезать полностью или частично. Путем осаждения из растворов могут образоваться новые минералы, особенно карбонаты. Если удается распознать и учесть влияние диагенетических процессов на состав породы, то можно восстановить, каким мог быть первоначальный состав песков.

Кроме процессов, ведущих к исчезновению или появлению минералов в песках, существуют и другие; в частности, в результате простого смешения могут образоваться песчаники, коренным образом отличающиеся по составу от исходных пород. Так, многие эродируемые области сложены разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами; при их размыве минералы всех этих пород смешиваются. Некоторые минералы, такие, как оливин и пироксен, несмотря на их значительную распространенность в ряде специфических типов изверженных и метаморфических пород, не имеют широкого распространения в усредненных валовых составах обломочных пород. Так, оливин, являющийся иногда главным породообразующим минералом и составляющий до 30% некоторых основных пород, обычно так сильно разбавляется другими минералами, что его содержание редко превышает 1—2% даже в составе практически не подвергающихся выветриванию песков. Полевые шпаты, так же как и кварц, напротив, настолько обильны и распространены в таком большом числе пород, что их исчезновение за счет простого смешения и разбавления невозможно.

Если принять во внимание, что многие осадки могут содержать материалы, переотложенные из более древних отложений, мы должны будем констатировать, что процесс *осадочной дифференциации*, т. е. разделение обломков по размеру и составу в ходе выветривания и транспортировки, может продолжаться в течение одного или нескольких осадочных циклов. Некоторые процессы, сопровождающиеся потерей или накоплением отдельных минералов, могут активно проявиться в течение одного цикла; другие процессы, как, например, окатывание зерен при истирании, нуждаются в неоднократном повторении циклов, прежде чем их воздействие станет заметным. Проблема интерпретации минерального состава осадков заключается в том, чтобы отличить результаты воздействия последнего цикла выветривания, транспортировки, отложения и диагенеза от длительного влияния этих же факторов в предшествующих циклах.

Размер кристаллов минералов в исходных породах определяет формирование либо мономинеральных песков, либо песков, состоящих из обломков пород. Мелкокристаллические изверженные, метаморфические или осадочные материнские породы, в которых размер зерен или кристаллов меньше размера зерен песка, т. е. 1/16 мм в диаметре, по-

ставляют для образования песчаников только обломки пород. Более грубозернистые исходные породы будут поставлять в осадки в основном зерна минералов, однако в зависимости от соотношений их размеров в исходных породах и образующихся песчаниках в последних могут встречаться и обломки исходных пород. Поэтому чем крупнее зерна в песчаниках, тем вероятнее обнаружение в них обломков пород и тем достовернее можно распознать особенности литологии питающей провинции. Обломки пород, состоящие из 2—3 кристаллов, редки. В составе песчаных зерен обычно присутствуют обломки пород либо в виде сростков из многих минеральных зерен, либо в виде отдельных минеральных зерен. Обломки пород, подобно минералам, могут исчезать за счет разложения или истирания до очень тонких частиц и осаждаться в составе илистой фракции. Например, если кварциты являются единственными обломками пород в грубозернистых кварцевых песчаниках, то это еще не означает, что исходными породами для этих песчаников служили только кварциты. В питающей области могли эродироваться и другие породы, в дальнейшем выведенные из категории песков за счет механических или химических процессов. Таким образом, мы вновь сталкиваемся с теми же проблемами, что и в случае минералов: отсутствие минералов или обломков пород может быть обусловлено либо их отсутствием в области сноса, либо их уничтожением в процессе выветривания и транспортировки. Чем больше мы знаем об общих закономерностях осадочного процесса и об особенностях процессов осадконакопления в конкретных геологических ситуациях, тем легче выбрать правильный путь воссоздания геологической истории.

Расшифровка особенностей минералогии песчаников зависит прежде всего от правильной интерпретации генетической принадлежности слагающих их минералов. К примеру, простое перечисление присутствующих в породах минералов в сущности ничего не дает; вместо этого необходимо выделение групп первичных обломков, цементирующих минералов и минералов, образующихся в процессе постседиментационных преобразований.

Различия между минералами «обломочными» и «хемогенными» имеют генетический смысл и позволяют разграничивать обломочные и хемогенные породы. Как правило, петрографы различают окатанность зерен, которая указывает на их обломочное происхождение, от кристаллических структур роста, свидетельствующих о хемогенном генезисе минералов. Мы различаем минералы лишь слегка растворяющиеся в воде, такие, как обломки силикатов, и минералы, хорошо растворимые в воде, такие, как хемогенные карбонаты. Однако для некоторых минеральных видов не существует четких различий по признаку растворимости, поскольку они являются и обломочными и хемогенными одновременно в пределах одной и той же породы. Например, окатанные зерна обломочного кварца могут быть сцементированы химически осажденным вторичным кварцем. В то же время известны карбонатные и гипсовые пески, обладающие всеми признаками кластических силикатных песков. Глинистые минералы обладают в некоторой степени признаками как обломочных, так и хемогенных минералов. Следовательно, различия между группами «обломочных» и «хемогенных» пород базируются главным образом на геометрии конкретных зерен. На диаграмме (фиг. 2-1) показаны соотношения между двумя минеральными группами: обломочной и хемогенной. Полезность подобного разделения заключается в том, что обломочные минералы отражают влияние ранее образованных пород области питания, подвергшихся эрозии, транспортировке и диагенетическим преобразованиям, тогда как минералы хемогенной группы позволяют реконструировать обстановку седиментации и диагенеза.

Фиг. 2-1. Происхождение минералов в песчаниках.

С несколько иных позиций подходят к рассмотрению минералов, слагающих песчаники, геологи, определяющие радиоактивными методами средний возраст цирконов или других минералов [112]. Поскольку самые молодые детритовые минералы в осадках не могут быть моложе самих осадков и поскольку в области сноса может присутствовать широкий набор более древних пород самого разного возраста, очевидно, что определения возраста по радиоактивности обломочных минералов дадут нам лишь какой-то средний возраст. Возраст исходных пород, на который мы опираемся, с точки зрения «радиоактивных событий» может соответствовать скорее определенным проявлениям метаморфизма, чем началу кристаллизации самой исходной породы. Метод датировки обломочных минералов опирается на множество допущений и сопряжен с трудностями выделения минералов. Главное допущение, состоящее в том, что на ассоциации обломочных минералов не оказывают влияния диагенетические процессы, как мы знаем, не всегда справедливо. Херли и его коллеги [66] продемонстрировали, что возрасты слюд и иллитов в осадках Атлантического океана, по-видимому, слишком малы и что это связано с присутствием диагенетического иллита. Такие диагенетически возникающие материалы имеют более юный возраст, чем сами осадки, и влияют на их средний возраст, определяемый по сумме обломочных и диагенетических минералов, в сторону его омоложения. Есть надежда, что с помощью новых, более точных методов мы сможем датировать диагенетические процессы по отношению ко времени формирования осадка. Но существует также возможность использования возрастных определений песчаников для установления возраста питающих провинций, как это было осуществлено Брукинсом и Воссом [16]; ими было показано, что материал пенсильванских песчаников Канзаса, как пластовых, так и русловых, имеет возраст от среднего до нижнего девона.

Вплоть до настоящего времени минеральный состав песчаников практически определяется только с помощью поляризационного микроскопа, хотя ставшие в последнее время широко доступными методы рентгеновской дифрактометрии могут быть также использованы для диагностики минералов. Оптические методы позволяют точно и быстро

определять разновидности полевых шпатов, карбонатов и некоторые доступные для диагностики тяжелые минералы только при условии затраты больших усилий [91]. Исследования рентгеновскими методами дают дополнительную информацию об особенностях структуры и состава изучаемых минералов, недоступную для оптических методов. При выполнении многих работ по геохимии осадочных пород появляется необходимость в более точной диагностике минералов и определении химического состава присутствующих минеральных фаз. Одним из новейших инструментов, используемых для этой цели, является электронный микрозонд, или микроанализатор. Он представляет собой рентгеновскую спектральную установку, в которой пучок электронных лучей направляется на поверхность прозрачного или полированного шлифа (а не на медную или какую-либо другую пластинку, как при рентгеновской дифракции). Химические элементы минералов исследуемых пород под действием потока электронов возбуждаются и начинают испускать рентгеновские лучи. Рентгеновское излучение, характерное для каждого из элементов, находящихся в точке (диаметром $\sim$1 мкм) поверхности исследуемого образца, облучаемой пучком электронов, оказывается достаточным для количественного определения элементов. Исходя из таких количественных определений химического состава, можно рассчитать минеральный состав. Общие принципы применения электронных микроанализаторов описаны Бирксом [10]. Более подробно возможности применения микроанализаторов для анализа породообразующих минералов описаны Суитманом и Лонгом [109].

Внешний облик песчаников в значительной мере определяется минеральным составом. Чистые кварцевые арениты, сложенные практически одним кварцем, обладают белой или светло-серой окраской. Разновидности тех же песчаников, которые содержат аутигенные выделения кварца, часто идиоморфные, называют «искристыми» песчаниками за их яркий блеск. Песчаники, богатые обломками пород и глинистых минералов, имеют различные оттенки серого, зеленовато-серого и темно-серого цвета. Граувакки, отчасти благодаря их тонкозернистости, обладают весьма темной окраской. Издавна геологи обращали внимание на красноватые или коричневатые оттенки некоторых песчаников, что связывалось с присутствием железистых минералов, чаще всего с рубашками гематита или лимонита на зернах силикатных минералов. Окраска некоторых песчаников может быть использована для их идентификации. Окрашенные песчаники принимают в качестве маркирующих горизонтов при проведении стратиграфических исследований. Значительно менее эффективно применение цветовых характеристик для изучения минерального состава, структуры и других свойств пород.

В приведенном ниже описании разделение минералов на две группы — обломочных и необломочных — базируется на преобладающих формах их нахождения, поэтому все минералы кремнезема рассмотрены в группе обломочных, хотя известно, что часть из них может иметь вторичное, хемогенное, происхождение.

## ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

**Минералы кремнезема.** Только одна полиморфная модификация кристаллического $SiO_2$ — низкотемпературный кварц — является термодинамически устойчивой в условиях осадконакопления и принадлежит к числу наиболее распространенных минералов песчаников [102, 37]. Другие полиморфные разновидности кремнезема — тридимит и кристобалит — встречаются редко. Материал из осадков был отнесен к кристобалиту на основе некоторого сходства его дифрактограммы с

дифракционной картиной кристаллической формы кристобалита [110]; другие сходные образования, особенно те, которые встречаются в очень молодых или современных осадках, обычно после детальных исследований оказываются разновидностями аморфного кремнезема или опала. Многие опалы и кремнеземистые стекла, хотя и имеют общие черты со структурой кристобалита на отдельных микроучастках, не обнаруживают периодичности более чем в нескольких элементарных ячейках и поэтому не могут быть отнесены к истинным кристобалитам. Разновидности аморфного кремнезема, включая опал, кремнистые натеки, кремнеземистое стекло (лешательерит) и другие, распространены в древних и современных песках в районах развития вулканогенных пород, но в большинстве песчаников невулканического происхождения присутствует только халцедон (черт). Практически во всех древних породах дотретичного возраста халцедон, по данным рентгеновского изучения, состоит из микрокристаллических агрегатов кварца [82, 35]. Аномально низкие показатели преломления и двупреломления халцедонов под микроскопом обусловлены волокнистой структурой кварца и присутствием заполненных водой пор, легко различимых под электронным микроскопом. Некоторые третичные породы содержат опаловый (аморфный) кремнезем [38], который, по-видимому, со временем превращается в более устойчивый микрокристаллический кварц. Аморфный кремнезем может образоваться как продукт девитрификации вулканического пепла, возникнуть в виде мелких секреционных выделений неправильной формы растительного происхождения (опаловых фитолитов) [5] или же сформироваться за счет твердых остатков диатомовых водорослей, радиолярий и кремнистых губок. Имеется лишь одно указание на осаждение кристаллического кварца в современных условиях на поверхности Земли при низкой температуре в марганцовых конкрециях, описанных Хардером и Меншелом [55].

Зерна кварца принадлежат к числу наиболее распространенных компонентов большинства песчаников, а поскольку кварц содержится во многих изверженных и метаморфических породах, издавна предпринимаются попытки использовать его в качестве индикатора исходных пород. Для характеристики существующих разновидностей зерен кварца часто используют термины *моно-* и *поликристаллический*. Монокристаллическими называют зерна кварца, состоящие из одного кристалла, поликристаллическими — из агрегатов кристаллов. Иногда также используют понятия *одиночные* и *составные* зерна.

Ранее всего стали использовать в качестве отличительных признаков характер волнистого погасания и типы включений [45]. Период совершенствования этой методики завершился выделением Крыниным [71] 10 разновидностей кварца в зависимости от типов включений, формы зерен, характера их погасания, особенностей границ, а также от поликристаллической природы некоторых зерен. Происхождение исходных пород (изверженные, метаморфические или осадочные) устанавливалось по определенным комбинациям этих признаков.

Блат и Кристи [13] вновь вернулись к проблеме волнистого погасания кварца и пришли к выводу о том, что в том понимании, в каком это свойство использовалось раньше, оно не пригодно для определения области сноса. Они подчеркнули необходимость использования универсального столика Федорова для определения истинного характера волнистого погасания и на основании изучения различных типов материнских пород и осадков пришли к выводу, что единственными породами, содержащими значительную долю кварца без волнистого погасания, являются вулканические экструзивные породы и кварцевые аренитты палеозойского и докембрийского возраста. Ими было установлено,

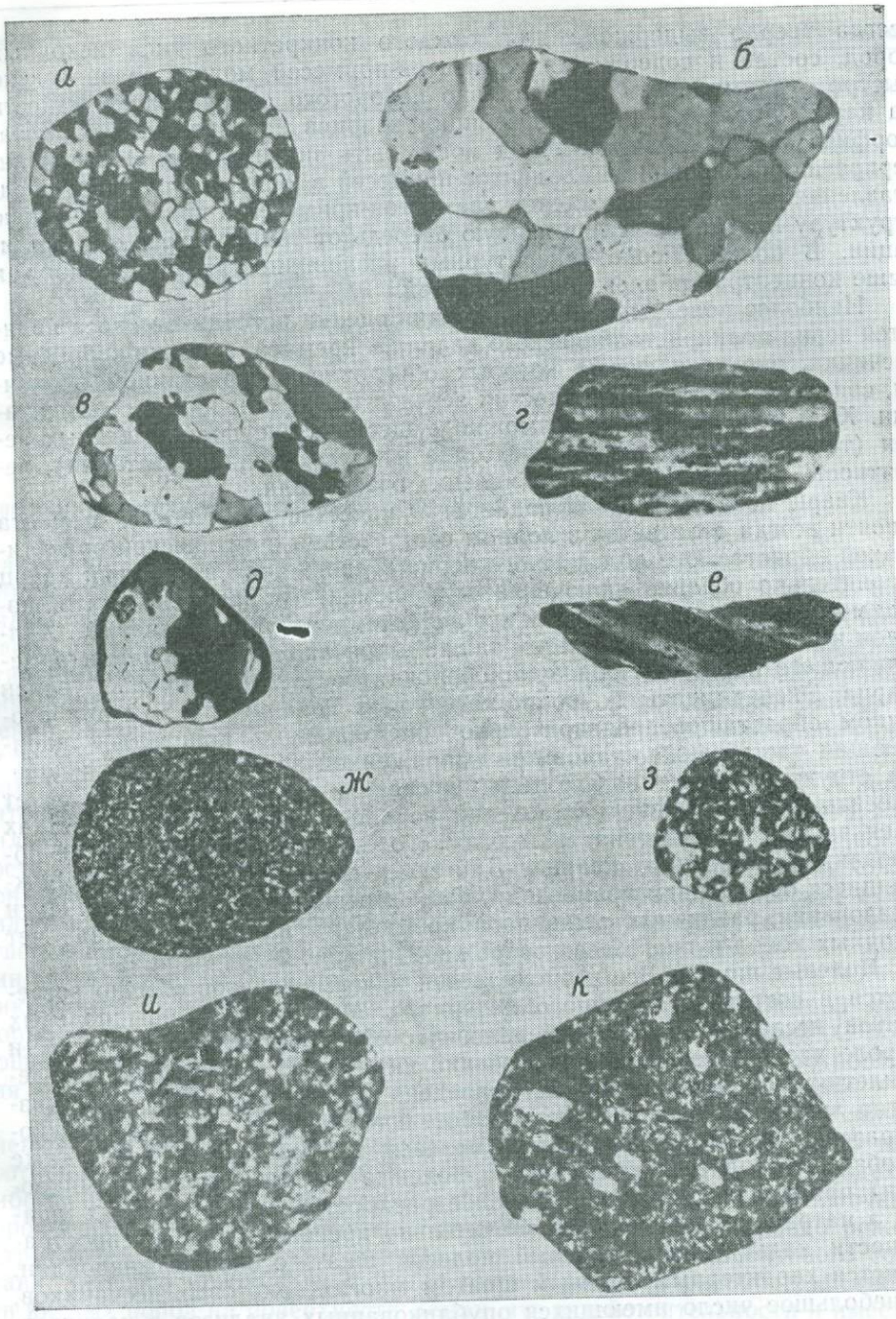
что волнистое погасание является лишь оптическим проявлением напряженного состояния кристаллов и что большинство пород подвергалось в той или иной мере воздействию деформирующих усилий либо в процессе кристаллизации, либо после своего образования. Поскольку вулканические экструзивные породы составляют лишь относительно небольшую долю в общем объеме предполагаемых исходных для аренитов пород, то маркирующая роль волнистого погасания в общем теряет свое значение, за исключением случаев формирования вулканокластических песков в эвгеосинклинальных поясах. Объяснение того факта, что кварц в более древних аренитах ненапряженный, заключается, по мнению Блата и Кристи, в большей термодинамической устойчивости ненапряженных зерен по сравнению с напряженными. Поэтому вероятность истирания напряженных зерен во время транспортировки в ходе неоднократно повторявшихся циклов седиментации гораздо больше.

Поликристаллические кварцевые зерна возникают при разрушении изверженных и метаморфических пород, кварцитов, песчаников и кремнистых сланцев (фиг. 2-2), хотя последние из-за их тонкозернистой структуры обычно рассматриваются отдельно. Если исключить многие микрокристаллические кремни, то даже и в этом случае генетические различия между поликристаллическими кварцевыми зернами не могут быть полностью выявлены на основании оптических свойств, таких, как сутурные линии контактов зерен, включения, форма и размер кристаллитов. Примером исследований подобного типа является изучение размеров и формы кристаллитов, предпринятое Блатом [12], который пытался отличить поликристаллические кварцевые зерна гнейсов от таких же зерен гранитов. Однако частичное совпадение характеристик является главной помехой в решении этого вопроса.

В хорошо сортированных, преимущественно кварцевых песчаниках с совершенной окатанностью зерен поликристаллический кварц встречается гораздо реже, чем в песчаниках, обогащенных плохо окатанными зернами полевых шпатов и обломками пород. По-видимому, он намного легче разрушается абразией, чем монокристаллический кварц. Тем не менее зерна поликристаллического кварца можно использовать как надежный критерий при картировании петрографических провинций. Они служат хорошим примером того, как можно удачно использовать различия в типах обломочных материалов даже в том случае, если их истинный источник и не совсем ясен (см. гл. 8).

Имеется ряд исследований различных типов кварца химическими методами, однако они использовались очень редко с целью систематического изучения распространенности этих типов в пределах конкретных бассейнов осадконакопления. В целом недостатком химических методов исследования является большая их продолжительность, трудоемкость и стоимость в сравнении с оптическими методами.

Определенную пользу может принести изучение включений, но эта процедура сложна и требует больших затрат и времени. Была предпринята попытка изучить распределение элементов-примесей в различных разновидностях кварца с помощью спектральных методов и, кажется, установлено существование определенных различий [30]. Применение метода катодолюминесценции в петрографических исследованиях [107, 106] может принести значительную пользу в качественном и количественном определении элементов-примесей в различных типах кварцевых зерен песчаников. Люминесценция в значительной мере является функцией количества и вида элементов-примесей, захваченных кварцем во время кристаллизации. Намечается зависимость состава элементов-примесей от состава исходных пород, и, хотя такая связь не




Фиг. 2-2. Образцы поликристаллических зерен кварца и кремнистых сланцев (источники разные).

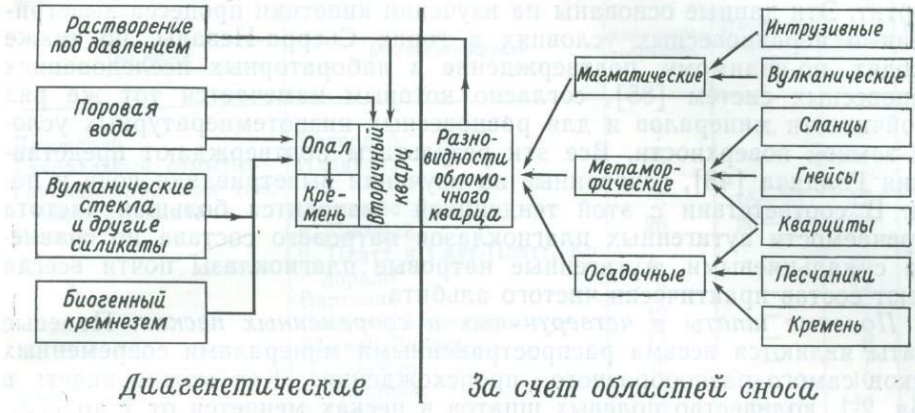
*а, б* — поликристаллические равномернозернистые агрегаты кварца с преимущественно прямолинейными контактами зерен (полигональный кварц), ×80 и ×120; *в* — поликристаллический агрегат зерен кварца удлиненной формы со слегка волнистыми контурами, ×40; *г* — поликристаллический агрегат кварца с хорошо выраженной ориентировкой удлиненных кристаллов, часть которых образует плотно сцепленные сростки с зазубренными краями (сутуры), ×40; *д* — поликристаллический мозаичный агрегат тесно сросшихся крупных кристаллов, ×40; *е* — «псевдополикристаллический» агрегат зерен кварца, на деле представляющий собой монокристаллическое выделение кварца с явно выраженными зонами волнистого погасания, ×40; *ж* — тонкозернистый кремнистый сланец, ×40; *з* — крупнозернистый кремнистый сланец, ×80; *и* — спикулитовый кремнистый сланец, ×120; *к* — зерно алевритистого кремнистого сланца.

всегда твердо выдержана для каждого конкретного типа исходных пород, состав и содержания элементов-примесей можно сравнительно быстро с применением относительно недорогого оборудования нанести на карту. Различия в люминесценции кварцев из изверженных, метаморфических и осадочных пород могут быть значительны. Основой интерпретации содержаний элементов-примесей в кварцах являются представления о том, что вхождение элементов-примесей в кристаллическую структуру кварца зависит в первую очередь от температуры кристаллизации. В более высокотемпературных разновидностях шире набор и выше концентрации элементов-примесей.

Наиболее полезными с точки зрения оценки источников сноса являются зерна поликристаллического кварца и кремней, а также кварцевые песчинки, округлая форма которых обусловлена нарастанием оболочки, свидетельствующей об участии зерен в повторном цикле седиментации. Хотя теоретически и возможно существование полицикличных зерен (тех, на которых запечатлено два и более цикла нарастания), вероятность обнаружения такого явления очень мала.

Кварц повсеместно наблюдается в качестве химического цемента и почти всегда отлагается в полном соответствии с оптической ориентировкой обрастаемого обломочного зерна. Такого рода вторичный кварц сравнительно обеднен включениями и элементами-примесями, что, повидимому, является следствием его низкотемпературного генезиса. Халцедон и опаловидный кремнезем также встречаются в виде цемента, заполняющего поры, или образуют оболочки вокруг обломочных зерен кварца. Эксперименты по росту кристаллов показывают, что при вторичном обрастании предварительно напряженных кристаллов нарастающая часть также становится напряженной вследствие унаследования структуры кристалла-хозяина. В связи с этим не всегда следует относить существование напряжений во вновь образованных участках зерен за счет воздействия тектонического стресса на породу после образования аутигенного кварца. Диагенетические процессы, сопровождающиеся осаждением кремнезема, рассмотрены детально в гл. 10. Пути образования различных минералов кремнезема в песчаниках за счет исходных пород и диагенеза изображены на фиг. 2-3.

**Полевые шпаты.** Все разновидности полевых шпатов обычно встречаются в составе обломочного материала. Минералы группы полевых шпатов исследовались с минералогической, кристаллографической и петрологической точек зрения особенно интенсивно в последние два десятилетия; полное их описание приведено Диром и др. [26]. Хотя известно лишь ограниченное число работ, посвященных петрографическому разграничению разновидностей полевых шпатов, тем не менее даже их обзор позволяет считать, что К-полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) принадлежат к числу наиболее распространенных полевых шпатов, а натриевые плагиоклазы значительно превосходят по распространенности кальциевые. Калиевый полевой шпат, особенно микроклин, является характерным полевым шпатом многих аркозовых песчаников, но небольшое число имеющихся опубликованных анализов с количественным соотношением разновидностей К-полевых шпатов в песчаниках показывает меньшую распространенность микроклина по сравнению с ортоклазом. Это нельзя объяснять погрешностями идентификации, ибо микроклин обычно характеризуется четко выраженным и легко узнаваемым двойникованием. Тем не менее многие авторы, которые не проводили количественных измерений, считают наиболее распространенной разновидностью микроклин. Едва ли можно сомневаться, что натровые разновидности полевых шпатов количественно преобладают; они являются единственным представителем полевых шпатов многих граувакк.




Фиг. 2-3. Происхождение кремнистых минералов в песчаниках.

Какие-либо количественные оценки содержаний наиболее кальциевых плагиоклазов — битовнита и анортита — не проводились. В целом, по-видимому, количество несдвойникованного К-полевого шпата в общей массе полевых шпатов недооценивается, так как он уверенно диагностируется микроскопически лишь при применении методики окрашивания. Хорошо известно, что в песчаниках могут присутствовать одновременно полевые шпаты самых разных составов; это коренным образом отличает их от метаморфических и изверженных пород, где в равновесных соотношениях находятся обычно только две, а если считать и пертитовые вростки, то три разновидности полевых шпатов без учета зональных кристаллов. Совместное нахождение полевых шпатов разного состава рассматривается как доказательство кластического происхождения пород, ибо любым другим породам, формирование которых, очевидно, происходило в равновесных условиях, как, например, в большинстве метаморфических и изверженных пород, такие смешанные ассоциации не свойственны. Анализы полевых шпатов с помощью электронного микрозонда позволят получить значительный объем необходимой информации относительно составов полевых шпатов в песчаниках. С помощью этого прибора возможно установить в шлифе точные соотношения калия, натрия и кальция в отдельных зернах полевых шпатов.

Относительные количества К-полевых шпатов, натровых и кальциевых плагиоклазов в песчаниках могут быть обусловлены либо их соотношением в изверженных и метаморфических исходных породах, либо их различной устойчивостью в гипергенных условиях. Достаточно хорошо известно, что плагиоклазы анортитового состава гораздо реже встречаются в материнских породах, чем плагиоклазы альбитового состава, хотя это может быть лишь функцией большей распространенности кислых пород на поверхности Земли, что в действительности и имеет место. Подобные соображения не могут быть отнесены к калиевым и натриевым полевым шпатам, поскольку относительная обогащенность щелочами может быть обусловлена только особенностями эродируемой области сноса. Следовательно, наблюдаемые различия в распространенности калиевых и натриевых полевых шпатов в песчаниках скорее всего следует объяснять различной устойчивостью минералов при выветривании. Современные исследования особенностей выветривания изверженных пород [33, 42], по-видимому, подтверждают сложившиеся на основании петрографического изучения представления о степени устойчивости полевых шпатов в этом процессе. Наибольшей устойчивостью обладает К-полевой шпат, меньшей — альбит и наименьшей —

анортит. Эти данные основаны на изучении кинетики процесса выветривания в неравновесных условиях в горах Сьерра-Невады, но также находят, по-видимому, подтверждение в лабораторных исследованиях равновесных систем [85], согласно которым намечается тот же ряд устойчивости минералов и для равновесных низкотемпературных условий земной поверхности. Все эти результаты подтверждают представления Голдича [48], основанные на изучении выветривания почв и пород. В соответствии с этой тенденцией находится большая частота встречаемости аутигенных плагиоклазов натрового состава по сравнению с кальциевыми. Аутигенные натровые плагиоклазы почти всегда имеют состав практически чистого альбита.

*Полевые шпаты в четвертичных и современных песках.* Полевые шпаты являются весьма распространенными минералами современных песков самого разнообразного происхождения. Как можно видеть в табл. 2-1, количество полевых шпатов в песках меняется от 1 до 77%. И хотя в некоторых из них содержание полевых шпатов достигает в среднем 25% и более, лишь немногие пески могут быть названы аркозовыми или субаркозовыми. Почти все эти пески содержат больше обломков пород, чем полевых шпатов, и в случае их литификации больше похожи на лититовые аренитy. Причина незначительной распространенности песков аркозового состава заключается в том, что, как правило, пески претерпевают длительный перенос из удаленных областей и образуются за счет смешения материала из разных источников. Аркозовые пески обычно возникают за счет разрушения обогащенных полевым шпатом изверженных и метаморфических пород, почти всегда располагаются вблизи областей питания и во многих случаях обладают ограниченным распространением. Но, несмотря на локальность развития, они могут достигать значительных мощностей.

Семь образцов дресвы из бассейна реки Саут-Платт, Колорадо, можно считать представительными как пример исходного материала большинства песков. Они содержат в среднем 69% полевых шпатов при равном соотношении К-полевых шпатов и плагиоклазов [60].

В речных песках содержание полевых шпатов, по-видимому, раза в два больше, чем в дюнных или пляжевых. Это может быть обусловлено или истиранием полевых шпатов при миграции дюнных и пляжевых песков, или происхождением многих из них за счет переработки и переотложения обедненных полевым шпатом реликтовых плейстоценовых песков континентального шельфа; возможно также сильное разбавление их такими песками. Важнее здесь, конечно, подчеркнуть то, что даже пески пляжей и дюн содержат ощутимые количества полевых шпатов — факт, который свидетельствует о малой вероятности образования чисто кварцевых аренитов за счет исчезновения полевых шпатов в такой обстановке. Филд и Пилки [34] определили распространенность полевых шпатов в осадках континентального шельфа юго-восточной части США и пришли к выводу, что низкое содержание этих минералов (от 3 до 5%) обусловлено тем, что реки Пидмонта дренируют глубоко измененные выветриванием породы области сноса. В противоположность этому в шельфовых осадках района Нью-Ингленд, по данным Мак-Мастера и Гаррисона [81], полевые шпаты содержатся в значительно больших количествах — от 11 до 30%. Эти осадки образуются за счет значительно менее выветрелых исходных пород, перекрытых полевошпатовыми плейстоценовыми ледниковыми образованиями.

Анализ табл. 2-1 показывает, что независимо от обстановки отложения пески северной части США являются более полевошпатовыми, чем пески южных или юго-восточных штатов. Это различие обусловлено, по-видимому, тем, что пески северных областей образуются за счет

**Содержание полевых шпатов в современных и плейстоценовых песках Северной Америки**

| Тип песка | Местонахождение | Количество образцов | Интервалы содержаний | Среднее | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| Дресвяной | Колорадо | 7 | — | 69 | [60] |
| Гляциальный, отмытый | Иллинойс | 24 | — | 14 | [122] |
| Гляциальный, тилл (песчаная фракция) | Иллинойс | 5 | 15—20 | 17 | [122] |
| Речной | р. Миссури | 26 | 26—45 | 32 | [60] |
| | р. Платт и Саут-Платт, Колорадо | 11 | — | 50 | [60] |
| | Виргиния | 3 | — | 14 | [44] |
| | Северная Каролина | 12 | — | 7 | [44] |
| | Южная Дакота | 17 | — | 5 | [44] |
| | Джорджия | 8 | — | 7 | [44] |
| | р. Иллинойс | 3 | 9—12 | 10 | [122] |
| | р. Огайо | 4 | 6—21 | 15 | [122] |
| | р. Уобаш | 2 | 17—19 | 18 | [122] |
| | р. Миссисипи, Иллинойс | 13 | 16—34 | 25 | [122] |
| | р. Миссисипи от Иллинойса до Мексиканского залива | 62 | 15—26 | 21 | [96] |
| | р. Апалачикола, Флорида | 2 | — | 6 | [67] |
| | р. Мобил, Алабама | 1 | — | 1 | [67] |
| | р. Бразос, Техас | 2 | — | 11 | [67] |
| | р. Колорадо, Техас | 1 | — | 18 | [67] |
| | р. Колумбия | 4 | — | 23 | [121] |
| | потоки Мексики | 7 | 13—28 | 18 | [120] |
| | Хакалитос-Крик, Калифорния | 1 | — | 25 | [123] |
| Пляжевый, озерный | оз. Эри | 7 | 22—28 | 25 | Pettijohn, Lundahl, 1943 |
| | оз. Мичиган | 4 | — | 14 | [122] |
| Пляжевый, морской | Квебек, Лабрадор (Гренландия) | 9 | 27—77 | 49 | Martens, 1929 |
| | Массачусетс | 17 | 1—26 | 8 | [155] |
| | Мексиканский залив: | | | | |
| | побережье Луизианы | 15 | 12—19 | 17 | [67] |
| | восточное побережье | 13 | — | <1 | [67] |
| | побережье Техаса | 14 | 8—9 | 8 | [67] |
| | Северная Каролина | 17 | — | 5 | [44] |
| | Южная Каролина | 17 | — | 5 | [44] |
| | Джорджия | 11 | — | 4 | [44] |
| | Флорида | 18 | — | 2 | [44] |
| Дюнный | Иллинойс | 47 | 8—29 | 18 | [122] |
| | Северная Каролина | 17 | — | 5 | [44] |
| | Южная Каролина | 7 | — | 3 | [44] |
| | Джорджия | 11 | — | 2 | [44] |
| | Флорида | 15 | — | 2 | [44] |
| Континентальный шельф | Юго-восток США | 80 | — | 3,3 | [34][1] |
| | То же | 67 | — | 5,2 | [34][2] |
| Итоговые данные: | | | | | |
| средний речной | | 168 | — | 22,0 | |
| средний пляжевый | | 142 | — | 10,1 | |
| средний дюнный | | 95 | — | 10,6 | |
| общее среднее | | 404 | 1—77 | 15,3 | |

[1] Фракция размером 0,250—0,364 мм.
[2] Фракция размером 0,125—0,177 мм.

переработки ледниковых наносов, песчаная фракция которых сильно обогащена полевым шпатом.

В среднем в 404 образцах речных, пляжевых и дюнных песков содержание полевых шпатов составляет 15,3%, что практически почти точно совпадает со средней величиной, полученной по 435 средним пробам песчаников с Русской платформы (табл. 2-3). Вряд ли можно сомневаться в представительности тех и других образцов. Что касается современных и плейстоценовых песков, то они, по-видимому, были перемешаны с песками ледникового происхождения и за счет этого обогащены полевыми шпатами в большей степени, чем это могло быть в других условиях.

*Полевые шпаты в древних песчаниках.* По расчетам Кларка [20] (на основании среднего валового химического состава), средний песчаник должен содержать 11,5% полевых шпатов. Лейт и Мид [74] оценили среднее содержание в 8,4%. Крынин [73] оценивает их количество в 11—12%. Данные современных количественных подсчетов показывают, что некоторые песчаники могут быть практически бесполевошпатовыми, тогда как в других полевые шпаты могут составлять более 90% основной фракции (табл. 2-2 и 2-3). Среднее содержание полевых шпатов в североамериканских песках и песчаниках, вычисленное по небольшому числу опубликованных анализов, составляет около 14%; в среднем в песчанике Русской платформы их количество равно примерно 15%.

Причины колебаний чисел, приведенных в двух таблицах, не так просто объяснить. Данные для Северной Америки показывают, что наиболее высокие содержания полевых шпатов приходятся на долю песчаников орогенных поясов, наименьшие свойственны песчаникам внутриконтинентальных районов. Большинство мезозойских и третичных песчаников образовалось за счет материалов области Береговых хребтов и Скалистых гор, тогда как палеозойские песчаники имели своими источниками внутриконтинентальные области. Они структурно и минералогически более зрелые и соответственно характеризуются меньшим содержанием полевых шпатов. Однако палеозойские песчаники орогенных поясов Аппалачей и Уошито обеднены полевыми шпатами, хотя и насыщены обломками пород. Высокие содержания полевых шпатов в некоторых песчаниках Русской платформы обусловлены влиянием тектоники, т. е. быстрым подъемом и эрозией не полностью выветрелых материнских пород; низкие содержания в других связаны с заключительными стадиями эрозионных процессов в условиях низкого рельефа и стабильного состояния земной коры [95].

*Происхождение полевых шпатов в песчаниках.* Поскольку полевые шпаты, как и кварц, повсеместно распространены в метаморфических и изверженных породах, общие сведения об этих минералах, как таковых, не представляют особой ценности для точного определения исходных пород и области сноса. Необходимо более совершенное знание состава полевых шпатов, которое может быть достигнуто оптическими и рентгеновскими методами. Однако более быстрая идентификация плагиоклазов и К-полевых шпатов достигается методом окрашивания [89]. Значение различных типов полевых шпатов для выяснения их источника отчасти базируется на ограниченности распространения некоторых из них, например санидина, являющегося высокотемпературным минералом контактово-метаморфических и вулканических пород. Микроклин в противоположность санидину широко распространен в метаморфических и интрузивных породах, но не характерен для вулканитов. Составы плагиоклазов коррелируются с химическими составами метаморфических и изверженных пород, но не принадлежат к числу диагностических признаков определенных типов пород. Неоднородность оптических

Таблица 2-2

**Содержание полевых шпатов в песках и песчаниках Северной Америки**

| Возраст | Количество формаций | Содержание полевых шпатов, % |
|---|---|---|
| Додевон | 35 | 5,1 |
| Девон — пермь | 29 | 5,8 |
| Мезозой | 12 | 25,0 |
| Третичный | 22 | 21,0 |
| Плейстоцен — современный | | 15,3 |
| Среднее (невзвешенное) | | 14,4 |

Таблица 2-3

**Содержание полевых шпатов в песчаниках Русской платформы (по Ронову [95])**

| Возраст | Количество средних проб | Содержание полевых шпатов, % |
|---|---|---|
| Докембрий | 65 | 30,5 |
| Кембрий | 18 | 16,6 |
| Силур | 14 | 9,6 |
| Девон | 177 | 8,9 |
| Карбон | 95 | 4,8 |
| Триас | 5 | 61,6 |
| Юра | 23 | 42,8 |
| Мел | 20 | 15,0 |
| Третичный | 10 | 31,1 |
| Четвертичный | 8 | 22,6 |
| Среднее | | 15,3 |

свойств полевых шпатов изучал Римсейт [93], который связал такие их особенности, как переменная или нормальная зональность, а также различные типы срастания с составом и происхождением исходных типов пород. Но так как полевые шпаты более характерны для метаморфических и интрузивных пород, чем для осадочных, их присутствие в песчаниках оказывает значительную помощь в решении ряда общих вопросов. Распространенность полевых шпатов обусловлена: 1) составом исходных пород (гл. 8), 2) процессами химического выветривания в областях питания, 3) истиранием и растворением при транспортировке и 4) растворением в процессе диагенеза [фиг. 2-4].

Связь химического выветривания в областях питания с особенностями седиментационной тектоники проявляется следующим образом. Сохранность нестойких минералов в условиях выветривания и последующая их транспортировка в бассейны осадконакопления являются функцией соотношения химического и механического выветривания в области сноса. Это отношение в общем зависит от характера рельефа. Рельеф же в максимальной степени обусловлен тектоникой. Таким образом, от кварц-полевошпатового отношения мы приходим к оценке тектонического режима области сноса, внося поправки с учетом таких факторов, как состав исходных пород и преобразования в ходе транспортировки и диагенеза. В концепциях седиментационной тектоники проявляется тенденция умалить роль климатического фактора или по меньшей мере подчеркнуть отсутствие непосредственной связи между климатом и рельефом. Относительная роль климата и тектоники (через рельеф) в процессах химического выветривания и почвообразования была предметом оживленных дискуссий [108]. По-видимому, каждый из двух факторов может быть преобладающим в определенной обстановке. Что это именно так, явствует из некоторой неопределенности отношения кварца к полевому шпату или в общем случае устойчивых минералов к неустойчивым.

Соображения о причинах исчезновения полевых шпатов и других неустойчивых минералов в результате абразии и растворения при транспортировке приведены ниже.

Существование аутигенных полевых шпатов в песчаниках отмечалось настолько часто, что этот факт почти не вызывает сомнений [87, 6]. Условия химического осаждения полевых шпатов определяются относительными содержаниями слагающих их компонентов в растворе,

Фиг. 2-4. Происхождение полевых шпатов в песчаниках.

т. е. $K^+$, $Na^+$, $Ca^{2+}$ и $SiO_2$, а также pH среды. Изменения концентраций этих компонентов в связи с осаждением полевых шпатов рассмотрены Гаррелсом и Крайстом [41]. Мера устойчивости полевого шпата к растворению и, следовательно, вероятность его осаждения может быть выражена через ионное отношение соответствующих щелочных металлов к водороду, что приводит к минимальной оценке содержания кремнезема в растворе. Принимая во внимание температурные коэффициенты реакции [61], так же как и геологические условия нахождения аутигенных полевых шпатов, можно предположить, что одним из определяющих факторов их образования служат несколько повышенные температуры, по-видимому связанные с умеренным или глубоким захоронением осадков.

**Слюды, хлориты и глинистые минералы.** Эти минералы удобнее всего рассматривать совместно, поскольку все они достаточно близки по химическому составу (водные алюмосиликаты) и особенностям кристаллической структуры (слоистые силикаты). Определенное сходство намечается и в формах их нахождения в песчаниках. Часто практически невозможно провести четкую границу между крупными пластинками слюд несомненно обломочного происхождения и очень тонким интерстициальным глинистым материалом многих песчаников. Тем не менее представляется целесообразным раздельное рассмотрение этих двух конечных членов ряда — крупных обломочных зерен и тонкого глинистого материала. Обе разновидности могут встречаться совместно и либо находиться в смеси друг с другом, либо распределяться в зависимости от размерности частиц. Каждая из них может также встречаться отдельно от другой.

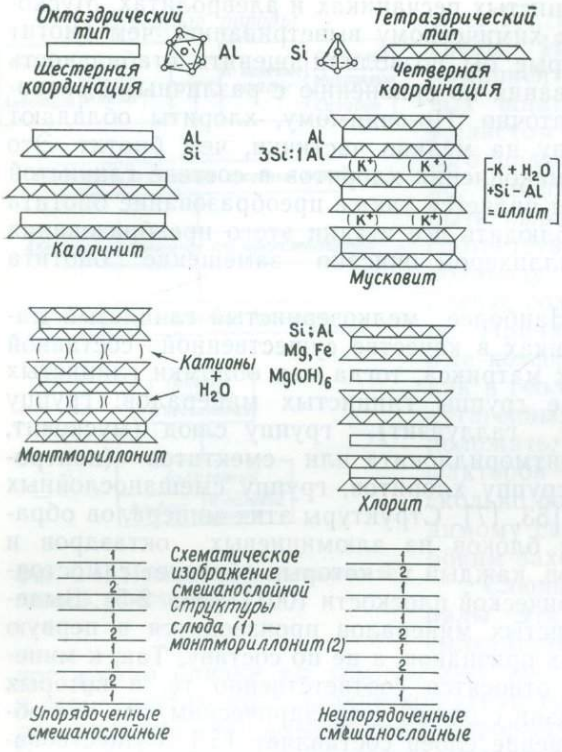
*Крупные обломочные зерна* свежего или выветрелого мусковита, биотита или хлорита принадлежат к числу обычных составных компонентов песчаников, легко диагностируемых под микроскопом. В большинстве случаев они относятся к числу второстепенных компонентов, содержание этих минералов может быть значительным. Благодаря своей тонкопластинчатой форме и соответственно меньшей скорости осаждения они ассоциируются с зернами кварца и полевых шпатов мелкопесчаной или алевритовой размерности.

В подводных конусах выноса у подножия континентального склона уже за пределами подводных каньонов отмечается обилие слюд в тонких фракциях осадка внешних зон конусов. В то же время внутренние части конуса, сложенные более грубым материалом, содержат меньше слюд. В целом они характерны для алевритов в большей степени, чем для песков. В эоценовых песчаниках Тайи в Орегоне, закартированных Ловеллом [76], наблюдается сходная картина с турбидитовыми образованиями, где слюды приурочиваются к периферическим частям формации, удаленным вниз по склону. Здесь также более грубозернистые прибрежные фации песчаников содержат меньше слюд. Присутствие хорошо окристаллизованных слюд обломочного происхождения может быть интерпретировано так же, как и присутствие полевых шпатов, но гораздо большую ценность представляет их изучение для

тех же целей в очень тонкозернистых песчаниках и алевролитах. Мусковит намного более устойчив к химическому выветриванию, чем биотит или хлорит, но данных, которые бы позволили оценить стабильность биотита к процессам выветривания по сравнению с различными разновидностями хлоритов, недостаточно. По-видимому, хлориты обладают большей тенденцией к распаду на мелкие частички, чем биотит. Это и является причиной частого накопления хлоритов в составе глинистой фракции песчаников. Обычным является также преобразование биотита в хлорит. Нередко можно наблюдать все стадии этого преобразования в одном и том же зерне. Галлихером описано замещение биотита глауконитом [40].

*Тонкозернистые глины.* Наиболее мелкозернистый глинистый материал присутствует в песчаниках в качестве существенной составной части их основной массы, или матрикса, тогда как обломки глинистых пород включают все главные группы глинистых минералов: группу каолинита (каолинит, диккит, галлуазит), группу слюд (мусковит, иллит, глауконит), группу монтмориллонита или смектитов (нонтронит, сапонит и многие др.), группу хлоритов, группу смешанослойных минералов (корренсит и др.) [53, 17]. Структуры этих минералов образованы простой компоновкой блоков из алюминиевых октаэдров и кремнекислородных тетраэдров, каждый из которых образует самостоятельные слои в кристаллографической плоскости (001) (фиг. 2-5). Выделение различных групп глинистых минералов производится в первую очередь на основе структурных признаков, а не по составу. Так, к минералам каолинитовой группы относятся соответственно те, в которых один октаэдрический слой связан с одним тетраэдрическим, так что образуются пакеты, где соотношение слоев составляет 1 : 1. Существование нескольких вариантов связи этих слоев обусловливает появление полиморфных модификаций, соответствующих таким минералам, как каолинит, диккит, накрит. Пакеты в слюдистых минералах образованы тремя слоями: октаэдрический слой располагается между двумя тетраэдрическими, соседние пакеты в свою очередь соединяются между собой межслоевыми катионами, например калием в биотите и мусковите. Хлоритовая группа минералов характеризуется таким же сочетанием пакетов, но в межслоевой позиции между пакетами расположен бруситовый слой $Mg(OH)_2$. К монтмориллонитовой группе относятся минералы с пакетами слюдистого типа, имеющие воду и катионы в межслоевом положении. В пределах каждой структурной группы возможно существование большого числа отличающихся по химизму разновидностей. Хотя многим из них присвоены названия как минералам фиксированного состава, на самом деле в каждой из этих групп допустим широкий неопределенный спектр составов. Идентификация глинистых минералов с помощью методов рентгеновской дифракции осуществляется главным образом по их принадлежности к различным структурным группам [17].

Структура глинистых минералов послужила основой для создания теории ионного обмена (обмена основаниями), процесса, в ходе которого катионы из межслоевого положения (и в меньшей степени из других позиций) могут достигать равновесного состояния с окружающей обстановкой. Так, натровый монтмориллонит, будучи помещен в обогащенный кальцием раствор, превращается в кальциевый монтмориллонит. Способность к обмену основаниями максимальная у монтмориллонитов, промежуточная у минералов иллитовой и хлоритовой групп и минимальная в каолинитовой группе. Катионы в октаэдрической позиции в течение короткого времени лабораторного эксперимента обычно не подвергаются замещению, и, следовательно, для относительно корот-




Фиг. 2-5. Типы глинистых минералов и их структурные особенности.

кого периода времени глины могут рассматриваться как устойчивые обломочные минералы, поскольку дело касается октаэдрических и тетраэдрических слоев, или как химически неустойчивые, если речь идет о межслоевых промежутках. Поэтому мы можем ожидать, что за короткое время транспортировки глинистого минерала речной и затем морской водой вплоть до его захоронения могут произойти замещения катионов только в межслоевых позициях, а также тех ионов, которые находятся на внешних ребрах и углах кристаллитов. За периоды времени, исчисляемые миллионами лет, в течение которых протекают диагенетические процессы, любые части структуры глинистых минералов могут реагировать с окружающей средой.

Современные лабораторные исследования подтверждают представления, возникшие на основании изучения шлифов, о вероятности прямого осаждения глинистых минералов из водных растворов при низких температурах и давлениях [105]. Лабораторными исследованиями также установлено, что глинистые минералы обнаруживают признаки частичного растворения и изменения уже по прошествии нескольких часов или дней [77, 103]. За период времени до шести месяцев глинистые минералы приходят почти в полное равновесие с раствором, в который они погружены. Изучение поведения глинистых минералов в речных и некоторых морских водах показало, что условия некоторого равновесия между глиной и окружающей водой устанавливаются за отрезок времени, сопоставимый с установленным при эксперименте. Возможно, что в равновесии с водой находится только поверхностный слой глин. Возникает вопрос, означает ли это, что глины, реагирующие с окружающей водной средой, — это те самые хорошо кристаллизованные глины, которые идентифицированы с помощью рентгеновской дифракции, или речь идет только о самой тонкодисперсной или аморфной фазе минеральной фракции глин, характерной, например, для многих типов почв. Эта последняя обычно не определяется рентгеном и в то же время должна быть более химически активной.

Точная диагностика глинистых минералов осуществляется в первую очередь методами рентгеновской дифрактометрии, однако при изучении в прозрачных шлифах необходимо также грубо ориентировочное определение глинистых минералов оптическими методами. Точная их идентификация в прозрачных шлифах обычно затруднена [53], хотя существуют хорошо разработанные приемы оптического изучения среднего состава глин в иммерсии [24, 53]. Процедура количественной оцен-

ки соотношений главных групп глинистых минералов (слюд, каолинита, хлоритов, монтмориллонита) включает выделение размерных фракций и отделение глинистой от песчаной, получение дифрактограмм с добавлением или без добавления этиленгликоля (для определения монтмориллонита или других «набухающих» глин), измерение площадей рентгеновских пиков и введение необходимых поправок на рассеяние рентгеновских лучей [68]. Неудобство этого анализа заключается в том, что точность его не превышает 10%, если не предпринимаются особые меры для обеспечения лучшей воспроизводимости. Для большей детальности исследований глинистых минералов применяются методы электронной микроскопии [7, 9], электронной дифракции [124] и инфракрасной спектроскопии [3]. В определении состава глинистых минералов большую помощь оказывает электронный микрозонд.

Интерпретация минералогии глин основывается на знании: 1) того, как процессы выветривания способствуют образованию глин из первичных силикатных и ранее сформировавшихся глинистых минералов; 2) природы ионного обмена и других кратковременных химических преобразований, протекающих в среде осадконакопления, и 3) всего многообразия структурных и химических изменений, которые происходят в течение длительного периода времени. Первая группа факторов связана с особенностями состава исходных пород, климатом и рельефом в области сноса; вторая — с обстановкой в бассейне осадконакопления и последующим воздействием грунтовых вод; третья является функцией длительных диагенетических преобразований. Минералогия глин могла бы стать мощным инструментом в познании всех этих процессов, если бы не то обстоятельство, что каждое преобразование ведет к частичному уничтожению следов предшествующих событий. Тем не менее при сравнительном петрологическом изучении глинистые минералы могут быть использованы для картирования петрографических провинций, для оценки различий в условиях осадконакопления и для уяснения роли процессов диагенеза.

Недавно выполненные исследования Биская [11] и ряда других ученых показали, что распределение глинистых минералов в осадках Атлантического и Тихого океанов может быть понято гораздо легче, если рассматривать его в рамках петрографических провинций обломочного материала, поступление которого в эти провинции обусловлено совместным действием ветров и океанских течений. Хотя вблизи от побережий часто происходит дифференциальная флоккуляция осадков, она не оказывает значительного влияния на границы океанских провинций и проявляется, как и следует ожидать, на прибрежных участках и в эстуариях, а не в более удаленных пелагических областях. Существует несомненная связь между климатом, характером выветривания, составом исходных пород на соседних континентах и особенностями распределения глинистых минералов на дне морей и океанов. Это не распространяется на диагенетические преобразования, которым могут подвергаться океанические осадки, например, такие, как преобразование вулканических пеплов в монтмориллонитовые глины. Тем не менее главным фактором, определяющим наблюдаемый состав глинистых минералов, служат исходные породы в области сноса. Эти выводы применимы и для интерпретации условий формирования древних пород. В древних песчаниках многими исследованиями установлено присутствие аутигенного каолинита или диккита. В одном из таких исследований [46] было со всей очевидностью показано, что каолинит имеет аутигенное происхождение и не мог быть привнесен, поскольку в соседних сланцах присутствие каолинита не обнаружено. Большая часть глинистого материала цементирующей массы в граувакках, по-ви-

димому, представляет собой вторичные, диагенетические продукты, а не первично осажденные тонкозернистые глины. Невозможность объяснить, как обычные потоки, в том числе и большинство мутьевых, могут транспортировать наряду со средне- и грубозернистыми песчаными частицами весьма значительные порции тонкозернистых глин, подтверждает представления о диагенетическом или метаморфическом происхождении последних в составе цементирующей массы (матрикса).

Условия образования и химическая стабильность различных глинистых минералов, по крайней мере в идеализированной форме, рассматривались Гаррелсом и Крайстом [41], а также и Краускопфом [70]. Как и в случае полевых шпатов, соответствующими параметрами условий их существования являются концентрации щелочных и щелочноземельных элементов, ионов водорода, кремнезема и глинозема в окружающей среде (гл. 10). Отсюда следует, что ключом к пониманию генезиса глинистых минералов в конкретных типах пород являются детальный анализ и картирование пространственного распределения глинистых минералов на больших площадях, но не попытки восстановить их генезис, основываясь лишь на особенностях состава глин в каких-то конкретных местах.

**Тяжелые минералы.** В эту группу входят различные силикаты и окислы, встречающиеся в песчаниках в небольших количествах; их суммарное содержание в породе редко превышает 1%. Сюда относят, с одной стороны, такие минералы, как турмалин и циркон, которые не встречаются в больших количествах ни в каких исходных породах, но устойчивы к процессам механического и химического выветривания, с другой — амфиболы и пироксены, которые, являясь довольно распространенными минералами многих материнских пород, обладают малой устойчивостью к процессам разрушения. Благодаря тому, что тяжелые минералы лучше других сохраняются при выветривании, транспортировке и диагенезе, а также в связи с тем, что многие из них характерны лишь для ограниченного числа генетических типов пород, эти минералы играют весьма важную роль в установлении источника сноса (гл. 8). Для двух взаимосвязанных зон: область сноса — бассейн седиментации — трудно предположить, чтобы за короткий период истории происходили синхронные изменения, которые давали бы начало различным ассоциациям тяжелых минералов, выдержанным по простиранию стратиграфического горизонта. Поэтому тяжелые минералы вряд ли можно использовать для обычной стратиграфической корреляции, так же как литологические фации вообще не могут служить маркирующими горизонтами при стратиграфических сопоставлениях. Вместе с тем весьма эффективно использование тяжелых минералов для корреляции различных фаций, поскольку они являются индикаторами рассеяния осадочного материала из определенных питающих провинций, испытывающих тектоническое развитие. С их помощью можно проследить развитие орогенной фазы в области сноса, благодаря которому происходило постепенное вскрытие осадочного покрова, метаморфической и изверженной толщ, что запечатлелось в обратной последовательности ассоциаций тяжелых минералов, наблюдаемой в песчаниках — продуктах размыва всех этих пород. Зональность тяжелых минералов в песчаниках обратна их стратиграфической последовательности в разрезе питающей провинции.

Наибольшую ценность для установления петрографических провинций и исходных типов пород приобретает исследование тяжелых минералов, дополненное структурным анализом и изучением минералов легких фракций. Тяжелые минералы играют важную роль и в геологическом картировании. Поскольку каждый минеральный вид распреде-

ляется в размерных фракциях по-разному, необходимо в каждом случае решать, сопоставлять ли весь набор тяжелых минералов, распределяющихся по всему спектру размерных фракций, или только тяжелые минералы каких-то определенных фракций. Для более точной оценки минералов тяжелой фракции может быть использовано «гидравлическое отношение» [94, 15], выражающее зависимость между размерами и плотностью тяжелых минералов. Хьюберт [64] предложил использовать циркон-турмалин-рутиловый индекс «зрелости» ассоциаций тяжелых минералов, который позволяет восстановить соотношения этих минералов в исходных породах, измененных в процессе осадочной дифференциации.

Особое внимание уделяется изучению двух наиболее распространенных минералов тяжелых фракций — турмалина и циркона — в основном с той же целью, что и при изучении разновидностей кварца, т. е. в надежде добиться более эффективных результатов в определении источника сноса. Томита [114], изучив литературу по циркону, пришел к выводу, что источником цирконов пурпурного и ярко-розового цветов могут быть только архейские гнейсы или граниты; считают, что цвет их имеет радиогенное происхождение, а глубина или интенсивность его увеличивается с возрастом. Полдерварт [90] изучал цирконы из осадочных пород в связи с их распространением в изверженных породах и нашел, что соотношение формы и размера зерен является наиболее существенным фактором: чем крупнее обломки циркона в осадочных породах, тем они более округлены; что касается редких включений резорбированных цирконов в гранитах, то чем они меньше, тем более округлая форма им свойственна. Каллендер и Фолк [19] количественно изучили свойства цирконов (в том числе цвет, удлинение и включения) из третичных песков центральной части Техаса и обнаружили, что только степень идиоморфизма может коррелироваться с другим петрологическим параметром — относительным количеством вулканогенных обломков. Крынин [72] пытался использовать цветовые различия турмалинов как основу для определения их источника, однако было установлено [25], что простая зависимость между цветом и составом турмалинов или составом и принадлежностью турмалинов к определенному типу изверженных и метаморфических пород отсутствует.

Как показано в гл. 3, округлость тяжелых минералов, как и любого обломочного зерна, можно использовать в качестве индикатора петрографической провинции на основании различий в характере истирания. Прочность и устойчивость минералов тяжелых фракций в зависимости от возраста рассмотрены в гл. 10.

**Обломки пород.** Главные типы обломков пород в песчаниках представлены: 1) глинистыми породами, включающими глинистые и шиферные сланцы, филлиты и кристаллические сланцы; 2) вулканическими породами, включая стекла; 3) кремнистыми породами в виде обломков кварца и кремнистых сланцев. Меньше распространены, хотя иногда встречаются и в изобилии, обломки карбонатных пород.

Соотношения между содержанием обломков и возрастом пород в полной мере оценены лишь недавно. Обломки пород в современных песках в прозрачных шлифах четко распознаются и легко определяются. Обломки глинистых пород, по-видимому, не могут сохраняться, как таковые, во многих древних песчаниках; они бывают сдавлены, деформированы и раздроблены более твердыми зернами, в результате чего оказываются смешанными с последними или образуют глинистый цемент (матрикс) [1]. Все типы таких деформаций могут быть обнаружены при изучении пород под микроскопом. Кажется, что в подавляющем большинстве древних песчаников происходит полное уничтожение

прежних обломков пород и смешение их с тонкозернистым глинистым цементом. Практически невозможно предложить бесспорный и полностью надежный способ восстановления прежнего облика раздробленных обломков пород, если уничтожены целиком их первоначальные очертания. Агрегаты глинистых минералов, образовавшихся в процессе диагенеза, также могут быть перемешаны с раздробленными обломками пород. Гораздо больше вероятности, что встречаются в виде определимых обломков более прочные разности глинистых пород (сильнее метаморфизованные); мягкие сланцы редко сохраняются в виде обломков песчаной размерности, а если и сохраняются, то скорее всего теряют свой первоначальный облик после отложения. Возникает вопрос об устойчивости глинистых обломков в условиях транспортировки; большая часть их в современных потоках распадается до размера алевритовых или глинистых частиц. Ряд экспериментальных данных по поведению сланцев во вращающихся барабанных установках также свидетельствует об их малой устойчивости в процессах переноса. Следовательно, мы можем сделать вывод, что обилие обломков глинистых пород в песчаниках служит указанием на близость источника этого материала. Таким образом, можно говорить об индексе уничтожения («каннибализма»), значение которого зависит от количества сохранившихся в песчанике обломков мягких глинистых пород.

В некоторых песчаниках в изобилии присутствуют обломки вулканических пород, включая и пирокласты. Они могут быть главным либо единственным составным компонентом песчаников. В обломках различаются как более древние, так и одновременные с песчаными осадками продукты вулканических извержений, происходивших в пределах бассейна осадконакопления или поблизости от него. Продукты диагенетических преобразований таких осадков обычно содержат цеолиты. Девитрификация обломков стекла в песчаниках может привести к появлению опалового цемента. Некоторые образования в равной степени можно рассматривать как вулканические породы и как песчаники, сложенные обломками вулканических пород. Вероятно, существует только смысловое различие между понятиями «туфолава как вулканическое образование» и «туфолава как осадочное образование», условия цементации которого определялись температурой формирования.

*Обломки пород в современных и древних песках.* Обломки пород широко распространены в современных песках, но их состав и даже общее количество редко специально исследовались. Данные подобного рода, полученные из литературных источников, приведены в табл. 2—4. В ряде случаев они не отличаются полнотой и относятся лишь к отдельным размерным фракциям. Если это тонкие фракции, то количество обломков пород в них явно занижено. Оригинальные анализы всего гранулометрического спектра показывают, что в отличие от полевых шпатов содержание обломков пород зависит от их размера и возрастает по мере укрупнения зерен [65, 84]. Существует также неясность относительно того, что именно следует рассматривать как «обломки пород». Поликристаллические зерна кварца, обломки кремнистых сланцев и обычных пород могут рассматриваться совместно или раздельно. В табл. 2-4 обломки кремнистых сланцев включены в категорию обломков пород.

Как и в случае с полевыми шпатами, небольшие потоки, дренирующие области со сравнительно однородной литологией, несут наибольшее количество обломков пород. Песчаные отложения более крупных рек принадлежат, по-видимому, к категории более «нормальных» осадков. Данных еще слишком мало, чтобы можно было сделать какие-либо далеко идущие выводы о содержании обломков пород в песках, накапли-

Таблица 2-4

**Содержание обломков пород в современных и плейстоценовых песках Северной Америки**

| Тип песка | Местонахождение | Количество образцов | Содержание | | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | пределы колебаний | среднее | |
| Речной | р. Миссисипи | 62 | 9—19 | 13 | [96] |
| | р. Огайо[1] | 1 | | 11 | [65] |
| | р. Миссисипи (ниже слияния с р. Миссури)[1] | 2 | 22—27 | 24 | [65] |
| | р. Колумбия[2] | 11 | | 31 | [121] |
| | Реки Мексики | 7 | 45—69 | 57 | [120] |
| | Хакалитос-Крик, Калифорния | 1 | | 40 | [123] |
| | р. Рио-Гранде, Техас | 1 | | 40 | [83][3] |
| Средний речной | | 85 | | 20 | |
| Пляжевый | оз. Мичиган[1] | 2 | | 17 | [65] |
| | Техас | 2 | | 15 | [83][3] |

[1] Данные только для фракции 1,25—2,75φ.
[2] Включена также часть фракции грубых илов.
[3] Использованы опубликованные данные.

вающихся в различных условиях. Данные Нанца [83] позволяют предполагать меньшее содержание обломков пород в пляжевых и дюнных песках, чем в речных песках одной и той же географической провинции.

Если пески крупных современных рек могут служить эталоном, то большинство песчаников должно было бы иметь состав, близкий к субаркозам или к сублитоидным аренитам (субграувакка м) со средним содержанием полевого шпата и обломков пород 15 и 19% соответственно. Относительная роль полевых шпатов и обломков пород определяется, по-видимому, условиями и составом пород питающих провинций.

Из приведенного обзора весьма ограниченного числа работ, касающихся содержания обломков пород в современных песках, со всей очевидностью следует необходимость дальнейших исследований в этом направлении. Петрографы имеют склонность концентрировать свое внимание на мало распространенных акцессорных (тяжелых) минералах песков и пренебрегают изучением минералов легких фракций. Более того, изучение составляющих пески зерен также осуществляется неодинаково. Большая часть обломков пород непрозрачна для проходящего света и практически недиагностируема, если только не делается специальных срезов. Обычно изучением таких обломков пренебрегают. Поэтому более всего сейчас необходимо изучение современных песков в шлифах; для этого следует прямо на месте ввести в песок отвердитель, а затем исследовать в прозрачных шлифах, как и древние песчаники. Таким способом мы могли бы получить сопоставимые данные для выяснения общих закономерностей образования и распределения обломков пород. Сложившееся положение особенно ненормально потому, что несмотря на изучение современных морских осадков, ценность собранных данных и анализов весьма невелика.

Распространенность и состав обломков пород в древних песчаниках, по-видимому, изучены лучше, чем в современных песках, что связано главным образом с использованием шлифов при исследовании этих затвердевших песков. В табл. 12-3 приведены некоторые данные

о пределах колебаний в среднем содержании обломков пород в Аппалачских песчаниках.

Содержание обломков пород в песках и песчаниках определяется несколькими факторами, а именно: 1) размерностью зерен, 2) источниками материала, 3) степенью «зрелости» и 4) возрастом. Как правило, содержание обломков пород является функцией размерности зерен; чем более грубозернистый песок, тем выше содержание в нем обломков пород при прочих равных условиях [1, 100].

Как было отмечено Поттером и Прайором [91], пески, образовавшиеся за счет пород Канадского щита, содержат больше полевых шпатов, чем обломков пород; пески же, возникшие за счет сноса с Аппалачей, характеризуются обратным соотношением. Канадский щит сложен в основном породами гранитного состава, тогда как в Аппалачах, включая сюда и кристаллические породы Пидмонта, развиты осадочно-метаморфические породы. В песках, более зрелых в структурном отношении (т. е. хорошо окатанных и отсортированных), отмечается тенденция к уменьшению содержания обломков пород и полевых шпатов.

## ХЕМОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

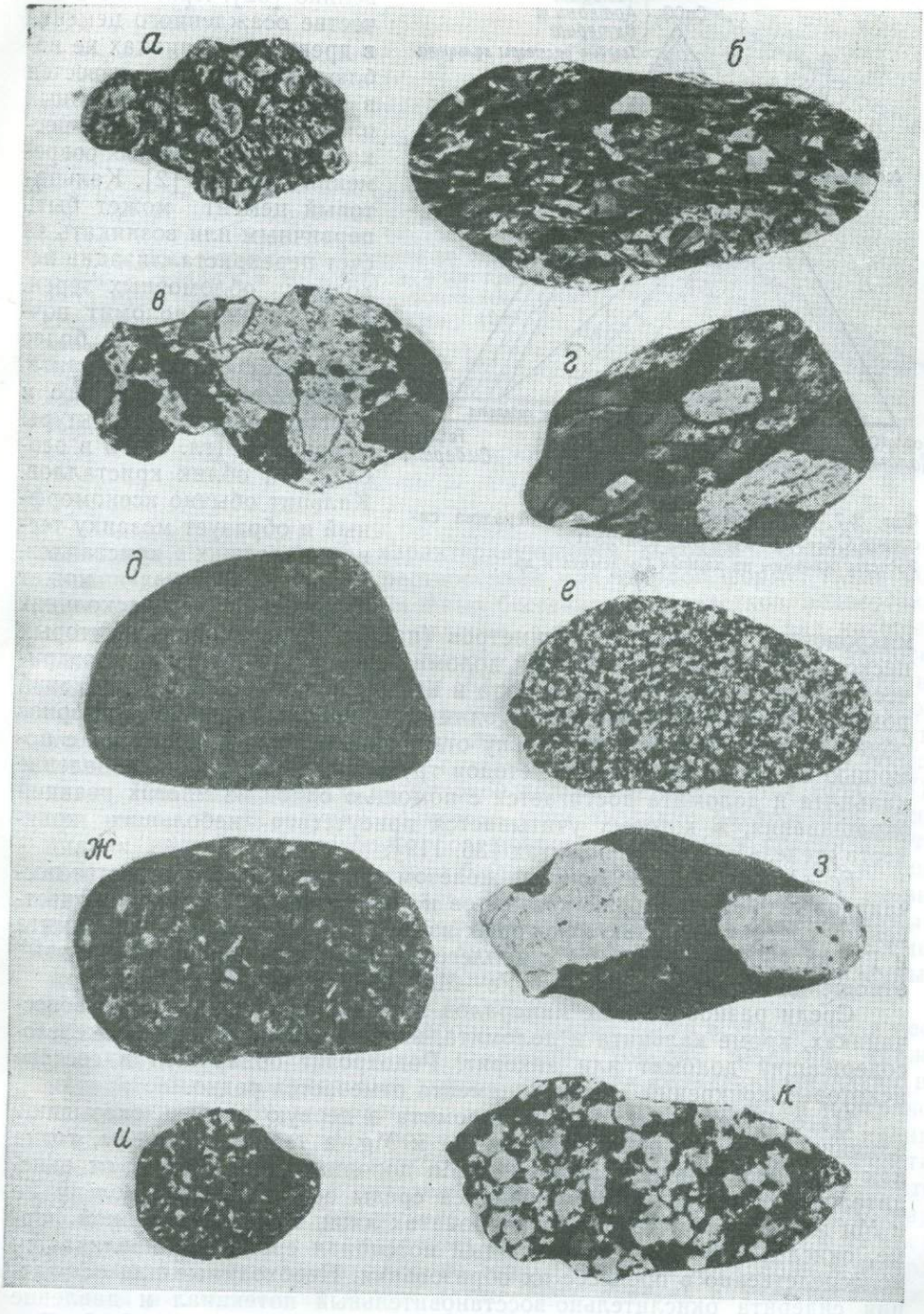
**Карбонаты.** Карбонатные минералы в песчаниках могут быть как обломочными, так и химически осажденными, причем последние значительно преобладают.

*Обломочные.* Обломочные карбонаты широко развиты в известковистых песках, не испытавших длительной транспортировки, в виде обломков раковин, оолитов и фекальных пеллет. Подобные обломки могут встречаться в качестве примеси в переменном, но обычно небольшом количестве в песчаниках терригенного происхождения. Майевски [80], Хоровиц и Поттер [63] разработали руководство по определению обломков раковин в прозрачных шлифах.

В некоторых песчаниках содержатся также обломочные карбонатные зерна из областей питания, находящихся за пределами бассейна осадконакопления (фиг. 2-6). Такие зерна имеют округлую форму, стертые края и в значительных количествах встречаются в некоторых молассовых песчаниках [39]. Высокогорный рельеф и аридный климат — эти два фактора благоприятствуют образованию терригенного карбоната. По-видимому, более важным из двух является высокий рельеф, обусловливающий большую величину отношения механической эрозии к химической. Но в условиях более сухого климата тот же эффект наблюдается на меньших высотах. В любом случае растворимость карбонатов плюс низкая твердость и трещиноватость — все это уменьшает возможность сохранения обломков карбонатных пород при водной транспортировке. При изучении шлифов пород, обогащенных карбонатными обломками, весьма полезно использование методов травления кислотами и (или) окрашивания.

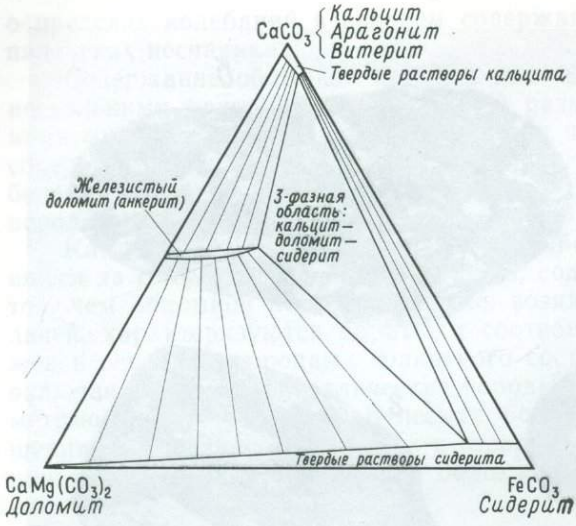
*Кальцит и доломит.* Кальцит и доломит в составе песчаников играют большую роль, заполняя поры или замещая цемент на стадии постседиментогенеза.

Зерна обломочного и первичного доломита были обнаружены Сабинсом [98]. Иногда цемент типа выполнения пор может возникать за счет перекристаллизации первично обломочных зерен карбонатов или осаждаться из водных растворов в первоначально пустых порах. В противоположность карбонатам многих современных осадков кальцит и доломит в цементе песчаников сравнительно чистые, без избытка Mg в кальцитах и Ca в доломитах, однако число достоверных анализов не-




Фиг. 2-6. Обломки пород из современных песков бассейна реки Огайо, США.

*а* — обломочный карбонат; *б* — мусковитовый сланец; *в* — песчанистая карбонатная порода; *г* — роговообманковый сланец; *д* — микритовый известняк; *е* — микрокристаллический карбонат; *ж* — алевритистый сланец; *з* — песчаник с кремнистым цементом; *и* — кремнистый сланец; *к* — грубозернистый алевролит; ×80. Фотографии любезно предоставлены Дж. Фрайбергом.



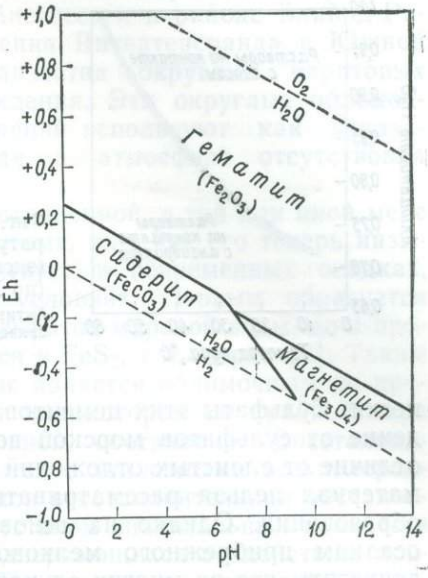

Фиг. 2-7. Схематическая фазовая диаграмма системы Ca—Mg—Fe—$CO_2$ при 25 °C.
Расчеты основаны на данных Голдсмита и др. [51].

велико [52]. Арагонит в качестве осажденного цемента в древних песчаниках не наблюдался, хотя он известен в некоторых современных пляжевых карбонатных песках, а также обычных современных песках [2]. Кальцитовый цемент может быть первичным или возникать за счет перекристаллизации исходных обломочных зерен. По-видимому, доломит почти всегда замещает более ранние выделения кальцита. Критерием различий того и другого служат структуры замещения (гл. 10) и в особенности облик кристаллов. Кальцит обычно ксеноморфный и образует мозаику тесно проросших кристаллов, размер которых может варьировать от нескольких микронов до нескольких сантиметров (например, кристаллы некоторых песков). Доломит и железистый доломит чаще всего имеют ромбоэдрическую форму (фиг. 6-5). Хотя это и не всегда так, наличие выделений ромбоэдрической формы служит одним из наиболее простых критериев обнаружения доломита, поскольку отличить кальцит от доломита с помощью обычных оптических методов трудно. Быстрее всего разделение кальцита и доломита достигается с помощью одной из многих реакций окрашивания, в которых учитывается присутствие небольших количеств железа во всех доломитах [36, 119].

*Fe—Mn-карбонаты.* Богатые железом карбонаты в большинстве песчаников встречаются реже кальцитов и доломитов, но являются существенной составной частью некоторых из них. Исследованиями Голдсмита и Графа [50] и Голдсмита с коллегами [51] были выяснены фазовые отношения в системе Ca—Mg—Fe—Mn—$CO_2$ (фиг. 2-7).

Среди разнообразных минералов этой группы важную роль в песчаниках, кроме кальцита и доломита, играют также сидерит и железосодержащий доломит или анкерит. Родохрозит обнаружен в составе некоторых конкреций, а в виде цемента отмечается редко.

На осаждение кальцита и доломита в первую очередь оказывают влияние изменения концентрации Ca и Mg, а также pH среды, тогда как образование карбонатов Fe и Mn дополнительно зависит от окислительно-восстановительного баланса среды осаждения. Поскольку Fe и Mn могут присутствовать в карбонатах лишь в восстановленной форме, окислительно-восстановительный потенциал среды устанавливается непосредственно в процессе их образования. Необходимые для осаждения сидерита окислительно-восстановительный потенциал и давление двуокиси углерода рассматривались Гаррелсом и Крайстом [41]. Для любого заданного количества растворенного карбоната эти соотношения могут быть показаны на диаграмме Eh—pH (фиг. 2-8). Наиболее вероятным агентом процесса редукции, вызывающим восстановление железа, является органическое вещество. Поэтому мы можем связывать причину образования сидерита и карбонатов других восстановленных



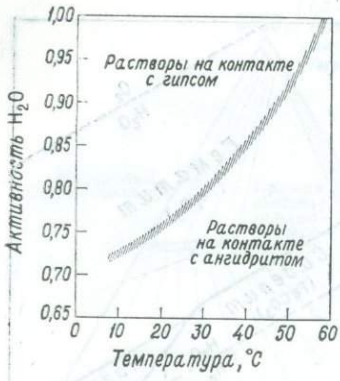

Фиг. 2-8. Поле устойчивости сидерита по отношению к гематиту и магнетиту в воде при 25 °С, общем давлении 1 атм и суммарной концентрации растворенного карбоната $10^{-2}$ моль/л.

Пунктирная линия соответствует активности $Fe^{2+}$ в растворе, равной $10^{-6}$ (по Гаррелсу и Крайсту [41], с изменениями).

металлов с обстановкой, характеризующейся высоким содержанием органического вещества в растворенной или твердой форме; такая обстановка характерна для застойных бассейнов или участков, подвергающихся действию приливов и отливов, а также эстуариев, для которых характерна высокая продуктивность органического вещества. Работа, недавно выполненная Халламом [57, 58], позволяет считать, что сидеритовые конкреции в юрских отложениях Англии приурочены к береговой линии, и это косвенным образом дает основание предполагать присутствие органического вещества, создававшего восстановительную обстановку. Как можно видеть на фазовой диаграмме карбонатов (фиг. 2-7), при низких температурах возможно существование равновесной ассоциации кальцита, доломита, обогащенного железом, и сидерита. Эти три минерала в составе цемента были обнаружены в некоторых каменноугольных песчаниках центральных районов США, в которых, по-видимому, существовали условия равновесия, близкие к рассмотренным выше. Если будут обнаружены другие подобные ассоциации, мы сможем получить в руки ключи к лучшему пониманию состава подземных вод, из которых происходило осаждение цемента.

Обогащенные железом карбонаты магния часто встречаются в песчаниках в виде конкреционных стяжений; хорошо известны также кальцитовые и доломитовые конкреции. Такие конкреции детально не исследовались, но, возможно, они сопряжены с некоторыми поверхностями напластования, что может быть следствием либо особой проницаемости определенных плоскостей напластования, либо особого состава вод, выраженного в определенном стратиграфическом горизонте. Конкреции, очевидно, представляют собой обособления сплошного карбонатного цемента с включениями песчинок, что указывает на их постседиментационное происхождение. Приуроченность конкреций к поверхностям напластования может также быть связана с диагенетическим перераспределением первично-обломочного карбоната.

**Сульфаты.** Гипс, ангидрит и барит представляют собой три наиболее распространенных сульфата, встречающихся в виде цемента в песчаниках. Хотя известны дюны современных гипсовых песков, среди древних пород не описаны обогащенные гипсом разности, которые можно было бы рассматривать как литифицированные дюнные гипсовые




Фиг. 2-9. Активность $H_2O$ в зависимости от температуры в рассолах на контакте с гипсом и ангидритом (экспериментальные данные и природные объекты (по Харди [56], с изменениями).

Активность $H_2O$ является термодинамической величиной, связанной с соленостью; активность чистой воды равна 1.

пески. Сульфаты этих цементов в конечном счете ведут свое происхождение от сульфатов морской воды или подземных рассолов, однако в отличие от слоистых отложений гипса и ангидрита этот цементирующий материал нельзя рассматривать в качестве индикатора эвапоритовых образований. Однако на основании недавно выполненной работы по осадкам прибрежного мелководья Персидского залива [69] можно допустить, что во многих случаях этот цемент может быть действительно связан с эвапоритовым способом образования. Результаты этой работы как будто доказывают, что просачивание уже подвергшихся испарению морских вод приливно-отливной зоны может быть причиной образования значительного количества гипса-ангидрита в породах более древних подстилающих осадков. Миграция этих вод может быть следствием градиента плотности, возникающего за счет испарения рассолов с поверхности.

Известно много работ, посвященных сопоставлению условий существования гипса и ангидрита в зависимости от давления, температуры и солености, в частности исследования Харди [56]. Гипс, содержащий две молекулы воды, может превращаться в ангидрит при увеличении температуры, давления или солености (фиг. 2-9). Все эти эффекты предсказуемы по соотношению объема и плотности этих двух минералов. Сейчас установлено, что минимальная глубина захоронения пород, при которой достигаются необходимые для превращения гипса в ангидрит температуры и давления, в зависимости от солености рассолов составляет 645—970 м.

Барит присутствует в песчаниках как в виде конкреций, так и в виде цемента. Образование барита и современных осадках, по данным Аррениуса и Бонатти [4], связано, вероятно, с подводным морским вулканизмом. Эти данные были получены на основании изучения баритовых образований в современных глубоководных осадках океана. Локализация барита находится в связи с морскими вулканическими провинциями. Имеются также данные [54], что многие экономически выгодные месторождения барита, присутствующего как в виде цемента песчаников, так и в виде конкреций, образуются в результате осаждения барита из рассолов, восходящих из расположенных на глубине баритсодержащих пород фундамента. Из-за очень низкой растворимости сульфата бария образование барита объясняется в первую очередь наличием этого элемента, а не сульфат-иона, поскольку последний всегда присутствует в морской воде или в типичных подземных рассолах.

**Сульфиды.** Пирит является основным сульфидом, присутствующим в песчаниках. В меньших количествах в них установлен также марказит, а в некоторых промышленных месторождениях отмечается также присутствие других сульфидов. Сульфиды, по-видимому, почти всегда

имеют диагенетическое происхождение, хотя некоторые докембрийские месторождения, такие, как кварциты Миссиссаги в районе Блайнд-Ривер в Онтарио и урановые месторождения Витватерсранда в Южной Африке, содержат значительные количества округлых пиритовых зерен, вероятно, обломочного происхождения. Эти округлые обломочные зерна пирита докембрийских отложений используют как доказательство того, что 2 млрд. лет назад в атмосфере отсутствовал кислород [97].

Пирит генетически связан с распространенной, в той или иной мере аморфной, формой FeS — «гидротроилитом», или, как его теперь называют, маккинавитом, который присутствует в современных осадках, формирующихся в восстановительных условиях. Первым образуется FeS за счет бактериальной редукции сульфатов морской воды, но в процессе раннего диагенеза он превращается в $FeS_2$, т. е. пирит [8]. Таким образом, пирит в песчаниках, если он не является обломочным по происхождению, предположительно служит индикатором по крайней мере локально существующей восстановительной обстановки. Восстановительные условия среды часто связываются с заиленными бескислородными бассейнами, но в случае песчаников восстановительная обстановка обусловлена, вероятнее всего, присутствием значительных количеств органического вещества в низинных, подвергающихся воздействию приливов и отливов, участках побережий. По данным исследований современных и древних осадков, имеются основания предполагать возможность непосредственного осаждения пирита бактериями, хотя подобные примеры в песчаниках не наблюдались.

Поскольку диагенетические выделения пирита могут иметь округлую форму, не всегда просто отличить пирит такого типа от обломочного окатанного пирита. Предполагается, что в богатой кислородом среде выветривания, которая существует на поверхности Земли в настоящее время, окисление сульфидов осуществляется настолько быстро, что пирит, несмотря на свою отчетливо выраженную устойчивость к абразии, будет разрушаться в значительных количествах. Поэтому в большинстве современных песков пирит принадлежит к числу обычного, но мало распространенного минерала тяжелых фракций. Но пирит может прослеживаться на многие километры вниз по течению от мест сброса в реки пиритсодержащих отвалов горно-обогатительных предприятий. Причины сохранности пирита в виде обломочного минерала требуют дальнейшего более тщательного изучения.

**Прочие минералы.** Из числа других минералов химического генезиса наиболее важными являются фосфаты (коллофан, или карбонат-апатит), силикаты железа (шамозит, гриналит и глауконит), цеолиты, окислы железа и титана.

Осаждение фосфатов в большинстве песчаников, по-видимому, обусловлено влиянием биогенного фактора, т. е. процессами переработки костных остатков и раковинного материала. Фосфаты встречаются также в виде поверхностных или почвенных стяжений и конкреций. Минералогия этих фосфатов сложна; большинство из них представлено смесью гидроксил-фтор-карбонат-апатита. Фосфаты в обломках костей и раковин, равно как и в цементе, по-видимому, слабо раскристаллизованы и обладают весьма плохо выраженными оптическими свойствами. Как в современных, так и в древних осадках распространенность фосфатов непосредственно связана с первичной продукцией органического вещества и в особенности с подъемом питательных веществ в пределах сравнительно мелководных морских шельфов.

Силикаты железа можно рассматривать как обогащенные железом разновидности глинистых минералов. Глауконит, по-видимому, является

наиболее обычным из таких минералов. Он относится к слюдам и по структуре близок к иллиту, но характеризуется более высоким содержанием ионов как закисного, так и окисного железа. Условия формирования глауконита изучались Такахаси [111], Клаудом [21] и Берстом [18]. Глаукониты, по-видимому, характерны для умеренно восстановительной обстановки, возможно возникающей местами в присутствии больших скоплений органического вещества в прибрежных и сравнительно мелководных условиях. По всей вероятности, условия, благоприятные для образования глауконита, равно как и других силикатов железа, присутствующих в осадках, варьируют в широких пределах; все они связаны с обстановкой, допускающей вхождение закисного железа в структуру глинистых минералов. Почти всегда глауконит, по-видимому, связан с морской средой, хотя установлено несколько случаев нахождения глауконита в неморской обстановке.

Минералы шамозитовой группы представляют собой разновидность хлоритов и, в общем, требуют для своего образования примерно тех же условий, что и глауконит. Примером шамозитсодержащих пластов среди песчаных отложений является юрская формация Нортгемптон в Англии [113]. Не ясно, являются ли гриналит и стильпномелан первичными осадочными минералами или же они имеют диагенетическое происхождение; возможно, что это метаморфические эквиваленты обогащенных железом глинистых минералов. Вероятнее всего, образование обогащенных железом глин и силикатов железа в процессах осадконакопления осуществляется за счет диагенетических преобразований оболочек или скоплений гидроокислов железа, выносимых реками в эстуарии и в прибрежные зоны. Гидроокислы железа, находящиеся в смеси с обломочными глинистыми минералами типа хлоритов и иллита, могут самопроизвольно перераспределяться и, если количество органического вещества достаточно для создания слабо восстановительной обстановки, внедряться в структуру глинистых минералов с образованием силикатов железа. Песчаники, которые содержат эти минералы, часто ассоциируются с железистыми сланцами или карбонатами, используемыми в качестве железных руд.

Примерно такая же общая схема образования предполагается для гематитовых и лимонитовых оболочек окислов железа в красноцветных песчаниках. Железо в этих образованиях присутствует либо в виде гематита, либо в виде смеси гётита и лепидокрокита, которую при визуальном определении называют лимонитом. Сомнительно, чтобы значительное количество этого железа приносилось в виде обломочных гематитовых или лимонитовых зерен. Большая его часть, по-видимому, транспортировалась в виде тонко диспергированного геля гидроокислов в суспензии или в адсорбированной форме на поверхности глинистых минералов и песчинок. После осаждения гидроокислы железа самопроизвольно обезвоживаются с образованием лимонита, а в случае полного обезвоживания образуется гематит. Недавно Уокером [118] было высказано предположение, что многие красноцветные песчаники пустынного происхождения характеризуются присутствием гематита, осажденного грунтовыми водами, в которые железо поступает за счет выветривания первичных железистых силикатов, таких, как роговые обманки. Многие современные исследования по остаточному магнетизму песчаников как будто подтверждают широко распространенную точку зрения, что гематит-лимонитовая минерализация представляет собой постседиментационное образование.

Титановые и железо-титановые окислы ограниченно развиты в песчаниках и встречаются в небольших количествах среди минералов тяжелой фракции. Эти окислы устойчивы к химическому и механическому

разрушению, в связи с чем имеют тенденцию сохраняться длительное время в течение осадочного цикла.

Изучению цеолитовых минералов в песчаниках в последние годы уделяется все больше внимания. Как теперь установлено, эти минералы, относимые ранее в разряд не представляющих никакого интереса и в связи с этим редко диагностировавшиеся, являются широко распространенными и содержатся в значительных количествах в песчаниках эвгеосинклинальных зон. В них обнаружен анальцим, который ассоциирует и с песчаниками другого типа, такими, как песчаники триасовой формации Локатонг из серии Ньюарк в Аппалачах [117]. Предполагается, что породы формации Локатонг отложены в озерной обстановке в результате нескольких циклов обломочного и химического осадконакопления, определявшихся климатическими условиями. Цеолитовые минералы, чаще всего встречающиеся в песчаниках, представлены анальцимом, ломонтитом, гейландитом, клиноптилолитом и морденитом. Полный обзор минералогии и особенностей диагенетического образования минералов цеолитовой группы опубликован Хеем [59].

Цеолитовые минералы тесно ассоциируют с вулканическими стеклами. В настоящее время установлено, что цеолиты образуются как ранний продукт разложения вулканических стекол в процессах выветривания или осадконакопления. Некоторые цеолиты образуются в условиях крайне высокого pH среды, богатой кремнеземом, как это имеет место в щелочных озерах на западе США. Определенная последовательность цеолитов и других силикатных минералов, которые были обнаружены с увеличением глубины в эвгеосинклинальных отложениях, описана Кумсом и др. [22], Пакемом и Круком [86] и рассматривалась Тернером и Ферхугеном [116] как цеолитовые фации, типичные фации метаморфизма. Возможно, цеолиты будут приобретать все большее значение при изучении песков, обогащенных вулканогенным материалом.

**Органическое вещество.** Органическое вещество в песчаниках отражает биохимическую обстановку осадконакопления. В процессе диагенеза оно претерпевает весьма значительные изменения. Продукты преобразования органического вещества в песчаниках представлены многими разновидностями: от нефти и газа до твердых частиц высокоуглеродистого материала. Ни одно из этих органических веществ не поддается простой диагностике, как минералы; они определяются и классифицируются в соответствии с их химическим составом. Эти вещества, как и минералы, могут быть частично идентифицированы по физическим свойствам. Что же касается трудоемких методов аналитической химии, то для быстрой диагностики они непригодны. Многие современные исследования в области органической химии посвящены определению состава и количественному распределению компонентов органического вещества в современных и древних осадках [14, 23, 27, 79, 31].

Мы можем легко отличить выделения черного непрозрачного вещества от полупрозрачного и прозрачного коричневатого и желтоватого материала, присутствующего в песчаниках. Усиление густоты окраски связано с повышением содержания углерода. Во многих петрографических описаниях все эти материалы объединяются под названием «органическое вещество», если они вообще упоминаются. Мы можем рассматривать обломки древесины и остатки листьев как исходный материал для углистых включений, однако эти ископаемые остатки не могут быть использованы для расшифровки происхождения керогена, нефти и газа.

Органические соединения в песчаниках образуются за счет разложения растительных и животных тканей в обстановке осадконакопления; позднее продукты разложения могут оказаться растворенными,

перенесенными в другое место и вновь осажденными в ходе диагенетических преобразований. Конечный химический продукт всех этих процессов, по-видимому, теснее связан со сложными процессами диагенеза, чем с конкретными особенностями специфической обстановки осадконакопления. Присутствие органического вещества является, очевидно, результатом либо высокой скорости его накопления, превышающей скорость распада за счет окисления, либо присутствием некоторых биологических материалов, особо стойких к процессам окисления, таких, как кутин растений, споры и т. п. Минерализованная обуглившаяся древесина, фюзен, также принадлежит к числу часто встречающихся компонентов песчаников и, по-видимому, имеет то же происхождение, что и в угленосных отложениях, т. е. образуется, вероятнее всего, при лесных пожарах.

Песчаники в отличие от сланцев и известняков в общем характеризуются крайне низким содержанием органического вещества, меньше 0,1%. Исключением являются некоторые граувакки, в которых содержание органического вещества может достигать нескольких процентов. Большая часть флюидных органических веществ, таких, как нефть и газ, привнесена в песчаники после их отложения в результате миграции из материнских пород, в которых происходило накопление первичного органического вещества. Органическое вещество, присущее самим песчаникам, носит преимущественно обломочный характер. Даже песчаники приливно-отливных равнин, где продуктивность органического вещества очень высокая, характеризуются сравнительно небольшим содержанием остаточной органики, сохранившейся после раннедиагенетических биологических процессов, в ходе которых микро- и макроорганизмы окисляют исходные компоненты органического вещества. Современные пески: аллювиальные, дельтовые, прибрежно-морские или же глубоководные турбидитные — имеют тенденцию отлагаться в хорошо аэрируемой среде; течения, которые приносят песок, также характеризуются способностью к перемешиванию и насыщению вод кислородом. Присутствие кислорода и высокая проницаемость песков способствуют окислению большей части содержащегося в них органического вещества.

## СООТНОШЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СТРУКТУРЫ

**Минералогия и размер частиц.** Поскольку обломки минералов и пород в процессе истирания распадаются на более мелкие части, размеры которых определяются кливажем, трещиноватостью, хрупкостью и твердостью, можно ожидать, что распределение зерен по размерам в песчаниках в значительной степени зависит от их минерального состава. Существует большое количество работ, рассматривающих влияние истирания на минеральный состав [87], по которому можно заранее судить о степени измельчения исходных минералов; однако имеется очень ограниченное количество данных о характере распределения различных минералов по размерным фракциям, которое отражало бы их устойчивость к истиранию.

Одно из исследований подобного рода — это работа Фюхтбауэра [39], где он сравнил кварц, обломки пород и полевые шпаты и показал, что кварц имеет бóльшие модальные и медианные размеры, чем другие минералы (гл. 5, фиг. 5-1, 5-2). Давно известно, что тонкозернистые и алевритистые пески содержат больше глинистых частиц, чем крупнозернистые. Однако пока еще нет возможности сделать общие выводы из данных Фюхтбауэра, который считает, что крупнозернистые пески необходимо рассматривать как иной тип песков по сравнению с более

тонкозернистыми разностями из одного и того же стратиграфического горизонта, поскольку распределение минералов по размерным фракциям в тех и других песках различно.

Размерность тяжелых минералов детально исследовал ван Андел [3], который показал, что различия в распределении минералов по размерным фракциям определяются гидравлическим отношением и, следовательно, их плотностью. По-видимому, для тяжелых минералов распределение в гранулометрическом спектре зависит от двух величин: от гидравлического отношения и от различной их устойчивости к истиранию. Во всяком случае анализы трудно поддаются интерпретации на оснований только одного из этих факторов. Еще одним усложняющим фактором при расшифровке особенностей распределения тяжелых минералов по фракциям является первоначальное их распределение в исходных породах, которое может очень сильно различаться для разных минералов, например, для мелкого акцессорного циркона гранитов и крупных кристаллов турмалина из пегматитов. Сталкиваясь с возможностью значительных различий минерального состава размерных фракций, петрографы для определения этих различий должны опробовать пласты как грубозернистых, так и мелкозернистых песчаников.

**Минералогия и устойчивость к истиранию.** Вероятность того, что в результате избирательного истирания минеральный состав исходных пород может претерпеть коренные изменения за счет потери более мелких и более мягких минералов, предполагалась многими исследователями, допускавшими возможность образования кварцевых аренитов за счет истирания зерен литоидных аренитов, обогащенных полевыми шпатами и обломками пород. Как ни заманчиво такое объяснение, пока еще известны очень немногие примеры того, что содержание полевых шпатов в пляжевых, дюнных или прибрежно-морских песках заметно уменьшается вследствие селективной абразии. Работ, посвященных детальному изучению разрушения обломков пород за счет истирания, немного, но качественные наблюдения позволяют предполагать, что более мягкие обломки сланцев исчезают довольно быстро при любых условиях транспортировки песков. Что же касается более прочных метаморфических и изверженных пород, то их обломки выносят более длительную транспортировку.

Исчезновение некоторых мягких минералов, которые относятся к числу мало распространенных компонентов исходных пород, частично объясняет почти повсеместное отсутствие в песках таких минералов, как тальк, гипс и большинство карбонатов, хотя нет никаких сомнений в том, что в исчезновении карбонатов и сульфатов важную роль играют растворы. Особенно усложняет проблему совмещение химических изменений с механической деградацией, поэтому, когда минералы, такие, как тальк, достигают крайней степени измельчения, они приобретают склонность к сорбции катионов и преобразованию в глинистые минералы. Если бы механическая деградация являлась единственным важным процессом, то мы повсюду наблюдали бы одни и те же минералы, но более мягкие были бы распространены преимущественно в тонкоалевритовой и глинистой фракциях. В силу этих же причин полевые шпаты, которые, предположительно, истираются в кварцевых песках, должны появляться в качестве важной составной части в сопутствующих сланцах, но этого не происходит. Хотя этот вопрос давно уже поставлен, тем не менее слишком мало оснований для пересмотра выводов Петтиджона [87] о том, что истирание хотя и имеет место, но его влияние может быть затушевано другими, более важными, процессами. Поэтому нет необходимости считать этот фактор основной причиной изменений состава песчаников и близких к ним пород.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Вполне очевидно, что по химическому составу песчаников может быть установлен их минеральный состав и, наоборот, по минеральному составу рассчитан химический. Если все минералы в данном образце могут быть диагностированы, точно подсчитано их количество и известен химический состав каждого минерала, то рассчитать валовой химический состав породы не представляет труда. Однако эти условия практически почти никогда не реализуются и расчеты едва ли могут быть выполнены из-за широких колебаний химического состава слагающих породу минералов, особенно глинистых. Подобные колебания не поддаются определению ни оптическими методами, ни методами рентгеновской дифракции. Сложность задачи возросла бы еще более, если бы мы попытались рассчитать подобным образом количество второстепенных или малых элементов. Для того чтобы избежать этих трудностей и в то же время изучить распределение элементов, которые никаким другим способом не могут быть обнаружены, прибегают к определению валового химического состава породы. Валовой химический состав метаморфических и изверженных пород обычно поддается расшифровке гораздо проще, чем состав песчаников, поскольку для обоих типов кристаллических пород обычно предполагается, что слагающие их минеральные ассоциации являются равновесными, а также потому, что их образование не сопровождается сложными процессами механического перемешивания и сегрегации, как это имеет место в песчаниках. При валовом химическом анализе, например, не делается различий между обломочными компонентами и цементом, несмотря на то, что это различие относится к числу важнейших. Подобный «суммарный» подход является серьезным недостатком метода. Тем не менее знание химического состава используется, например, для установления исходного вещества при изучении метаморфических производных песчаников.

Как правило, результаты химического анализа выражаются в окислах с точностью до 3—4-й значащей цифры, т. е. до 0,01%. Сомнительно, что этот уровень точности был основой для большого числа геологических работ по песчаникам, и, хотя анализ конкретного образца может соответствовать этой точности, нет никакой уверенности в том, что случайный образец будет представительным для однородной совокупности пород, наблюдаемых в поле. Кроме сомнений в точности последних значащих цифр анализа, обусловленных случайностью отбора анализируемых образцов, следует отметить также и то, что вряд ли различия в сотые доли процента могут играть сколько-нибудь значительную роль применительно к песчаникам, которые характеризуются большой изменчивостью состава, что в свою очередь связано с разнообразием условий их происхождения [88].

Некоторые аналитики предпринимали попытки химически разделить тонкозернистые осадки для лучшей интерпретации результатов валового химического анализа [62, 47]. Применялся метод последовательной обработки осадков все более сильными кислотами с целью извлечения растворимых минералов. Благодаря этому в осадках удалось выделить фракции, растворимые в воде, в слабых и в сильных кислотах. На основании этих упрощенных данных делался вывод об обломочном происхождении наименее растворимой фракции и аутигенном наиболее растворимой. Однако тот факт, что крайне трудно растворимые минералы типа циркона и турмалина иногда определяются как аутигенные, а растворимые минералы типа доломита могут встречаться в виде обломочных зерен, ставит под сомнение ценность этого мето-

да. Метод химического разделения на фракции применительно к песчаникам разработан недостаточно; изучение некоторых карбонатных глубоководных песков, в ходе которого карбонатное вещество удалялось слабой кислотой для концентрирования обломочной силикатной фракции, является единственным исключением [104].

**Химический состав как функция состава слагающих минералов.** *Щелочные элементы* (I группа). Наиболее распространенными элементами этой группы в песчаниках, как и в большинстве других пород земной коры, являются Na и K, хотя содержание их в песчаниках не превышает нескольких процентов. В песчаниках, не содержащих глинистых минералов, подавляющее количество Na и K заключено в щелочных полевых шпатах и мусковите, т. е. в немногих содержащих щелочи минералах изверженных или метаморфических пород, сохранившихся в той или иной степени в виде обломочных зерен. Na и K в глинистых песчаниках содержатся в основном в глинистых минералах — иллите и монтмориллоните. Калия обычно больше, чем натрия, как в глинистых, так и в неглинистых песчаниках, что является следствием преобладания слюд над полевыми шпатами в большинстве неглинистых песчаников и иллита над монтмориллонитом в глинистых. Породами, относительно обогащенными Na, являются прежде всего граувакки, в которых основным носителем натрия можно считать натровый полевой шпат. Однако нет полной уверенности в том, что это обусловлено доминирующей ролью обломочного альбита по сравнению с калиевым полевым шпатом или кальциевым плагиоклазом; кажется более вероятной альбитизация полевых шпатов, обычная и при диагенезе и при метаморфизме низких ступеней. Возможно, что источником натрия некоторых граувакк является обогащение их вулканическим материалом. Относительно распределения Cs и Rb в песчаниках данных очень мало; вероятно, они изначально содержатся в глинах, причем некоторое их фракционирование определяется ионными радиусами и потенциалами [49]. Li, Na и K содержатся в цеолитах в качестве главных компонентов или в виде примесей.

*Щелочноземельные элементы (II группа).* Основными носителями элементов этой группы являются карбонаты и глинистые минералы. Единственным некарбонатным минералом, в котором кальций присутствует в значительных количествах, является анортит (кальциевый плагиоклаз). Из всех щелочноземельных элементов только два — Ca и Mg — важны в количественном отношении. О распространении Sr и Ba в песчаниках известно очень мало и практически почти ничего о содержании в них бериллия.

Кальций является характерным компонентом карбонатов кальцита или доломита и более редких арагонита, гипса и ангидрита. Небольшой вклад в общее количество кальция в породах вносят монтмориллонитовые глины. В песчаниках с анортитовым плагиоклазом содержание кальция определяется этим минералом. Магний распределяется между доломитом, хлоритом и монтмориллонитовыми глинами. Кальций в большинстве песчаников преобладает над магнием, что отражает обычно большую распространенность кальцита по сравнению с доломитом. В граувакках эти два элемента содержатся примерно в равных количествах из-за присутствия значительных количеств хлоритовых минералов в матриксе большинства пород этого типа.

Барий и стронций в случае их присутствия в заметных количествах содержатся в форме сульфатов в твердом растворе баритоцелестинов. В смешанных карбонат-силикатных песках, особенно в самых молодых, Ba и Sr входят в состав карбонатных минералов, замещая Ca или Mg.

Элементы II группы фиксировались в песчаниках как химические осадки в виде первичных карбонатов, а многие в виде вторичных, диагенетических карбонатов. Исключением является Mg в хлоритовых глинах, где его происхождение может быть таким же, как в цементе (матриксе) граувакк (гл. 10). Благодаря сравнительно высокой растворимости карбонатов и сульфатов и относительной легкости выщелачивания Mg из хлоритовых глин, можно рассматривать кислоторастворимые компоненты как индикаторы диагенетических образований, но лишь в очень грубом приближении.

*Алюминий (III группа).* Al является единственным распространенным в песчаниках элементом этой группы. Он присутствует почти исключительно в составе алюмосиликатов, хотя некоторые песчаники могут содержать в заметных количествах гиббсит и бёмит, а небольшие количества алюминия могут быть связаны со слюдами и тяжелыми минералами типа шпинели, пироксена, эпидота. Следовательно, общая распространенность алюминия обусловлена содержанием полевых шпатов, слюд и глин независимо от того, присутствуют ли глины в виде обломков глинистых пород, или заполняют промежутки, или находятся в виде обломочного или диагенетического матрикса. Колебания в содержаниях алюминия в различных глинистых минералах, по-видимому, менее существенны для валового его содержания в породе, чем общее количество самой глины. Эта особенность иллюстрируется тем, что высокоалюминиевые глины обычно ассоциируются с кварцевыми аренитами, однако кварцевые арениты, как группа пород, бедны алюминием из-за низкого содержания в них глины. Другой крайней разновидностью песчаников являются граувакки. Они богаты алюминием, хотя и не содержат высокоглиноземистых глин. Причина в значительном общем содержании глин и полевых шпатов.

Бор присутствует в глинистой фракции песчаников в виде следов, но данных о его распределении сравнительно немного. Распределение бора исследовалось главным образом в глинистых сланцах и илах, и им посвящена обширная литература, в которой рассмотрены вопросы возможного значения бора в этих породах. Некоторые исследователи пытаются связать концентрацию бора непосредственно с соленостью бассейнов [28], с составом глинистых минералов [75], а другие коррелируют количество бора с содержанием глинистых частиц размером менее 2 мкм [101]. Усложняющим моментом в интерпретации поведения бора в глинистой фракции песчаников является хорошая проницаемость последних, которая способствует постседиментационным диагенетическим преобразованиям глинистых минералов [46].

*Кремнезем.* О содержании кремнезема можно достаточно точно судить по отношению силикатных минералов к несиликатным. Ясно, что те песчаники, в которых в большем количестве присутствуют карбонаты, сульфаты или окислы, чаще всего образующие цемент, будут характеризоваться низкими содержаниями кремнезема. Другой важной характеристикой является отношение содержания кварца в сумме с обломками кремней к содержанию остальных силикатов и алюмосиликатов. Таким образом, содержание кремнезема в песчаниках в первом приближении может рассматриваться как показатель зрелости их минерального состава. Но ввиду того, что общее количество кремнезема в песках в какой-то степени зависит от содержания полевых шпатов и глинистых минералов (причем полевые шпаты по сравнению с большинством глин содержат больше кремнезема), прямой корреляции количества кремнезема со зрелостью пород не наблюдается.

*Другие элементы.* В песчаниках в составе многих минералов присутствует закисное и окисное железо. Закисное железо $Fe^{2+}$ содержится

в глинах, главным образом в хлоритах и в меньших количествах в монтмориллонитах и иллитах; в карбонатах, таких, как сидерит и железистый доломит (анкерит); в сульфидах, преимущественно в пирите, и в виде небольшой примеси в полевых шпатах и в других силикатах. Окисное железо $Fe^{3+}$ присутствует обычно в составе водных и безводных окислов, гематите, гётите и лепидокроките, а также в глауконитах. Обломки вулканических пород могут быть обогащены $Fe^{2+}$; в том случае, если обломки вулканических пород и стекол являются преобладающим компонентом вулканогенных песков, такие пески характеризуются высоким содержанием $Fe^{2+}$. Хотя окислы железа и могут окрашивать песчаники в ярко-красный цвет, они обычно рассеяны в виде тонкодисперсного пигмента и не играют существенной роли в общем балансе содержания железа.

Титан в песчаниках содержится в небольших количествах, являясь в основном компонентом глинистых фракций, хотя часть его содержится в тяжелых минералах, таких, как рутил, ильменит, брукит и анатаз. Эти минералы могут быть и аутигенного происхождения, но сомнительно, чтобы порода в целом могла быть обогащена Ti таким способом. Сера присутствует в породах в составе сульфатов, главным образом гипса и ангидрита, а также сульфидов — пирита и марказита. Следовательно, за исключением небольшого количества песков, в которых гипс или пирит могут иметь обломочное происхождение, сера в песчаниках принадлежит к числу химически осажденных элементов, а в пределах этой группы входит в состав продуктов диагенетического происхождения. Фосфор содержится в песчаниках в виде обломочного апатита и биогенно осажденного карбонат-апатита (коллофана), а также в виде примеси во многих других минералах.

**Изотопный состав.** Несмотря на то что изотопному составу осадочных пород и минералов посвящено много работ, применительно к песчаникам такие исследования практически не проводились. При изучении отношений $^{12}C/^{13}C$ и $^{18}O/^{16}O$ в карбонатных минералах цемент песчаников обычно не изучался. То же самое относится к определению отношения $^{32}S/^{34}S$ и к другим изотопным исследованиям. Любые предположения, которые мы можем попытаться сделать, будут основаны лишь на данных, полученных на примерах других типов пород. В этой связи мы можем предположить, что изучение стабильных изотопов кислорода, углерода и серы в цементе или в других хемогенных компонентах песчаников будет иметь важное петрологическое значение для определения соотношения температура—соленость, которое может быть связано с глубиной захоронения осадков, для выяснения соотношения процессов замещения и выполнения пустот при образовании карбонатного цемента для определения роли биогенного и абиогенного факторов, первичного или диагенетического способа образования и, по-видимому, для многих других целей. Савин и Эпштейн [99] исследовали отношение изотопов кислорода в семи образцах современных песков и в пяти образцах докембрийских песчаников и пришли к выводу, что с помощью отношения $^{18}O/^{16}O$ можно отличить высокотемпературные кварц и полевой шпат обломочного генезиса от низкотемпературных аутигенных кварца и полевого шпата. Они также предложили способ расчета температуры образования аутигенного полевого шпата.

**Химический состав различных типов песчаников.** Пределы колебаний химического состава наиболее распространенных типов песчаников и состав среднего песчаника были недавно суммированы в книге Петтиджона [88], откуда и заимствована табл. 2-5. Кварцевые арениты состоят почти полностью из чистого $SiO_2$; содержание $Al_2O_3$ обусловлено присутствием глинистых частиц, а CaO — кальцитового цемента. Ли-

Таблица 2-5

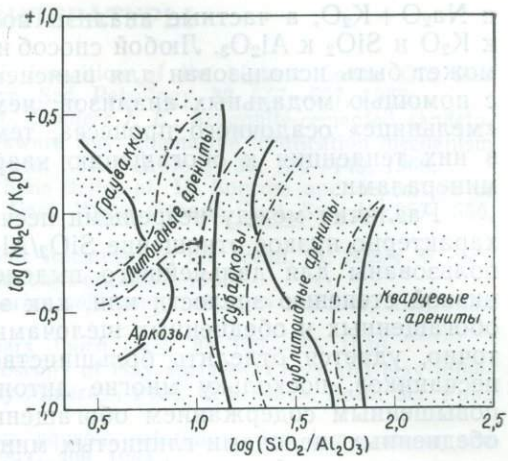
**Средние химические составы основных классов песчаников и состав среднего песчаника (по Петтиджону [88]).**

| | Кварцевые аренитыа | Литоидные аренитыа | Граувакки | Аркозы | Средний песчаник | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | *А* | *Б* | *В* |
| $SiO_2$ | 95,4 | 66,1 | 66,7 | 77,1 | 78,66 | 84,86 | 77,6 |
| $Al_2O_3$ | 1,1 | 8,1 | 13,5 | 8,7 | 4,78 | 5,96 | 7,1 |
| $Fe_2O_3$ | 0,4 | 3,8 | 1,6 | 1,5 | 1,08 | 1,39 | 1,7 |
| FeO | 0,2 | 1,4 | 3,5 | 0,7 | 0,30 | 0,84 | 1,5 |
| MgO | 0,1 | 2,4 | 2,1 | 0,5 | 1,17 | 0,52 | 1,2 |
| CaO | 1,6 | 6,2 | 2,5 | 2,7 | 5,52 | 1,05 | 3,1 |
| $Na_2O$ | 0,1 | 0,9 | 2,9 | 1,5 | 0,45 | 0,76 | 1,2 |
| $K_2O$ | 0,2 | 1,3 | 2,0 | 2,8 | 1,32 | 1,16 | 1,3 |
| $H_2O^+$ | 0,3 | 3,6 | 2,4 | 0,9 | 1,33 | 1,47 | 1,7 |
| $H_2O^-$ | | 0,7 | 0,6 | | 0,31 | 0,27 | 0,4 |
| $TiO_2$ | 0,2 | 0,3 | 0,6 | 0,3 | 0,25 | 0,41 | 0,4 |
| $P_2O_5$ | | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,08 | 0,06 | 0,1 |
| MnO | | 0,1 | 0,1 | 0,2 | Сл. | Сл. | 0,1 |
| $CO_2$ | 1,1 | 5,0 | 1,2 | 3,0 | 5,04 | 1,01 | 2,5 |
| $SO_3$ | | | 0,3 | | 0,07 | 0,09 | |
| Cl | | | | | Сл. | Сл. | Сл. |
| F | | | | | | | Сл. |
| S | | | 0,1 | | | | Сл. |
| BaO | | | | | 0,05 | 0,01 | Сл. |
| SrO | | | | | Сл. | Не обн. | Сл. |
| C | | | 0,1 | | | | Сл. |
| Сумма | 100,7 | 100,0 | 100,4 | 100,0 | 100,41 | 99,86 | 100,0 |

*А* — химический анализ средней пробы из 235 образцов песчаников.
*Б* — химический анализ средней пробы из 371 образца строительных песчаников.
*В* — расчетный состав: 26 частей средней граувакки, 25 частей среднего литоидного аренита, 15 частей среднего аркозового песчаника, 34 части среднего кварцевого аренита.

тоидные арениты характеризуются заметно более высоким содержанием $Al_2O_3$ и других главных компонентов, что связано с присутствием обломков глинистых пород. Граувакки содержат меньше $SiO_2$ и больше $Al_2O_3$, чем большинство других песчаников, и характеризуются преобладанием $Na_2O$ над $K_2O$ и MgO над CaO. Аркозовые песчаники имеют высокое содержание $Al_2O_3$, $K_2O$ и $Na_2O$, обусловленное обилием полевых шпатов в их составе.

**Химическая классификация песчаников.** По-видимому, самый простой способ разделения песчаников по химическому составу — это тот, при котором учитываются общее геохимическое поведение элементов в соответствии с их местом в периодической таблице, а также их кристаллохимические свойства, как показано в табл. 2-6. Предложенная классификация не предназначена и даже не может быть использована для номенклатурных целей, она просто фиксирует определенные соотношения между химическим составом, минералогическими особенностями и типами пород.




Фиг. 2-10. Отношение $SiO_2/Al_2O_3$ к $N_2O/K_2O$ в песчаниках.
В поле, покрытом точками, располагается большинство анализов. Границы полей (сплошные линии) проведены в соответствии с величинами $\log \frac{SiO_2+Al_2O_3}{Na_2O+K_2O}$. Анализы заимствованы в основном у Петтиджона [88].

В классификации выделяются группы зрелых и незрелых пород в том же понимании, что и в обеих классификациях — минералогической и структурной (гл. 3 и 5). Такое разделение основано на использовании отношения $SiO_2/Al_2O_3$, а не какого-нибудь одного из этих окислов. Зрелые, богатые кварцем песчаники имеют высокое отношение $SiO_2/Al_2O_3$ ввиду отсутствия алюмосиликатов, или глинистых минералов (структурный признак), или первичных силикатов (минералогический признак). Эти понятия нельзя смешивать с понятием «зрелость выветривания» в геохимическом смысле, при котором низкое отношение $SiO_2/Al_2O_3$ характерно для наиболее интенсивно выветрелых почв, в которых $SiO_2$ выщелачивается раньше, чем $Al_2O_3$.

Таблица 2-6

**Химическая классификация песчаников**

| Структурная основа: анионные группы $SiO_2$ и $Al_2O_3$ | Катионы, способные к обмену: Ca, Mg, Na, K | | Характерные петрографические типы |
|---|---|---|---|
| С высоким отношением $SiO_2/Al_2O_3$ (зрелые, содержащие небольшое количество глин или обломочных алюмосиликатов) | Обогащенные щелочноземельными элементами (с карбонатным цементом) | | Кварцевые аренить |
| | Обедненные щелочноземельными элементами (с кремнистым цементом) | | |
| С низким отношением $SiO_2/Al_2O_3$ (незрелые, содержащие глины и обломочные алюмосиликаты) | Обогащенные щелочами (содержат полевые шпаты и глины) | $Na_2O > K_2O$ | Полевошпатовые граувакки |
| | | $Na_2O < K_2O$ | Аркозы, литоидные граувакки |
| | Обедненные щелочами (содержат высокоглиноземистые глины) | | Литоидные аренить |

Различия между песчаниками, обогащенными и обедненными щелочами, могут рассматриваться в качестве прямого показателя зрелости пород, выраженного с помощью их химических особенностей (фиг. 2-10). На диаграмме проведены кривые отношений $SiO_2+Al_2O_3$

к $Na_2O+K_2O$, а частные анализы помещены в форме отношений $Na_2O$ к $K_2O$ и $SiO_2$ к $Al_2O_3$. Любой способ интерпретации химических анализов может быть использован для выяснения степени зрелости, выраженной с помощью модальных анализов; чем дольше находились песчаники в «мельнице» осадочного процесса, тем больше должна быть выражена в них тенденция к обогащению кварцем по сравнению с остальными минералами.

Различия между незрелыми песчаниками, для каждого из которых характерно низкое отношение $SiO_2/Al_2O_3$, могут в свою очередь быть использованы для дальнейшего выделения разностей с низкой и очень низкой степенью зрелости или, как это сделано здесь, разновидностей, обогащенных и обедненных щелочами. Таким способом, хотя и не совсем точно, удается отделить большинство литоидных от других незрелых песчаников, поскольку многие литоидные песчаники характеризуются повышенным содержанием обогащенных алюминием и, следовательно, обедненных щелочами глинистых минералов как в обломках пород, так и в заполняющей массе (матриксе). Исключение составляют литоидные песчаники, близкие по природе к литоидным грауваккам, в которых обломки пород могут быть представлены вулканогенными или другими обогащенными щелочами породами.

Богатые щелочами незрелые песчаники подразделены здесь на два класса на основе давно установленного различия в значении отношения $K_2O/Na_2O$. Высокое отношение $Na_2O/K_2O$ в граувакках связано с преобладанием натрового плагиоклаза над К-полевыми шпатами и К-слюдами. Следует отметить, что некоторые, главным образом молодые, граувакки содержат много монтмориллонита, за счет чего это отношение еще более возрастает. Частое присутствие во многих граувакках альбитовых каемок, имеющих либо диагенетический, либо низкотемпературный метаморфогенный характер, служит петрографическим свидетельством вторичной природы натрия, не связанного с материнскими породами. Следовательно, полевошпатовое отношение не является признаком, указывающим вполне определенно на повышенные содержания плагиоклаза в питающей провинции, но зависит от вторичных выделений натрового полевого шпата, типичных для сильно деформированных и метаморфизованных поясов, в пределах которых граувакки широко распространены.

При разделении зрелых песчаников следует принимать во внимание тот факт, что на результатах химических анализов в значительной мере сказывается влияние цементирующего материала. Известны все переходы от чисто кремнистого цемента к чисто карбонатному, причем иногда в пределах одного стратиграфического горизонта. В процессе анализа может выясниться, что песчаники окажутся обогащенными барием или фосфором за счет баритового или фосфатного цемента. Вне зависимости от возможных вариантов классификаций эти результаты будут отражать лишь влияние диагенетических процессов на зрелые песчаники.

Таким образом, в противоположность изверженным и метаморфическим породам, где валовой химический анализ является решающим в любых классификационных схемах и более или менее точно согласуется с модальным составом, химические анализы песчаников не обнаруживают столь же совершенной согласованности с данными минералогического анализа. Валовой химический состав песчаников отражает иногда дивергентное, а иногда усиливающее влияние минералогической сортировки и дифференциации на структурную, а также меняющееся в широких пределах воздействие области питания, обстановки осадконакопления и процессов диагенеза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Allen J. R. L.,* Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red sandstone of Shropshire, England. Journ. Sed. Petrology, **32**, 657—697, 1962.
2. *Allen R. C., Gavich E., Friedman G. M., Sanders J. E.,* Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay: submarine lithification mechanism yiedls product resembling beachrock, Journ. Sed. Petrology, **39**, 136—149, 1969.
3. *Andel Tj. H. van,* Sediments of the Rhone delta, pt. II, Sources and deposition of heavy minerals, Koninkl. Nederlandsch. Geol. Mijnb. Genoot. Geol. Ser., **15**, 357—556, 1955.
4. *Arrhenius G., Bonatti E.,* Neptunism and volcanism in the ocean, in: *Sears M.,* ed., Progress in Oceanography, **3**, 7—22, London, Pergamon, 1965.
5. *Baker G.,* Opal phytoliths in some Victorian soils and «red rain» residues, Australian Journ. Botany, **7**, 64—87, 1959.
6. *Baskin Y.,* A study of authigenic feldspars, Journ. Geol., **64**, 132—155, 1956.
7. *Bates T. F., Comer J. J.,* Electron microscopy of clay surfaces, Clays and clay minerals, 3rd Nat'l. Conf. on Clays and Clay Minerals, Proc. U. S. Nat's, Acad. Sci. Pub., **395**, 1—25, 1955.
8. *Berner R. A.,* Iron-sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure, Journ. Geol., **72**, 293—306, 1964.
9. *Beutelspacher H., van der Marel H. W.,* Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures, 333 p., Amsterdam, Elsevier, 1968.
10. *Birks L. S.,* Electron probe microanalysis, 253 p., New York, Interscience, 1963.
11. *Biscaye P.,* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and ocean, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, 803—832, 1965.
12. *Blatt H.,* Original characters of clastic quartz, Journ. Sed. Petrology, **37**, 401—424, 1967.
13. *Blatt H., Christie J. M.,* Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks, Journ. Sed. Petrology, **33**, 559—579, 1963.
14. *Breger I. A.,* ed., Organic geochemistry, 658 p., New York, Macmillan, 1963.
15. *Briggs L. I., McCulloch D. S., Moser F.,* The hydraulic shape of sand particles, Journ. Sed. Petrology, **32**, 645—656, 1962.
16. *Brookins D. G., Voss J. D.,* Age dating of muscovites from Pennsylvanian sandstones near Wamego, Kansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **54**, 353—356, 1970.
17. *Brown G.,* ed., The X-ray identification and crystal structures of clay minerals, 544 p., London, Mineralog. Soc. Great Britain, 1961.
18. *Burst J. F.,* «Glauconite» pellets: their mineral nature and application to stratigraphic problems, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 310—327, 1958.
19. *Callender D. L., Folk R. L.,* Idiomorphic zircon, key to volcanism in the lower Tertiary sands of central Texas, Am. Journ. Sci., **256**, 257—269, 1958.
20. *Clarke F. W.,* The data of geochemistry, 5th ed., U. S. Geol. Survey Bull., **770**, 841 p., 1924.
21. *Cloud P. E.,* Physical limits of glauconite formation, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **39**, 484—492, 1955.
22. *Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Gaylor A. M.,* The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses, Geochim. et Cosmochim. Acta, 17, 53—107, 1959.
23. *Columbo U., Hobson G. C.,* eds., Advances in organic geochemistry, 488 p., New York, Macmillan, 1964.
24. *Correns C. W., Piller H.,* Mikroskopie der feinkornigen Silikatminerale, in: Mikroskopie der Silikate: Pt. 1, Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **IV**, 699—780, Mikroskopie der Gesteine, 796 p., Frankfurt, Umschau Verlag, 1955.
25. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.,* Rock-forming minerals, **1**, 333 p., Ortho- and ring silicates, New York, Wiley, 1962 [см. русский перевод: *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.,* Породообразующие минералы, **1**, Ортосиликаты и кольцевые силикаты, «Мир», М., 1965].
26. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.,* Rock-forming minerals, **4**, 435 p., Framework silicates, New York, Wiley, 1963 [см. русский перевод: *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.,* Породообразующие минералы, **4**, Каркасные силикаты, «Мир», М., 1966].
27. *Degens E.,* Geochemistry of sediments: a brief survey, 342 p., Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 1965.
28. *Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L.,* Environmental studies of Carboniferous sediments, pt. 1, Geochemical criteria for differentiating marine and freshwater shales, Am. Assoc. Petroleum. Geologists Bull., **41**, 2427—2455, 1957.

29. *Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L.,* Environmental studies of Carboniferous sediments, pt. 2, Application of geochemical criteria, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 981—997, 1958.
30. *Dennen W. H.,* Impurities in quartz, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, 241—246, 1964.
31. *Eglinton G.,* ed., Organic geochemistry, 720 p., Berlin — Heidelberg — New York, 1969.
32. *Farmer V. C., Russell J. D.,* The infra-red spectra of layer silicates, Spectrochim. Acta, **20**, 1149—1173, 1964.
33. *Feth J. H., Roberson C. E., Polzer W. L.,* Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada, 70 p., U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1535—1, 1964.
34. *Field M. E., Pilkey O. H.,* Feldspar in Atlantic continental margin sands off the sourtheastern United States, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 2097—2102, 1969.
35. *Folk R. L., Weaver C. E.,* A study of the texture and composition of chert, Am. Journ. Sci., **250**, 498—510, 1952.
36. *Friedman G. M.,* Identification of carbonate minerals by staining methods, Journ. Sed. Petrology, **29**, 87—97, 1959.
37. *Frondel C.,* Dana's System of Mineralogy, 7th ed., 334 p., New York, Wiley, 1962.
38. *Frye J. C., Swineford A.,* Silicified rock in the Ogallala formation, Kansas Geol. Surfey Bull., **64**, pt. 2, 33—76, 1946.
39. *Füchtbauer H.,* Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen, Eclogae Geol. Helv., **57**, 157—298, 1964.
40. *Galliher E. W.,* Biotite-glauconite transformation and associated minerals, in: Recent Marine Sediments, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 513—515, 1939.
41. *Garrels R. M., Christ C. L.,* Solutions, minerals, and equilibria, 435 p., New York, Harper and Row, 1965 [см. русский перевод: *Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.,* Растворы, минералы, равновесия, «Мир», М., 1968].
42. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.,* Origin of the chemical compositions of some springs and lakes, in: Equilibrium concepts in natural water systems, Am. Chem. Soc. Advances in Chemistry, Ser., **67**, 222—242, 1967.
43. *Garrels R. M., Siever R.,* Sedimentary cycling in relation to the history of the continents and oceans, in: *Robertson E. D., ed.,* The nature of the solid earth, 93—121, New York, McGraw-Hill, 1971.
44. *Giles R. T., Pilkey O. H.,* Atlantic beach and dune sediments of the southern United States, Journ. Sed. Petrology, **35**, 900—910, 1965.
45. *Gilligan A.,* The petrography of the Millstone Grit of Yorkshire, Geol. Soc. London Quart. Journ., **75**, 260—262, 1920.
46. *Glass H. D., Potter P. E., Siever R.,* Clay mineralogy of some basal Pennsylvanian sandstones, clays and shales, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **40**, 750—754, 1957.
47. *Goldberg E. D., Griffin J. J.,* Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic, Journ. Geophys. Research, **69**, 4293—4309, 1964.
48. *Goldich S. S.,* A study in rock weathering, Journ. Geol., **46**, 17—58, 1938.
49. *Goldschmidt V. M.,* in: *Muir A.,* ed., Geochemistry, 730 p., Oxford, Oxford Univ. Press, 1954.
50. *Goldsmith J. R., Graf D. L.,* Subsolidus relations in the system $CaCO_3 — MgCO_3 — MnCO_3$, Journ. Geology, **68**, 324—335, 1960.
51. *Goldsmith J. R., Graf D. L., Witters J., Northrop D. A.,* Studies in the system $CaCO_3 — MgCO_3 — MnCO_3 — FeCO_3$, Journ. Geology, **70**, 659—688, 1962.
52. *Graf D. L.,* Carbonate mineralogy, carbonate sediments, pt. 1 of Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks, Illinois Geol. Survey Circ., **297**, 39 p., 1960.
53. *Grim R. E.,* Clay mineralogy, 2nd Ed., 596 p., New York, McGraw-Hill, 1968.
54. *Hanor J. S.,* Regional control and zoning of barite in eastern North America, Econ. Geology, **62**, 870, 1967.
55. *Harder H., Menschel G.,* Quarzbildungen am Meeresboden, Die Naturwissenschaften, **54**, 561, 1967.
56. *Hardie L. A.,* The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure, Am. Mineralogist, **52**, 171—200, 1967.
57. *Hallam A.,* Depositional environment of British Liassic ironstones considered in the context of their facies relationships, Nature, **209**, 1306—1307, 1966.
58. *Hallam A.,* Siderite- and calcite-bearing concretionary nodules in the Lias of Yorkshire, Geol. Mag. (Great Britain), **104**, 222—227, 1967.
59. *Hay R. L.,* Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **85**, 130 p., 1966.
60. *Hayes J. R.,* Quartz and feldspar content in South Platte, Platte and Missouri river sands, Journ. Sed. Petrology, **32**, 793—800, 1962.
61. *Hemley J. J., Jones W. R.,* Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, Econ. Geology, **59**, 538—569, 1964.

62. *Hirst D. M., Nicholls G. D.,* Techniques in sedimentary geochemistry, pt. 1, separation of the detrital and non-detrital fractions of limestones, Journ. Sed. Petrology, **28**, 468—481, 1958.
63. *Horowitz A., Potter P. E.,* Introductory Petrography of Fossils, 325 p., Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1971.
64. *Hubert J. F.,* Petrology of the Fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado, Colorado School Mines Quart., **55**, № 1, 1—242, 1960.
65. *Hunter R. E.,* The petrography of some Illinois Pleistocene and Recent sands, Sed. Geology, **1**, 57—75, 1967.
66. *Hurley P. M., Hunt J. M., Pinson W. H., Jr., Fairbairn H. W.,* K-Ar age values on the clay fractions in dated shales, Geochim. et Cosmochim. Acta, **27**, 279—284, 1963.
67. *Hsu K. J.* Texture and mineralogy of the Recent sands of the Gulf Coast, Journ. Sed. Petrology, **30**, 380—403, 1960.
68. *Johns W. D., Grim R. E., Bradley W. F.,* Quantitative estimations of clay minerals, Journ. Sed. Petrology, **24**, 242—251, 1954.
69. *Kinsman D. J. J.,* The Recent carbonate sediments near Halat et Bahrani Trucial Coast, Persian Gulf, in: Deltaic and shallow marine deposits, Developments in Sedimentology, **1**, 185—192, 1964.
70. *Krauskopf K.,* Introduction to geochemistry, 721 p., New York, McGraw-Hill, 1967.
71. *Krynine P. D.,* Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, Pennsylvania State Coll. Bull., **29**, 134 p., 1940.
72. *Krynine P. D.,* The tourmaline group in sediments, Journ. Geology, **54**, 65—87, 1946.
73. *Krynine P. D.,* The megascopic study and field classification of sedimentary rocks, Journ. Geology, **56**, 130—165, 1948.
74. *Leith C. K., Mead W. J.,* Metamorphic geology, 337 p., New York, Henry Holt, 1915.
75. *Lerman A.,* Boron in clays and estimation of paleosalinites, Sedimentology, **6**, 267—286, 1966.
76. *Lovell J. P. B.,* Tyee formation: a study of proximality in turvidites, Journ. Sed. Petrology, **39**, 935—953, 1969.
77. *Mackenzie F. T., Garrels R. M.,* Silicates: reactivity with sea water, Science, **150**, 57—58, 1965.
78. *Mackie W.,* The sands and sandstones of Eastern Moray, Edinburgh Geol. Soc. Trans., **7**, 148—172, 1896.
79. *Маиская С. М., Дроздова Т. В.,* Геохимия органического вещества, «Наука», М., 1964.
80. *Majewske O. P.,* Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections, 101 p., Leiden, Brill, 1971.
81. *McMaster R. L., Garrison L.,* Mineralogy and origin of southern New England shelf sediments, Journ. Sed. Petrology, **36**, 1131—1142, 1966.
82. *Midgley H. G.,* Chalcedony and flint, Geol. Mag., Great Britain, 88, 179—184, 1951.
83. *Nanz R. H., Jr.,* Genesis of Oligocene sandstone reservoir, Seeligson field, Jim Wells and Kleberg Counties, Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **38**, 96—117, 1954.
84. *Okada H.,* Non-graywacke «turbidite» sandstones in the Welsh geosyncline, Sedimentology, **7**, 211—232, 1966.
85. *Orville P.,* Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases, Am. Journ. Sci., **261**, 201—237, 1963.
86. *Packham G. H., Crook K. A. W.,* The principle of deagenetic facies and some of its implications, Journ. Geology, **68**, 392—407, 1960.
87. *Pettijohn F. J.,* Sedimentary rocks, 2nd ed., 718 p., New York, Harper, 1957.
88. *Pettijohn F. J.,* Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanic sands, U. S. Geol. Survey Prof., Paper **440-S**, 19 p., 1963.
89. *Plas L. van der,* The identification of detrital feldspars, 305 p., Amsterdam, Elsevier, 1966.
90. *Poldervaart A.,* Zircons in rocks, pt. 1, sedimentary rocks, Am. Journ. Sci., **253**, 433—461, 1955.
91. *Potter P. E., Pryor W. A.,* Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the upper Mississippi valley and adjacent areas, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1195—1250, 1961.
92. *Pryor W. A., Hester N. C.,* X-ray diffraction analysis of heavy minerals, Journ. Sed. Petrology, **39**, 1384—1389, 1969.
93. *Rimsaite J.,* Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks, Schweiz. Mineralog. Petrog. Mitt., **47**, 61—76, 1967.
94. *Rittenhouse G. A.,* Transportation and deposition of heavy minerals, Geol. Soc. Am. Bull., **54**, 1725—1780, 1943.

95. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И.,* Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород, в кн.: Химия земной коры, I, «Наука», М., 1963.
96. *Russell R. D.,* Mineral composition of Mississippi River sands, Geol. Soc. Am. Bull., **48**, 1307—1348, 1937.
97. *Rutten M. G.,* The geological aspects of the origin of life on earth, 146 p., Amsterdam, Elsevier, 1962.
98. *Sabins F. F., Jr.,* Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous stata of the western interior, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1183—1196, 1962.
99. *Savin S. M., Epstein S.,* The oxygen isotopic compositions of coarse grained sedimentary rocks and minerals, Geochim. et Cosmochim. Acta, **34**, 323—329, 1970.
100. *Shiki T.,* Studies on sandstone in the Maizuru Zone, Southwest Japan, pt. 1, Importance of some relations between mineral composition and grain size, Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B **29**, 291—324, 1959.
101. *Shimp N. F., Witter J., Potter P. E., Schleicher J. A.,* Distinguishing marine and freshwater muds, Journ. Geology, **77**, 566—580, 1969.
102. *Siever R.,* The silica budget in the sedimentary cycle, Am. Mineralogist, **42**, 821—841, 1957.
103. *Siever R.,* Establishment of equilibrium between clays and sea water, Earth Planet. Sci. Letters, **5**, 106—110, 1968.
104. *Siever R., Kastner M.,* Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments, Journ. Marine Research, **25**, 263—278, 1967.
105. *Siffert B.,* Quelques reactions de la silice en solution: la formation des argiles, Service Carte Geol. Alsace Lorraine Memoires, № 21, 86 p., 1962.
106. *Sippel R. F.,* Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography, J. Sed. Petrology, **38**, 530—554, 1968.
107. *Smith J. V., Stenstrom R. C.,* Electron excited luminescence as a petrologic tool, Journ. Geol., **73**, 627—635, 1965.
108. *Страхов Н. М.,* Основы теории литогенеза, I, Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли, АН СССР, М., 1962.
109. *Sweatman T. R., Long J. V. P.,* Quantitative electron-probe microanalysis of rock-forming minerals, Journ. Petrology, **10**, 332—379, 1969.
110. *Swineford A., Franks P. O.,* Opal in the Ogallala formation, Kansas, in: Silica in Sediments, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub. 7, 111—120, 1959.
111. *Takahashi J. I.,* Synopsis of glauconitization, in: Recent Marine Sediments, Tulsa, Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 503—512, 1939.
112. *Tatsumoto M., Patterson C.,* Age studies of zircon and feldspar concentrates from the Franconia sandstone, Journ. Geol., **72**, 232—242, 1964.
113. *Taylor J. H.,* Petrology of the Northampton sand ironstone formation, Geol. Survey Great Britain Mem., 111 p., 1949.
114. *Tomita T.,* Geologic significance of the color of granite zircon, and the discovery of the Precambrian in Japan, Kyushu Univ. Fac. Sci. Memoir, **4**, 135—161, 1954.
115. *Trowbridge A. C., Shepart F. P.,* Sedimentation in Massachusets Bay, Journ. Sed. Petrology, **2**, 3—37, 1932.
116. *Turner F. J., Verhoogen J.,* Igneous and metamorphic petrology, 694 p., New York, McGraw Hill, 1960.
117. *Van Houten F. B.,* Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong formation, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania, Am. Journ. Sci., **260**, 561—576, 1962.
118. *Walker T. R.,* Formation of red beds in modern and ancient deserts, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 353—368, 1967.
119. *Warne S. St. J.,* A quick field or laboratory staining scheme for the differentation of the major carbonate minerals, Journ. Sed. Petrology, **32**, 29—38, 1962.
120. *Webb W. M., Potter P. E.,* Petrology and geochemistry of modern sands derived from a volcanic terrain, western Chihuahua, Bol., Soc. Mexicana, **32**, 45—61, 1969.
121. *Whetten J. T.,* Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke, Science, **152**, 1057—1058, 1966.
122. *Willman H. B.,* Feldspar in Illinois sands; a study in resources, Illinois Geol. Surv., Rept. Inv., **79**, 87 p., 1942.
123. *Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.,* Petrography, 406 p., San Francisco, Freeman, 1954.
124. *Звягин Б. Б.,* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов, «Наука», М., 1964.

## Глава 3

# СТРУКТУРА

### ВВЕДЕНИЕ

Понятие «структура» применительно к песчаникам включает форму, окатанность, особенности поверхности и размеры их зерен, а также отношения отдельных компонентов, главным образом обломочного происхождения (строение каркаса). За исключением соотношений слагающих компонентов и особенностей поверхности зерен, все остальные свойства песчаников исследованы исчерпывающе и отражены в обширной литературе.

Что же являлось целью этих исследований? Главная их задача состояла в выяснении обстановки осадконакопления, чему и посвящено до 80% работ; в основу этих работ положено допущение, что физические процессы в местах накопления осадка запечатлены в виде отчетливых структурных признаков или «отпечатков» в песках; иными словами, задача сводилась к тому, чтобы выяснить, каково воздействие течений, высоты волн и глубины бассейна — лишь немногих факторов из целого ряда других — на размер, структуру поверхности, окатанность и соотношения песчаных зерен. Одна из главных проблем в изучении условий образования песков и песчаников путем замеров их структурных элементов сводится к определению того, в какой мере такие свойства, как размер, округленность и структура поверхности зерен, наследуют особенности среды осадконакопления и в какой они отражают процессы, протекавшие позднее, непосредственно перед захоронением осадков. Другими задачами структурных исследований являются: 1) определение практически важных физических свойств, таких, как пористость, проницаемость и сопротивляемость дроблению; 2) выявление особенностей пространственного распределения структурных признаков, полученных в результате замеров; 3) выяснение различий между стратиграфическими горизонтами.

Существуют три крупных обобщения по структурным особенностям осадочных пород: Розенфельдера [72], Кёстера [43], Мюллера [56], — выполненных на современном уровне. В них особое внимание уделено методам и технике исследований. Весьма полезным в этом плане является и небольшое учебное пособие Фолка [23].

### РАЗМЕР ЗЕРЕН

Геологи в течение длительного времени были увлечены проблемой извлечения геологической информации из анализа размерности зерен (гранулометрии) песков и песчаников. В результате этого по технике и интерпретации гранулометрического анализа накоплена более обширная литература, чем по любому другому вопросу структурных исследований. И хотя объем полученных важных геологических результатов в лучшем случае весьма скромный по сравнению с количеством выполненных измерений и статистических анализов, снижения числа подобных публикаций не наблюдается.

**Значение размеров.** Несмотря на то что понятие «размер» является одним из наиболее широко используемых в седиментологии, определить размер любой частицы вряд ли возможно, за исключением, может быть, самых простых геометрических объектов, таких, как сфера (диаметр) или куб (длина ребра). Но для частиц неправильной формы, к числу которых часто относятся песчаные зерна, значение размера обычно зависит от метода измерения, который в свою очередь определяется объектом исследования. Более того, по мере уменьшения сходства между частицами расхождения результатов измерений прогрессивно возрастают. В табл. 3-1 сведены различные способы определения размеров частиц. Седиментолог, изучающий поведение частиц в жидкости, может найти диаметр сопротивления (drag diameter) или диаметр Стокса, величины которых зависят от характера потока жидкости (см. гл. 9) и являются более значимыми, чем объемный диаметр.

Таблица 3-1

**Различные определения диаметра частиц [3][1]**

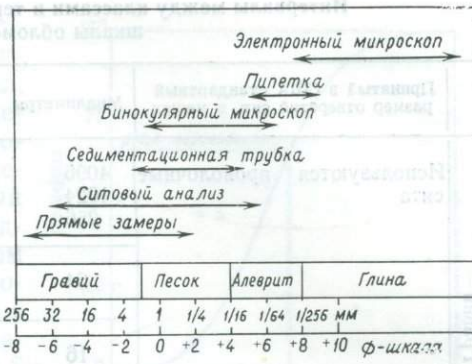
| Буквенное обозначение | Название | Определение |
|---|---|---|
| $d_s$ | Поверхностный диаметр | Диаметр шара, имеющего поверхность, равную поверхности частицы |
| $d_v$ | Объемный диаметр | Диаметр шара, имеющего объем, равный объему частицы |
| $d_d$ | Драг-диаметр (диаметр сопротивления) | Диаметр шара, оказывающего такое же сопротивление, как и частица, движению жидкости одинаковой вязкости и при одинаковой скорости |
| $d_a$ | Диаметр проекции | Диаметр шара, имеющего проекцию, равную проекции частицы в направлении, перпендикулярном ее стабильному положению |
| $d_f$ | Диаметр свободного падения | Диаметр шара, имеющего ту же плотность и ту же скорость свободного падения, что и частица в жидкости одной и той же плотности и вязкости |
| $d_{st}$ | Диаметр Стокса $d_{st}=\left(d_v^3/d_d\right)^{1/2}$ | Диаметр свободно падающего шара в жидкости с ламинарным течением ($Re<0{,}2$) |
| $d_A$ | Диаметр сит | Ширина минимального квадратного отверстия, через которое проходит частица |
| $d_{vs}$ | Удельный поверхностный диаметр $d_{vs}=d_v^3/d_s^2$ | Диаметр шара, имеющего такое же отношение поверхности к объему, что и частица |

[1] Опубликовано с разрешения автора и издательства Chapman and Hall.

В свою очередь петрограф, изучающий градиент изменения содержаний обломков карбонатных пород в аллювиальных песках, вниз по течению водотока, может связать это изменение с постседиментационным растворением обломков; для него соответственно важнее знать величину удельного поверхностного диаметра (spesific surface diameter). Таким образом, метод измерения определяется как объектом изучения, так и используемой техникой измерения. В общем случае возможен переход от одной системы измерений к другой с помощью соответствующих эквивалентных диаметров.

**Техника измерений.** Современные обобщения по методологии определения размеров частиц, выполненные не для геологических целей,

приведены в материалах A.S.T.M. [5] и работах Хердана [35], Ирани и Каллиса [37], Аллена [3]. Бруэр [8] и Фолк [22] дали прекрасный обзор методов и технических приемов измерений для геологических целей. Особенно следует рекомендовать обобщение, выполненное Фолком [22].




Фиг. 3-1. Границы применимости различных методов определения гранулометрического состава осадков.

*Измерение.* Для измерения частиц, размеры которых варьируют в широких пределах, используют различные методы (фиг. 3-1). За исключением седиментационной трубки и использования прозрачных шлифов, техника измерения в седиментологии сохранялась неизменной в течение более чем двух десятилетий. Для неконсолидированных песков и рыхлых песчаников остается наиболее предпочтительным метод ситового анализа. Он сравнительно быстр, не представляет никаких трудностей, дешев и относится к числу самых старых и проверенных методов. Однако, после того как Фридман [26, 28] разрешил проблему корреляции результатов, полученных путем замеров зерен в шлифах и с помощью ситового анализа, прямые измерения в шлифах получили более широкое применение; этот метод является единственно возможным для прочно сцементированных песчаников, даже несмотря на то, что этим методом могут быть получены только средние размеры и сортировка (sorting). Для быстрой и простой оценки средних размеров и сортировки можно применить бинокулярный микроскоп в совокупности с использованием специальной эталонной шкалы [88, 15]. Седиментационная трубка, ранее применявшаяся лишь для исследования глинистых осадков, теперь используется более широко для изучения неконсолидированных песков; применение современных технических средств позволяет быстро и точно определить скорость осаждения частиц. Это дает возможность автоматической записи результатов, которые опытным путем могут быть увязаны с кривой распределения частиц стандартных размеров [99]. В этом случае могут быть вычислены лишь средние размеры и сортировка.

Выбор метода определяется как степенью консолидации песчаных пород, так и задачей исследования. Если пески не консолидированы и представляет интерес только определение средних размеров и сортировки, колебания которых весьма значительны, достаточно воспользоваться бинокулярным микроскопом. Но если желательно определить асимметрию и эксцесс или если предел колебаний средних размеров и сортировки невелик, то необходимы более точные измерения и использование сит с более узкими интервалами гранулометрических классов.

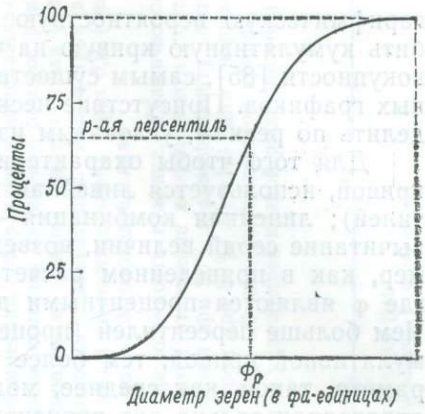
*Описание.* Поскольку размеры частиц составляют ряд непрерывно меняющихся величин, для обоснованных расчетов необходимо большое количество замеров, т. е. нужна градационная шкала. Она делится на классы, различающиеся по крупности частиц, причем интервалы между ними связаны постоянными соотношениями. Впервые на необходимость создания градационной шкалы указал Адден [90] и предложил шкалу с основанием, равным 2. Естественная шкала должна быть логарифмической, поскольку различия в миллиметр, весьма значительные, когда речь идет о песчаных зернах, малосущественны для валунов. Более того, данные замеров одной совокупности зерен обладают

Таблица 3-2

**Интервалы между классами и терминология гранулометрической шкалы обломочных пород**

| | Принятый в США стандартный размер отверстий сит, в мешах | Миллиметры | φ-единицы | | Гранулометрические классы по Уэнтуэрту |
|---|---|---|---|---|---|
| Гравий | Используются проволочные сита | 4096 | | —12 | Валуны |
| | | 1024 | | —10 | |
| | | 256 | 256 | —8 | |
| | | 64 | 64 | —6 | Крупная галька (булыжник) |
| | | 16 | | —4 | Галька |
| | 5 | 4 | 4 | —2 | |
| | 6 | 3,36 | | —1,75 | Гравий |
| | 7 | 2,83 | | —1,5 | |
| | 8 | 2,38 | | —1,25 | |
| | 10 | 2,00 | 2 | —1,0 | |
| Песок | 12 | 1,68 | | —0,75 | Очень крупнозернистый песок |
| | 14 | 1,41 | | —0,5 | |
| | 16 | 1,19 | | 0,25 | |
| | 18 | 1,00 | 1 | 0,0 | |
| | 20 | 0,84 | | 0,25 | Крупнозернистый песок |
| | 25 | 0,71 | | 0,5 | |
| | 30 | 0,59 | | 0,75 | |
| | 35 | 0,50 | 1/2 | 1,0 | |
| | 40 | 0,42 | | 1,25 | Среднезернистый песок |
| | 45 | 0,35 | | 1,5 | |
| | 50 | 0,30 | | 1,75 | |
| | 60 | 0,25 | 1/4 | 2,0 | |
| | 70 | 0,210 | | 2,25 | Мелкозернистый песок |
| | 80 | 0,177 | | 2,5 | |
| | 100 | 0,149 | | 2,75 | |
| | 120 | 0,125 | 1/8 | 3,0 | |
| | 140 | 0,105 | | 3,25 | Тонкозернистый песок |
| | 170 | 0,088 | | 3,5 | |
| | 200 | 0,074 | | 3,75 | |
| | 230 | 0,0625 | 1/16 | 4,0 | |
| Алеврит | 270 | 0,053 | | 4,25 | Крупнозернистый алеврит |
| | 325 | 0,044 | | 4,5 | |
| | | 0,037 | | 4,75 | |
| | | 0,031 | 1/32 | 5,0 | |
| | | 0,0156 | 1/64 | 6,0 | Среднезернистый алеврит |
| | Используется пипетка или гидрометр | 0,0078 | 1/128 | 7,0 | Мелкозернистый алеврит |
| | | 0,0039 | 1/256 | 8,0 | Тонкозернистый алеврит |
| Ил | | 0,0020 | | 9,0 | Глины |
| | | 0,00098 | | 10,0 | |
| | | 0,00049 | | 11,0 | |
| | | 0,00024 | | 12,0 | |
| | | 0,00012 | | 13,0 | |
| | | 0,00006 | | 14,0 | |

тенденцией располагаться на нормальной арифметической шкале вдоль прямых линий. Колмогоров [42] показал, что в определенных условиях дробления и истирания теоретически наиболее вероятно логнормальное распределение при допущении, что исходный материал был гомогенным. Шкала Аддена была преобразована Уэнтуэртом [95], а позднее Крамбейном [45], который предложил свою шкалу φ («фи»), заменив этой величиной размер зерен. Величина $\varphi = -\log_2 S$, где $S$ соответствует размерам зерен в миллиметрах. Таблицы для перевода миллиметров в φ-единицы существуют [58], а в случае их отсутствия можно воспользоваться логарифмической линейкой или таблицей логарифмов, помня о том, что основание логарифма равно 2. В табл. 3-2 показаны соотношения между размерами в миллиметрах, мешах и φ-единицах, а также дана соответствующая терминология. Для лучшей оценки размерных параметров и формы кумулятивной кривой следует использовать квартили φ-единиц. Петтиджон [63] дал обзор существующей терминологии гранулометрии; эта терминология далеко не однотипна. Но главная проблема гранулометрического анализа заключается, однако, не в отсутствии номенклатуры, а скорее в ее геологической значимости.




Фиг. 3-2. Кумулятивная кривая и определение процентной доли частиц определенного размера.

Распределение размеров зерен обычно выражается либо с помощью некоторых типов кумулятивных кривых, либо посредством цифровых величин, которые отражают главную тенденцию распределения через среднее, моду или медиану и форму, зависящую от сортировки, асимметрии и эксцесса. Эти параметры могут быть получены либо на основании кумулятивных кривых (графические замеры), либо рассчитаны непосредственно по результатам ситового анализа (вычисление моментов). Поскольку почти каждый ситовой анализ гранулометрического состава не доводится до конца и в практике редко используются сита менее 30 микрон, в большинстве случаев графические замеры предпочтительнее расчетов моментов, хотя последние могут быть быстро определены с помощью электронно-вычислительных машин [64]. Более того, визуальный анализ кумулятивной кривой позволяет выяснить, сколько совокупностей присутствует (две или более), и выявить, таким образом, возможные ошибки аналитического метода. Следовательно, исследование кумулятивных кривых всегда оказывается полезным.

Отправной точкой при описании кумулятивной кривой является персентиль (percentile), которая рассчитывается путем расположения всех данных наблюдения в возрастающем порядке — от меньших к большим, приведением их к 100% и вычислением $p$-процентного их содержания (фиг. 3-2). Например, если $x$ — это размер зерен в φ-единицах, тогда некоторая произвольная процентная доля (percentile) $p$ будет соответствовать такой величине $x$, для которой $p$% зерен будет иметь размер меньше $\varphi_p$. При употреблении φ-единиц следует всегда строить кумулятивные кривые на нормальной арифметической вероятностной бумаге, поскольку она допускает более точную экстраполяцию между размерами, используемыми в наборах сит. И наоборот, результаты замеров в миллиметрах могут быть нанесены непосредственно на ло-

гарифмическую вероятностную бумагу. Если есть необходимость разбить кумулятивную кривую на части, т. е. выделить более дробные совокупности [85], самым существенным является построение вероятностных графиков. Присутствие нескольких совокупностей легче всего определить по резким, угловатым изломам кумулятивной кривой.

Для того чтобы охарактеризовать и главную тенденцию, и форму кривой, используется линейная комбинация процентных долей (персентилей); линейная комбинация — это не что иное, как сложение или вычитание серий величин, возведенных в первую степень, таких, например, как в приведенном расчете среднего: $(\varphi_{10}+\varphi_{30}+\varphi_{50}+\varphi_{70}+\varphi_{90})/5$, где $\varphi$ являются процентными долями частиц определенных размеров. Чем больше персентилей (процентных долей) можно определить на кумулятивной кривой, тем более точно удается определить искомый параметр, такой, как среднее, мода или сортировка. Так, первоначально определяли только две процентные доли, $\varphi_{25}$ и $\varphi_{75}$, называя их первой и третьей квартилью, которые использовались для определения коэффициента сортировки; но впоследствии было признано, что из кумулятивных кривых можно извлечь гораздо больше информации, используя пять и более процентных долей [25, 52]. В табл. 3-3 сведены чаще всего применяемые графические параметры формулы расчетов момента.

Другие методы описания являются в основном графическими и включают диаграммы отношений песчаных — алевритовых — глинистых фракций, *CM*-диаграммы [60], которые очень популярны у современных седиментологов, арифметические кумулятивные кривые голландской школы на нормальной вероятностной бумаге [12, 4] и графики на логарифмической вероятностной бумаге [80].

Отношения песка, алеврита и глины обычно наносятся на треугольные диаграммы и используются для характеристики и стандартизации наименований соответствующих смесей, в особенности в случае неконсолидированных осадков. На *CM*-диаграмму наносится максимальный размер (99%-ная доля) против медианного размера (50%-ная доля), являющийся одновременно выражением ведущей тенденции и сортировки. *CM*-диаграммы используются при изучении как современных песков, так и древних песчаников. Кумулятивные графики на нормальной арифметической вероятностной бумаге предназначены для выявления ограниченного числа типов распределения зерен по размеру, называемых *F-, F-S-, M-, M-S-, M-C-* и *C-S-C*-типами, которые выявляются скорее по форме, чем по положению кривой 4. Кривые *F, M* и *B* характерны для песков, а *C* и *S* — для глин. Считается, что кумулятивные кривые более четко, чем другие методы, позволяют обнаружить как явления дифференциации по гранулометрическому составу, так и образование смесей. И *CM*-диаграммы, и кумулятивные кривые на нормальной вероятностной бумаге гораздо шире используются в европейских странах, чем в Америке. Синдовски [80] выделяет 10 типов кривых, различающихся по форме. Постепенные переходы между разными типами кривых создают трудности при выделении промежуточных типов, что является недостатком этих методов.

*Опробование.* При изучении размерности зерен необходимо тщательное опробование. Выяснение среднего их размера в отложениях данного района требует либо проведения бороздового опробования, либо получения сложной пробы из нескольких точечных, отобранных вкрест простирания пород. Величины коэффициента сортировки, асимметрии и эксцесса, рассчитанные для таких образцов, имеют гораздо большую ценность для установления региональных изменений, чем для интерпретации обстановки осадконакопления. Если установлены градиенты от галечников к галечниковым песчаникам, то достаточно при описании

Таблица 3-3

**Графические и моментные параметры**

| Наименование | Графическая формула[1] | Моментная формула[2] | Примечания |
|---|---|---|---|
| Среднее | $Me_\varphi = \frac{(\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84})}{3}$ | Первый момент $\bar{x}_\varphi = \sum_{i=1}^{n} f_i m_{i\varphi}$ | Все три параметра центральной тенденции отражают среднюю кинетическую энергию среды осаждения и особенности гранулометрического распределения осадков |
| Медиана | $Md_\varphi = \varphi_{50}$ | | |
| Мода | $M_\varphi$ = средняя точка наиболее обильного гранулометрического класса | | |
| Индекс бимодальности | $Mi_\varphi = 1 + \frac{\varphi_f - \varphi_c}{2\varphi}$ | | Мера бимодальности в случае ее присутствия; $\varphi_f$ — средняя точка самой мелкой фракции, $\varphi_c$ — средняя точка самой крупной фракции |
| Коэффициент сортировки | $\delta_I = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6{,}6}$ | Второй момент $s_\varphi = \left[\sum_{i=1}^{n} f_i \left(M_{i\varphi} - \bar{x}_\varphi\right)^2\right]^{1/2}$ | Мера дисперсии, которая зависит от вариаций скорости и бимодальности |
| Асимметрия | $SK_I = \frac{\varphi_{84} + \varphi_{16} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_{95} + \varphi_5 - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$ | Третий момент $3_\varphi = \sum_{i=1}^{n} \frac{f_i \left(M_{i\varphi} - \bar{x}_\varphi\right)^3}{s_\varphi^3}$ | Мера асимметрии, направления выполаживающегося хвоста, который по широко распространенному мнению имеет важное значение для расшифровки условий седиментации. Асимметрия варьирует от +1,0 (положительная) через 0,0 (симметричная) до —1,0 (отрицательная) |
| Эксцесс | $K_G = \frac{(\varphi_{95} - \varphi_5)}{2{,}44\,(\varphi_{75} - \varphi_{25})}$ | Четвертый момент $4_\varphi = \sum_{i=1}^{n} \frac{f_i \left(M_{i\varphi} - \bar{x}_\varphi\right)^4}{s_\varphi^4}$ | Мера остроконечности графика. Графической мерой является отношение коэффициента сортировки с центром при 90% к коэффициенту сортировки с центром при 50%. $K_G$=1,0 для нормальной кривой, $K_G > 1{,}0$ для остроконечной кривой, $K_G < 1{,}0$ для уплощенной кривой распределения |

[1] Все формулы даны по Фолку и Уорду [25]; исключение составляет лишь формула бимодальности, которая дана по Саху [74].

[2] $f_i$ — доля от общего веса каждого гранулометрического класса; $m_i\varphi$ — средняя точка каждого гранулометрического класса в φ-единицах.

обнажения охарактеризовать самую крупную гальку; статистически более достоверная оценка может быть получена путем вычисления среднего из небольшого числа наблюдений, не больше десяти. Строго говоря, количество галек, изученных в каждой точке наблюдения, должно быть одинаковым, но на практике это условие трудно выполнимо. Чтобы свести к минимуму эффект дифференциального истирания, следует выбирать для исследования гальки одинакового литологического состава. Как для ситового анализа, так и при использовании седиментационной трубки достаточно от 50 до 100 г песчаного материала. В шлифах обычно измеряют от двухсот до четырехсот зерен.

Совершенно иная методика необходима для изучения обстановки осадконакопления. В этом случае лучше всего отбирать образцы из одного и того же пласта или осадочного горизонта, который Отто [57] определяет как толщу осадков, «отлагавшихся при практически постоянных физических условиях». Изучение осадочных текстур в настоящее время представляет большой интерес, так как знаки ряби, косая слоистость, поверхности наслоения, градационная слоистость и другие текстуры представляют собой естественные объекты для опробования. Поскольку текстуры осадков возникают под влиянием динамики жидкой среды, существует вероятностная корреляция между текстурными признаками и характером распределения зерен по размеру. При опробовании с учетом обоих факторов размерность зерен дает максимальную информацию об условиях осадконакопления. Как и в предыдущих случаях, можно анализировать единичные точечные пробы либо средние составленные из пород, одинаковых в структурном отношении, однако предпочтительнее первый способ.

**Статистические параметры.** *Центральная тенденция.* Размеры зерен в песках обычно имеют тенденцию концентрироваться вокруг некоторой усредненной величины, называемой средней, модой или медианой (табл. 3-3); эта величина определяется сочетанием двух факторов: усредненными свойствами среды осаждения и начальной размерностью исходных материалов. Различия в способах транспортировки ответственны за почти повсеместное четкое разделение глин от алеврита и песка; глинистые частицы перемещаются исключительно в виде суспензии турбидитного потока, тогда как большая часть алевритового материала, почти весь песок и все более крупные частицы транспортируются по дну в виде влекомого слоя путем комбинированного воздействия скольжения, сальтации и перекатывания. Обычная последовательность песок — алеврит — глина, наблюдаемая во многих бассейнах на расстояниях порядка десятков и сотен километров, почти всегда обусловлена снижением мощности течения в большей степени, чем влиянием истирания. Подтверждением решающей роли мощности потоков служит незначительная скорость абразии песков [48]. Поскольку средняя величина зерен зависит от всей совокупности размеров, определяющих форму кривой, лучше определять центральную тенденцию, чем медиану. При статистически нормальном распределении все три величины — средняя, мода и медиана — совпадают.

*Бимодальность.* Индекс для измерения бимодальности (табл. 3-3) был предложен Саху [74]. Бимодальность может быть следствием целого ряда причин: комбинации донной и суспензионной транспортировки осадков, влияния инфильтрации, постседиментационных изменений в диагенезе или отсутствия в исходном материале частиц определенных классов крупности. Наличие двух и более мод усложняет интерпретацию всех статистических параметров.

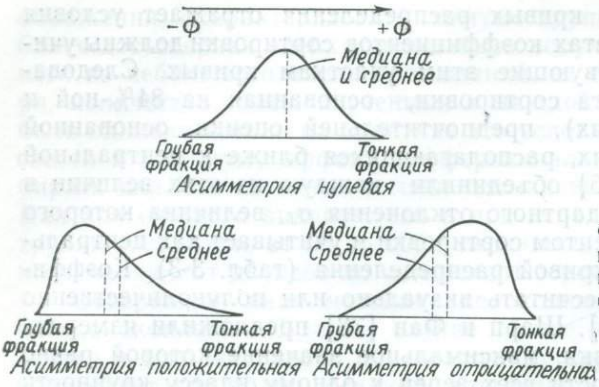
*Коэффициент сортировки.* Дисперсия вокруг центральной тенденции определяет сортировку. Поскольку принято считать, что конфи-

гурация конечных участков кривых распределения отражает условия осадконакопления, при расчетах коэффициентов сортировки должны учитываться данные, соответствующие этим участкам кривых. Следовательно, оценка коэффициента сортировки, основанная на 84%-ной и 16%-ной долях (персентилях), предпочтительней оценки, основанной на 75%-ной и 25%-ной долях, располагающихся ближе к центральной тенденции. Фолк и Уорд [25] объединили каждую из этих величин в своем графике расчета стандартного отклонения $\sigma_I$, величина которого является средним коэффициентом сортировки и учитывает как центральную, так и внешние части кривой распределения (табл. 3-3). Коэффициент сортировки можно рассчитать визуально или полуколичественно путем изучения шлифов [23]. Шарп и Фан [78] предложили измерять величину энтропии сортировки, максимальное значение которой равно 100% в случае принадлежности всех зерен к одному классу крупности и нулю при одинаковом количестве зерен различной крупности. Вне зависимости от того, является распределение нормальным или нет, эта функция позволяет оценить степень совершенства сортировки.

Изменения скорости образования пласта за счет одновременного поступления материала из суспензий и транспортируемого по дну, объединение в одной пробе материала более чем из одного стратиграфического горизонта, поступление исходного песчаного полимодального материала — все эти причины обусловливают вариации коэффициентов сортировки. Воздействие на сортировку унаследованных свойств подчеркивалось Фолком и Робле [24]. Их точка зрения может быть сформулирована следующим образом: обычно пески содержат несколько совокупностей зерен со своими собственными особенностями распределения; поэтому лучшие коэффициенты сортировки получаются тогда, когда моды близки друг к другу, худшие — когда они резко различны. Таким образом, в полимодальных осадках сортировка, как и другие параметры, просто отражает относительные величины и степень расхождения различных мод. Широко распространено мнение, что лучшая сортировка получается при повторной переработке песков потоками умеренной мощности. Вероятно, самая плохая сортировка наблюдается в песках, которые были объектом одного кратковременного эпизода массовой транспортировки, например при подводных оползнях или в составе мутьевых потоков, и затем были отложены ниже уровня воздействия волн в глубоководных участках дна. Кюнен [49] ввел термин «захоронение» («repository») для таких обстановок, где однажды отложенные зерна в дальнейшем не подвергаются транспортировке. Пески барханов, перемещающиеся поверх коренных пород, служат хорошим примером обстановки, не способствующей захоронению, в которой осуществляется великолепная сортировка.

Какие же граничные значения коэффициента сортировки наблюдаются в природе? Фолк и Робле [24] предполагают, что пески, отложенные в зоне действия прибоя, имеют величины $\sigma_I$ от 0,3 до 0,6 φ. Имеющаяся информация по граничным значениям коэффициентов сортировки в других условиях очень ограниченна. Хотя довольно трудно оценить эти граничные величины, исследования подобного рода кажутся нам заслуживающими внимания.

*Асимметрия.* Асимметрия функции распределения определяется по ее кривизне и зависит от относительной роли конечных участков кривой распределения (фиг. 3-3). Как и в случае коэффициента сортировки, для определения асимметрии предложено несколько формул. Фолк и Уорд [25] дают наиболее исчерпывающую графическую формулу, в которой используются шесть процентных долей (персентилей, см. табл. 3-3). В тех случаях, когда предпринимались попытки выяснить




Фиг. 3-3. Кривые положительной и отрицательной асимметрии гранулометрического состава ([26], с изменениями).

роль функции распределения размеров для характеристики процессов транспортировки или условий осадконакопления, внимание обращалось на окончания кривой распределения и в особенности на асимметрию.

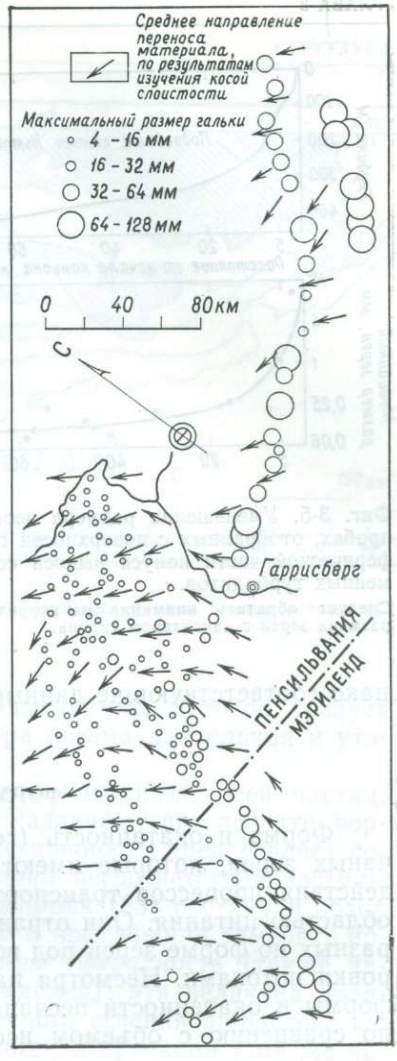
*Эксцесс.* Грубо говоря, эксцесс (табл. 3-3) является мерой остроконечности кривой распределения; если кривая распределения положе нормальной, ее называют плоскоэксцессной (platykurtic), если острее, ее называют остроэксцессной (leptokurtic). На основании только величин эксцесса нельзя сделать сколько-нибудь значительных геологических выводов.

Моментные формулы для расчетов асимметрии и эксцесса могут служить иллюстрацией необходимости особо тщательной проверки исходных размерных данных, если на основании этих величин ожидается получение важных выводов. Поскольку отклонения от среднего, так же как и вводимые значения стандартной девиации, возводятся в 3-ю и 4-ю степени, ошибки в исходных данных могут послужить причиной абсолютно неверных оценок как асимметрии, так и эксцесса.

**Картирование областей рассеяния обломочного материала.** Одним из важнейших моментов в восстановлении геологической истории песчаников является реконструкция картины разноса песков под действием течений или ветра от области питания к бассейнам осадконакопления и в пределах самих бассейнов. Поскольку рассеяние обломочного материала на поверхности Земли имеет два измерения, то его особенности могут быть выражены с помощью карты площадного распределения одной или нескольких переменных, размещение которых определялось транспортирующей средой. Таким образом, мы можем восстановить местонахождение палеосклона или направление палеоветров и тем самым приблизиться к воссозданию обстановки осадконакопления. Для этих целей иногда используют структурные признаки: могут быть закартированы величины, характеризующие центральную тенденцию или, что менее обычно, максимальные из наблюдаемых размеров, причем последние в большей степени, чем величины центральной тенденции, зависят от различий в опробовании. Некоторые сглаживают эти результаты, чтобы подчеркнуть основную особенность. Размерные градиенты обычно легко определяются в валунных, лёссовых и пепловых отложениях [69]. Лёссам [82] и пеплопадам [13] свойственны особенно отчетливо выраженные градиенты, так как с уменьшением скорости ветра происходит выпадение частиц на земную поверхность, которая играет роль сорбирующего субстрата.

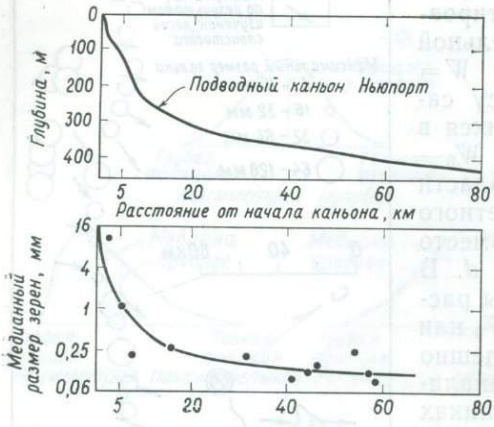
Гравийные отложения долин обычно характеризуются отчетливо выраженным уменьшением размерности частиц вниз по течению, так же как и аллювиальные конусы выноса [6], которые в первом приближе-

нии подчиняются закону Штернберга [86]. Штернберг связал уменьшение размера частиц и дальность транспортировки с помощью простой отрицательной экспонентной функции распада $W = W_0 e^{-as}$, где $W$ соответствует весу самой крупной гальки из встречающихся в некотором пункте нижнего течения, $W_0$ — максимальный начальный вес в области сноса, $a$ — константа для конкретного потока, $s$ — длина пути переноса. Вместо веса можно использовать диаметр $d$. В древних отложениях, для того чтобы рассчитать $s$, необходимо определить $W_0$ или $d_0$. Ряд исследователей [53, 61] успешно применяют закон Штернберга при анализе галек в конгломератовых песчаниках (фиг. 3-4). Процессы селективной сортировки и абразии (истирания) при транспортировке материала ведут к уменьшению размеров частиц вниз по течению в осадках, отложенных водой. Из двух факторов в отношении песков более действенной является сортировка. Селективная сортировка, по-видимому, преобладает и в эоловых отложениях. Пески некоторых современных турбидитов также дают отчетливые кривые уменьшения размерности частиц, которые хорошо коррелируются с наклоном поверхности подводных конусов выноса. Древним турбидитам свойственны подобные же соотношения, однако возникают трудности в корреляции деформированных толщ, где отсутствуют маркирующие горизонты, что усложняет прослеживание их по простиранию. Как правило, в разрезах турбидитных осадков легче наблюдать вертикальную, чем латеральную изменчивость зернистости.




Фиг. 3-4. Уменьшение максимального размера галек вниз по течению и преобладающее направление движения по замерам косой слоистости в кварцитах Тускарора (силур), Аппалачский бассейн, США ([98], с изменениями).

Однако наблюдаются ли градиенты размерности для типичных тонко- и среднезернистых песчаников, отлагавшихся на обширных пологих прибрежных равнинах и в мелководных шельфовых зонах морей? Если нижняя часть долины реки Миссисипи от Кейро, штат Иллинойс, до Мексиканского залива рассматривать в качестве подходящей модели реки с большим объемом аллювиального материала (фиг. 3-6), то можно считать, что в аллювиальных песчаниках, отложенных на прибрежной равнине, может наблюдаться отчетливо выраженный градиент. К сожалению, исследования тенденций изменения зернистости в наиболее древних средне- и мелкозернистых песчаниках не принесли ощутимых результатов. Песчаники многих формаций, по-видимому, отражают несколько сменяющих друг друга обстановок осадконакопления и могут представлять собой смесь трансгрессивных и регрессивных песчаников. Кроме того, при формировании пятнадцатиметровых и более мощных толщ песчаников местные структурные изменения по вертикали довольно значи-




Фиг. 3-5. Уменьшение размера зерен в пробах, отобранных с поверхности периферической части конуса выноса современных турбидитов.

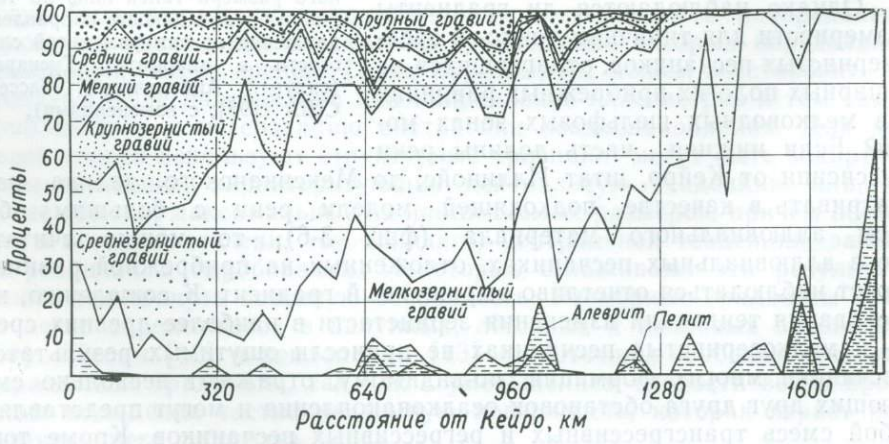
Следует обратить внимание на корреляцию размера зерен с характером склона.

тельны, и, следовательно, для получения надежных оценок обычно необходимо изучение значительного количества образцов.

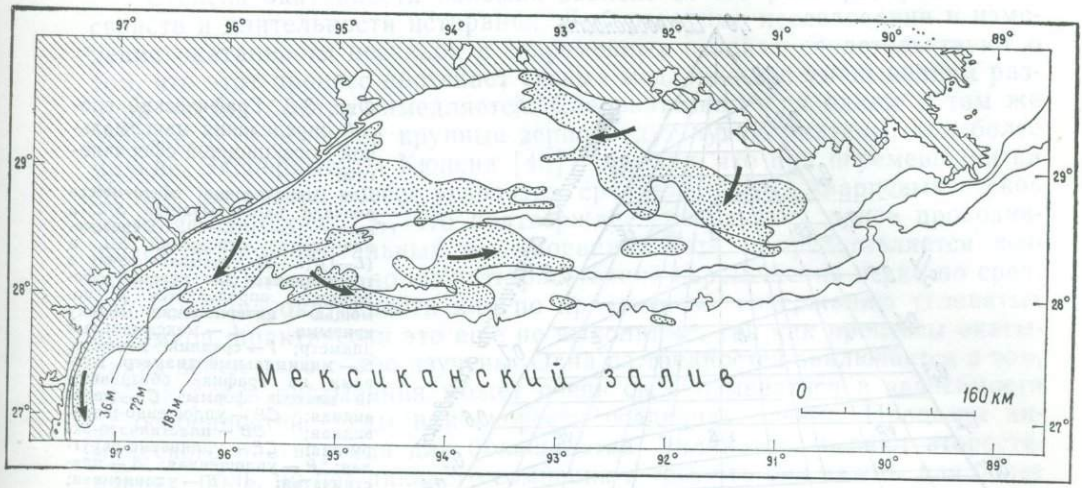
Однако Пеллетье [61] на примере триасовых песков Грей-Бедс, Британская Колумбия, показал существование систематического структурного градиента. Керри [11] достиг определенных успехов, разделив на сообщества (субпопуляции) около 750 образцов современных песков шельфа Мексиканского залива (фиг. 3-7). Каждое сообщество характеризуется своей модой и кривой распределения. Эоловые дюнные покровы из-за отсутствия условий, благоприятствующих захоронению, должны обладать наименьшим градиентом по сравнению со всеми другими отложениями, однако соответствующие данные практически отсутствуют.

## ФОРМА И ОКАТАННОСТЬ

Форма и окатанность (roundness) — это именно те свойства песчаных зерен, которые имеют наибольшее значение для изучения воздействия процессов транспортировки на обломки пород, поставляемые областью питания. Они отражают степень преобразования угловатых и разных по форме зерен под воздействием абразии, растворения и сортировки потоками. Несмотря на всю важность этих признаков, изучению формы и окатанности песчаных зерен уделялось очень мало внимания по сравнению с объемом исследований размеров зерен. Это связано,




Фиг. 3-6. Гранулометрический состав песков реки Миссисипи на участке русла от Кейро, Иллинойс, до Мексиканского залива [92].




Фиг. 3-7. Тенденции изменения размерности зерен современных песков с модой типа II в Мексиканском заливе [11].

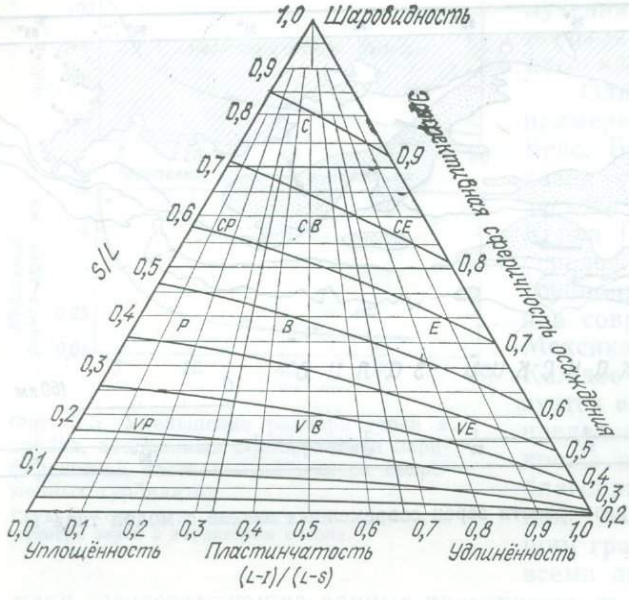
по-видимому, с тем, что большинство применяемых методов требует индивидуального обмера зерен — процедура весьма длительная и утомительная, а кроме того, и неточная.

Форма определяется различными соотношениями осей частиц: длинной ($L$), средней ($I$) и короткой ($S$). Различают два аспекта формы: сферичность и форма, как таковая. Сферичность представляет собой количественный параметр оценки степени несоответствия частицы изометричной (шаровидной) форме. Снид и Фолк [83] составили обзор различных способов измерений сферичности и предложили замерять новый параметр — *максимальную проекционную сферичность* (также называемую эффективной сферичностью осаждения); эта величина представляет собой отношение площади поперечного сечения шара того же объема, что и частица, к максимальной площади проекции этой же частицы и определяется по формуле:

$$\psi_p = \sqrt[3]{S^2/LI}.$$

Они считают, что эта величина по сравнению с ранее известными лучше характеризует поведение частиц в жидкой среде. Максимальную проекционную сферичность можно определить графически (фиг. 3-8). Однако Бригс и др. [9] выяснили, что соотношение размеров, определяющее геометрическую форму частиц, должно почти в той же степени коррелироваться с зависимостью формы песчаных зерен от характеристик потоков жидкости. По форме различают продолговатый сфероид (одна длинная и две короткие оси) и уплощенный (две длинные оси и одна короткая), причем и тот и другой характеризуются равной сферичностью (фиг. 3-8). Форма определяется двумя отношениями длин осей: короткой ($S$), средней ($I$) и длинной ($L$),—$S/L$ и $(L-I)/(L-S)$ в отличие от одного отношения при оценке сферичности. Зинг [101] на основании отношений $I/L$ и $S/I$ выделял 4 класса форм, а позднее Фолк и Уорд [25] предложили деление на 10 классов.

В большинстве работ по изучению формы и округленности зерен для оценки средних величин используют из каждой пробы от 25 до 100 частиц. Хотя это делается и редко, можно также рассчитать «коэффициент сортировки» распределения такого типа.




Фиг. 3-8. Графический способ определения максимальной проекционной сферичности.
Для определения сферичности вначале рассчитывается $S/L$, а затем $(L-I)/(L-S)$. Пересечение линий отношений $S/L$ и $(L-I)/(L-S)$ указывает точку в треугольнике, для которой сферичность определяется с помощью интерполяции между кривыми. $L$ — максимальный диаметр; $I$ — средний диаметр; $S$ — минимальный диаметр. Буквами на графике обозначены 10 классов формы: $C$ — шаровидная; $CP$ — уплощенно-шаровидная; $CB$ — пластинчато-округлая; $CE$ — удлиненно-округлая; $P$ — уплощенная; $B$ — пластинчатая; $E$ — удлиненная; $VP$ — весьма уплощенная; $VB$ — весьма пластинчатая; $VE$ — весьма удлиненная ([83], с изменениями).

Исследования, посвященные трехмерному анализу формы песчаных зерен, немногочисленны, что связано в основном с трудностями измерений. В прозрачных шлифах форма обычно определяется приближенно по отношению самой длинной оси к самой короткой. Напротив, исследований формы гравийных зерен выполнено очень много. Обычно считается, что форма зерен слабо отражает условия среды осадконакопления, хотя гидро- и аэродинамические исследования и указывают на то, что именно форма обломков может играть важную роль и, в частности, определять поведение частиц при осаждении. Были предложены различные способы более эффективной оценки влияния формы на скорость осаждения [76]. Возможно, что зависимость формы частиц от исходной конфигурации и внутренних векторальных свойств является главной причиной видимого отсутствия связи между морфологией обломков и средой осадконакопления. Бригс и его коллеги [9] установили, однако, что сортировка тяжелых минералов по форме играет такую же важную роль, как и сортировка по удельному весу.

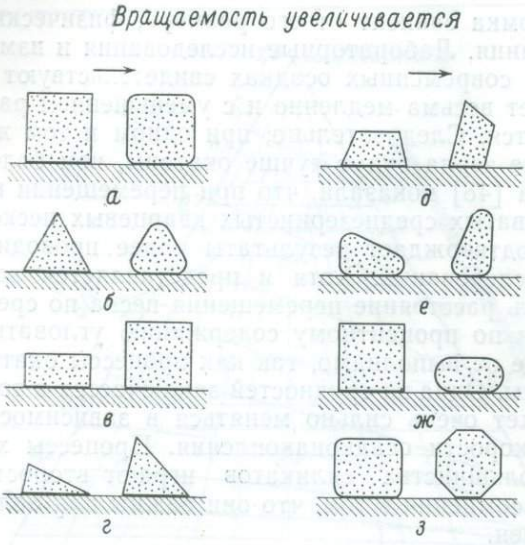
Окатанность является самостоятельным геометрическим признаком и характеризуется округленностью (сглаженностью) углов. Количественно она определяется по формуле $\frac{\sum_i^n r_i/R}{n}$, где $r_i$ соответствует радиусу окружности, вписанной в $i$-й угол, $n$ — числу углов и $R$ — наименьшему радиусу описанной вокруг зерна окружности. Для определения $r_i$ и $R$ можно использовать контуры максимальной проекционной фигуры частицы. Обычно для определения округленности и степени окатанности обломков от угловатых до вполне округлых используют стандартный набор фигур. Ведущими исследователями, которые заложили основы представлений об окатанности зерен и ввели в употребление палетки для ее замера, являются Уодел [94] и Крамбейн [45]. Позднее Пауэрс [70] предложил шкалу, основанную на двух сериях фигур для зерен различной сферичности. Шкала ρ Фолка [25] представляет собой видоизмененную, построенную в логарифмическом масштабе, шкалу Пауэрса.

Степень окатанности обломка зависит от его размера, физических свойств и длительности истирания. Лабораторные исследования и измерения окатанности песчинок в современных осадках свидетельствуют о том, что этот процесс протекает весьма медленно и с уменьшением размера частиц быстро замедляется. Следовательно, при одном и том же отрезке пути переноса крупные зерна будут лучше окатаны, чем более мелкие. Эксперименты Кюнена [48] показали, что при перемещении на 20 тыс. км потери в весе угловатых среднезернистых кварцевых песков составят не более 1%, что подтверждает результаты ранее проводившихся экспериментальных исследований. Хотя и представляется возможным количественно оценить расстояние перемещения песка по средней величине окатанности или по процентному содержанию угловатых обломков, практически это еще не выполнимо, так как процессы окатывания зерен пока слабо изучены. Одна из трудностей заключается в том, что скорость окатывания может очень сильно меняться в зависимости от особенностей среды или скорости осадконакопления. Процессы химического растворения для большинства силикатов играют второстепенную роль, но нет никакого сомнения в том, что они важны для более растворимых карбонатных зерен.

Хорошо окатанные зерна образуются либо в результате участия в нескольких циклах транспортировки, каждый из которых вносит свою небольшую долю в их окатывание, либо в результате интенсивного истирания в специфической обстановке, где происходит их очень быстрое обтачивание. Среди петрографов известно примерно равное число приверженцев той и другой точек зрения: одни считают округленность унаследованной, другие связывают ее с обстановкой осадконакопления. Предполагается, что пляжи и в такой же степени дюны относятся к числу фациальных обстановок, которые способствуют возникновению хорошо окатанных зерен, особенно в геологическом прошлом, когда, в отличие от современных условий осадконакопления, большая тектоническая стабильность древних кратонов могла способствовать более интенсивной переработке песков. Однако проводимые в настоящее время исследования отложений современных пляжей в большинстве случаев не обнаруживают в них намного более совершенной окатанности зерен, чем в исходных песках континентального генезиса.

Из-за малой скорости окатывания частиц песчаной размерности в большинстве песков трудно установить пути развития этого процесса. Некоторые исследователи просто используют окатанность, чтобы облегчить определение минеральных ассоциаций или особенностей распределения, основываясь на присутствии или отсутствии угловатых зерен или на приблизительной оценке их содержания. При определении процентного содержания угловатых или окатанных зерен допускается сопоставление только фракций одной и той же размерности и минерального состава. Выделение провинций по степени окатанности можно произвести по угловатым зернам таких тяжелых минералов, как циркон и турмалин, или по кварцу. Хотя округлые зерна с оболочками обрастания могут служить убедительным доказательством их полицикличного происхождения, количество этих зерен обычно настолько мало, что исключает возможность их применения для петрографического картирования. Поскольку методы катодолюминесцентной петрографии упрощают диагностику полицикличных зерен [81], в будущем возможно их более широкое использование.

Бригс и др. [9] установили, что визуальные оценки окатанности лишь в незначительной степени коррелируются с динамикой поведения песчаных зерен в жидкой среде. Богс [7] подробно описал использование электронного анализатора для определения окатанности и сферич-




Фиг. 3-9. Способность к перекатыванию, или вращаемость ([49], с изменениями).

Вращаемость зависит от окатанности обломков (*а, б*), формы (*в, г*), положения (*д, е*) и от отношения степени окатанности к форме (*ж*), а также формы к степени окатанности (*з*).

ности песчаных зерен. В небольшой степени окатанность зерен можно использовать для стратиграфических целей — как вспомогательный критерий для расчленения стратиграфических горизонтов.

Недавно Шепардом и Янгом [79] была введена новая характеристика морфологических свойств зерен — способность к перекатыванию, которая затем была уточнена Кюненом [49]. Она определяется как минимальный угол наклона, при котором начинается перекатывание или падение частицы. Уинкельмолен [97] выполнил исчерпывающее исследование этого аспекта понятия о форме частиц и ввел термин *«вращаемость»*. Вращаемость является свойством, зависящим от округленности и формы, как это показано на фиг. 3-9, и служит по существу функциональным описанием формы — в противоположность числу геометрическому; оно определяется для рыхлых песков с помощью специального приспособления. Уинкельмолен использовал такое приспособление для исследования различных пляжевых и дюнных песков и пришел к выводу, что диаграммы взаимозависимости вращаемости и размерности зерен оказались полезными для распознавания отложений обоих типов. Выполненная им работа представляет собой одно из наиболее полных исследований седиментологических аспектов морфологии зерен.

## СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ

Представление о том, что структура поверхности песчаных зерен может быть использована для обнаружения следов воздействия эрозии, транспортировки и обстановки осадконакопления, зародилось давно. Казалось очевидным, что действующие при этом физические и химические процессы могут дать начало целому ряду заметных структурных признаков. Кюнен и Пердок [50] вкратце описали особенности различных поверхностных структур песчаных зерен в отраженном свете: «...могут быть обнаружены все переходы от прекрасно отполированных зерен к слегка выщербленным или поцарапанным, а также от зерен с матовой поверхностью, но еще прозрачных, к тусклым и даже полностью непрозрачным зернам».

Имеется обширная литература, посвященная возможной диагностической роли структур поверхности зерен при изучении обстановки седиментации, причем главное внимание уделяется причинам появления

матовой поверхности. Нет сомнений, что началом этих публикаций послужили первые исследования кварцевых зерен дюнных песков, особенно пустынных, характерным признаком которых является тусклая, непрозрачная поверхность, тогда как зерна пляжевых и речных песков обладают блестящей, полированной поверхностью. Кюнен и Пердок [50] считают, что ветер и воду нельзя считать основными факторами, воздействующими на характер поверхности зерен. Главную роль они отводят химическим агентам — чередующемуся растворению и осаждению под действием росы в пустынных условиях. Исследование поверхности песчаных зерен с помощью электронного микроскопа подтверждает это. В меньшей степени матовость зерен может быть результатом коррозионного действия растворов, приводящих к замещению кварца после его осаждения чаще всего кальцитом. Это дает начало появлению матовых зерен после децементации породы. Русловая абразия может привести к исчезновению матовой поверхности зерен за счет их полировки. Поверхностные структуры древних песчаников, за исключением редких случаев, мало помогают в расшифровке условий осадконакопления. По-видимому, только Кайё [10] был ярым защитником использования матовости зерен в качестве индикатора эолового происхождения древних песчаников.

В настоящее время для изучения поверхностных структур применяется электронный микроскоп [67, 44], и уже получены обнадеживающие данные, позволяющие перейти от этих исследований к интерпретации структур поверхности, в частности для выяснения происхождения современных песков. Древние сцементированные песчаники, по-видимому, являются более сложным объектом для расшифровки условий их образования. Сканирующий электронный микроскоп особенно хорошо подходит для исследований подобного рода благодаря большой глубине его поля [87].

## СТРУКТУРНАЯ ЗРЕЛОСТЬ

Седиментологи, имеющие дело с большим структурным разнообразием песчаников, от сильно глинистых с угловатыми обломками до хорошо отсортированных с окатанными зернами, расширили чисто минералогическое понятие их зрелости, дополнив его описанием структурных разновидностей песчаников. Пламли [66] называл зрелыми такие разности гравия или песка, которые сложены хорошо отсортированным в минералогическом отношении материалом. Фолк [20] считает пески тем более *структурно зрелыми*, чем меньше глинистого материала содержится в промежутках между слагающими их зернами и чем более совершенны сортировка и окатанность самих зерен. Он предлагает четкую методику для определения трех стадий структурной зрелости. Выделение именно трех последовательных стадий основано на представлении о том, что в процессе транспортировки первыми вымываются глинистые минералы, затем подвергается сортировке главная масса зерен, и намного позднее они приобретают окатанность. Иными словами, сторонники представлений о структурной зрелости пытаются найти зависимость между процессами фракционирования и истирания материала при переносе течениями и степенью сортировки и окатанности песчаных зерен. Однако конечная обстановка осадконакопления также оказывает влияние на характер структурной зрелости. Так, во время шторма хорошо окатанные и отсортированные пески морского шельфа могут быть смешаны с глинистым материалом более глубоководных зон. Подобный эффект может возникнуть и в случае биогенного перемешивания. Присутствие заметного количества глинистого мате-

риала в массе хорошо отсортированных и окатанных зерен называют *структурной инверсией*. Другим примером структурной инверсии служат отложения слабо сортированного, но хорошо окатанного материала. Соотношения между структурной и минералогической зрелостью полностью не установлены главным образом потому, что они систематически и количественно не исследовались.

Представления о структурной зрелости были впервые применены к древним песчаникам и использовались примерно для тех же целей, что и гранулометрический анализ. Окатанность и сортировка породообразующих зерен легко определяется в шлифах. При исследовании глинистой составляющей мы встречаемся с гораздо большими трудностями, поскольку отличить обломочную часть глин от аутигенной во многих древних песчаниках почти невозможно; между тем это совершенно необходимо для использования понятия структурной зрелости. Следует отметить, что как средство простого и быстрого структурного описания консолидированных песчаников понятие о структурной зрелости может оказаться полезным.

## РАСПОЗНАВАНИЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Можно ли гранулометрические особенности песчаников использовать для выяснения обстановки седиментации? Попытки прямого подхода к этой проблеме предпринимаются по крайней мере начиная со времен Аддена [91] и могут служить классическим примером униформистского подхода к решению проблемы: опробуются современные пески, условия накопления которых известны, с целью выявления различий между ними, а затем эти различия используются для диагностики древних аналогов. Этот метод является основой почти любого анализа обстановки осадконакопления по данным гранулометрического анализа пород. Классификационные схемы включают одну или несколько разновидностей и могут использовать графические параметры, полученные на основании гранулометрических кривых распределения, а также с помощью более формальных статистических методов. Например, Келлер [40] использовал отношение содержаний фракций (бóльшей к меньшей) по размерности соседних к модальной; его отношение $F : C$ (F — fine, C — coarse) служит для разграничения песков эолового и водного происхождения. Эта величина является грубой оценкой асимметрии. Ранее Энгельхарт [16] предложил отношение среднего радиуса кварца к среднему радиусу тяжелых минералов как способ для разграничения условий эолового и водного переноса. Недавно Ханд [33] подтвердил его положение на примере некоторых пляжевых и дюнных песков Нью-Джерси. Более сложными являются методы, используемые Фридманом [27, 29], который строит графики для различных пар параметров, таких, как медиана и коэффициент сортировки, коэффициент сортировки и асимметрия, асимметрия и эксцесс. Фридман оперировал с параметрами, основанными на данных, полученных с помощью квартилей φ, и рассматривал лишь современные пески. Позднее Мойола и Уэйзер [55] получили сходные результаты для некоторых своих диаграмм, в которых использовали параметры, рассчитанные по половинным долям и даже целым единицам φ.

Еще более точные анализы могут быть проведены с помощью линейной дискриминантной функции, впервые примененной Саху [74] к данным гранулометрического анализа современных песков. Дискриминантная функция представляет собой мультивариантную классификационную функцию, с помощью которой описывается неизвестный обра-

зец, охарактеризованный несколькими переменными, например медианой ($x_1$), коэффициентом сортировки ($x_2$) и асимметрией ($x_3$), для одной из двух или нескольких совокупностей из различных фациальных обстановок, как это имеет место в случае современных русловых, пляжевых и дюнных песков. При трех переменных дискриминантная функция имеет вид

$$D_3 = a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3,$$

где величины $a_1$, $a_2$, $a_3$ рассчитываются по имеющимся данным, а $D_3$ представляет собой дискриминантный индекс. Определяя $x_1$, $x_2$, $x_3$ по неизвестной, мы можем затем отнести их к одной из родственных совокупностей. Другая возможность, хотя она и редко используется, заключается в комбинации размерных параметров со структурными, например окатанности или формы, в виде дискриминантной функции. Крамбейн и Грейбилл [46] дают подробное описание метода и приводят примеры дискриминантных функций.

Попытки связать особенности гранулометрического состава песчаников с обстановкой их отложения имели достаточно скромный успех даже применительно к современным пескам, так как результаты часто не согласуются между собой: одни исследователи обнаруживают отличия для разных условий осадконакопления, а другие нет. Рассмотрение некоторых данных на основе имеющихся «отпечатков» — свидетелей обстановки осадконакопления — позволяет предположить, почему это так.

Изучение отпечатков дает основание считать, что процессы, ответственные за распределение зерен по размеру, на заключительной стадии формирования осадков весьма заметно преобразуют гранулометрию песков, поступающих в бассейн осадконакопления. Короче говоря, можно предполагать, что эти процессы устраняют эффект наследования. Рассмотрим пески в водотоке, дренирующем область питания, сложенную очень хорошо сортированными кварцевыми аренитами. Будут ли структурные параметры аллювиальных песков значительно отличаться от таковых у исходных песков? Мы считаем наследование особенно важным моментом при изучении кратонных полицикличных песчаников, поскольку им свойственна длинная история истирания, и, следовательно, характер распределения зерен по размеру может отражать процессы осадконакопления, совершенно отличные от таковых в конечных бассейнах. Другой аспект наследования, который служит аргументом против существования универсального решения вопроса об условиях осадконакопления с помощью гранулометрического анализа, заключается в том, что различные исходные пески имеют разные моды, и вследствие этого критерии, которые позволяют отличать пляжевые пески от русловых в пределах одного бассейна, не годны для другого бассейна осадконакопления. И наконец, почти все методы «отпечатков» игнорируют осадочные текстуры как объект опробования, тот самый, который может сильно влиять на размерность пород. Правомерно ли сравнение особенностей гранулометрического состава пляжевых песков пластовой формы с гранулометрией косослоистых русловых отложений? Что оказывает более сильное влияние на характер гранулометрического состава: обобщенная динамика жидкой среды на всей площади осадконакопления или конкретные особенности режима потока, обусловливающие возникновение различных осадочных текстур, повсеместно присутствующих в песчаниках всего земного шара?

Прежде всего по изложенным причинам мы сомневаемся в существовании универсального способа определения или разграничения условий осадконакопления с помощью гранулометрического анализа,

в особенности по одному или нескольким образцам, отобранным без учета осадочных текстур, фациальных переходов или положения в пределах исследуемого тела песчаных отложений. Более перспективен, как нам кажется, анализ вертикальных профилей распределения среднего и максимального размеров в песчаном пласте. Для скоплений речных песков и песков приливно-отливной зоны характерны гранулометрические кривые, указывающие на уменьшение размерности кверху, для барьерных островов — на увеличение; в морских пластовых отложениях размерность увеличивается или уменьшается снизу вверх в зависимости от того, куда они перемещались: в направлении берега или моря. Наконец, изменения по вертикали в них могут отсутствовать (см. гл. 11). Авторы полагают, что в сочетании с изучением осадочных текстур возрастающее вверх по разрезу песчаного пласта утонение или погрубение материала может оказаться весьма информативным признаком.

Отметим и другие способы гранулометрического анализа.

Пассега [59, 60] полагает, что если построить *CM*-диаграмму для 30 или более образцов по одному сечению через пласт песка, то можно определить, каким путем — перемещением по дну или во взвешенном состоянии — осуществлялась транспортировка песчаных зерен. Глубина, по крайней мере относительная, в пределах одного бассейна определяется по максимальному размеру частиц, транспортируемых донными течениями. В наших попытках по возможности лучше интерпретировать результаты гранулометрического анализа, вероятно, возрастает роль *Q*-модального факторного анализа. С его помощью Клован [41] разделил на три группы 69 образцов современных осадков из залива Баратария и сделал вывод о том, что причинными факторами для процессов каждой группы были прибойные и донные течения и гравитационное осаждение (в спокойной воде). Сологуб и Клован [84], используя *Q*-модальный факторный анализ, проверили большинство размерных параметров и их комбинации, которые были предложены для разграничения условий седиментации в озерной обстановке озера Виннипег, Манитоба, Канада. Ни одна из величин не может удовлетворительно охарактеризовать неизвестную обстановку седиментации, но факторный анализ позволяет построить карту, отражающую энергетические условия в различных обстановках седиментации. Имбри и ван Андел [36], а также Крамбейн и Грейбилл [46] опубликовали пояснение к *Q*-модальному факторному анализу.

Несколько иная точка зрения была высказана Спенсером [85], который, подобно Фолку и Робле [24], полагает, что вариации средних значений коэффициента сортировки, асимметрии и эксцесса отражают только относительное значение трех размерных совокупностей гравия, песка и глины, каждая из которых характеризуется логнормальной функцией распределения. Спенсер предполагает, что в большинстве песков коэффициент сортировки фактически является только мерой относительной роли структурообразующих зерен по сравнению с матриксом в интерстициях. Он считает, что 30 мкм — это наиболее логичный верхний предел размера частиц цементирующей массы (матрикса). Как мы ранее отмечали, однако, в процессе диагенеза обломки глинистых пород могут превращаться в связующую массу и отношение зерна — матрикс в древних песчаниках может значительно отличаться от исходного. Вишер [93] в исследовании, подобном в какой-то мере работе Спенсера, разбил кумулятивную кривую на составные части и, основываясь на данных по современным пескам, связал их с семью главными процессами накопления песков. В табл. 1 в его работе в сжатом виде суммированы данные по многим кумулятивным кривым.

## ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Значительная часть гранулометрических исследований была предпринята с целью связать такие физические свойства, как проницаемость, звукопроводимость, прочность на разрыв и теплопроводность с размерными особенностями пород. Эти попытки обычно в какой-то степени оказывались успешными, но часто возникает необходимость в тщательно продуманном эксперименте, поскольку любое физическое свойство $P$ всякого агрегатного вещества является сложной функцией размера и формы зерен, способа их агрегирования и состава, причем некоторые из этих качеств должны и могут быть отбракованы с помощью регрессивного анализа [46]. Это особенно важно в том случае, если исследуемое свойство относится к числу «чувствительных», как, например, проницаемость. Эрфроимсон [19] приводит описание ступенчатого анализа, который позволяет определить влияние добавления независимых переменных $x_1$, $x_2$, $x_3$ к зависимой переменной $P$. Путем постепенного добавления по одной независимой переменной можно получить серию промежуточных уравнений:

$$P' = a'_0 + a'_1 x_1,$$
$$P'' = a''_0 + a''_1 x''_1 + a''_2 x''_2,$$
$$P''' = a'''_0 + a_1 x'''_1 + a_2 x'''_2 + a_3 x'''_3,$$
$$\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots$$

где $a_1$, $a_2$ и т. д. определяются по имеющимся данным. Можно оставлять или отбрасывать некоторые переменные, такие, как $x_3$, в зависимости от того, улучшают они или ухудшают «качественность показателей» уравнения. Гриффитс [31] приводит полное обсуждение рациональности использования уравнения регрессии для геологических целей.

## СТРОЕНИЕ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Строение песков и песчаников, т. е. характер сочленения их зерен в единый агрегат, должно быть в какой-то мере обусловлено способом отложения из потока большого числа зерен различного размера, формы и окатанности, а также особенностями уплотнения этого агрегата под воздействием физических и химических процессов. В той мере, в какой удается определить и замерить особенности строения с помощью независимых структурных параметров, можно успешно использовать эти свойства для реконструкции режимов течения и постседиментационного уплотнения. Иногда также используют эти свойства для практических целей инженерной геологии в качестве критериев хрупкости и прочности пород.

**Соотношение зерен между собой.** Соотношения зерен описываются в прозрачных шлифах с помощью качественных и количественных показателей, которые в совокупности позволяют установить трехмерные соотношения зерен в плоскости шлифа. В настоящее время мы обладаем терминологией и в какой-то степени методологией, однако нам крайне недостает систематических картировочных исследований. Знание особенностей пространственного распределения текстурных типов в пласте песчаника необходимо для лучшего понимания происхождения и относительного возраста цементирующего их вещества, а также диагенетических процессов. Одним из препятствий в развитии этого направления является отсутствие подходящей аппаратуры для точного и более быстрого определения отношения одного зерна к другому, чем при микроскопическом методе подсчета одного зерна за другим и, возможно, во всех

Таблица 3-4

**Терминология, применяемая для обозначения агрегатного сочленения зерен песчаников**

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вогнуто-выпуклый контакт [89]: контакт, который в плоскости сечения проявляется в виде изогнутой линии

Фиксированный край [2]: часть зерна в контакте с другим в плоскости сечения

Фиксированное зерно [2]: длина фиксированного края превышает длину свободного края (не контактирующего с другим зерном)

Обособленное (плавающее) зерно: зерно, не контактирующее с другими в плоскости сечения

Структурообразующая часть зерен: часть зерен песка, передающая стрессовые напряжения

Свободный край [2]: та часть зерна в плоскости сечения, которая не контактирует с другими зернами

Свободное зерно [2]: длина свободного края превышает длину фиксированного края

Протяженный контакт [89]: контакт, который проявляется в плоскости сечения в виде прямой линии

Упаковка [39]: характер пространственных соотношений зерен между собой

Структурный контакт: стилолитовый взаимопроникающий контакт двух и большего числа зерен

Тангенциальный контакт [89]: контакт, который фиксируется в плоскости сечения в виде точечного соприкосновения

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Индекс отвердения [2]: отношение количества фиксированных обломков породы в процентах к количеству свободных зерен в процентах

Контактовый индекс: число контактных поверхностей, приходящихся на одно зерно

Горизонтальный интервал упаковки [54]: среднее горизонтальное расстояние между структурообразующими зернами

Плотность упаковки [39]: суммарная длина измеренных зерен, деленная на длину всего выбранного сечения и умноженная на 100

Индекс упаковки [14]: произведение числа контактов кварцевых зерен по всей длине сечения и среднего диаметра кварцевых зерен, деленное на всю длину сечения

Близость упаковки [39]: количество контактов зерен с зернами, деленное на общее число контактов всех видов (зерен с основной мелкозернистой массой и зерен с цементом), умноженное на 100

Вертикальный интервал упаковки [54]: среднее вертикальное расстояние между структурообразующими зернами

трех направлениях. Метод петрографического исследования с использованием катодной люминесценции [81] служит примером того, насколько может оказаться полезным совершенствование приборов. Другая трудность в картировании текстурных типов заключается в их сильной изменчивости, проявляющейся в прозрачных шлифах и очень похожей на изменчивость проницаемости. Некоторые из этих изменений связаны с первичными условиями осадконакопления, когда каждый пропласток или пласт изначально характеризуется неуловимыми различиями в соотношениях зерен между собой. Эти различия, несомненно, оказывали влияние на последующие диагенетические процессы. Сейчас необходимо искать пути для увеличения отношения «сигнал к шуму» (signal-to-noise) при изучении соотношений зерен каркаса.

Качественные и количественные термины, используемые при изучении соотношений зерен песчаников между собой, приведены в табл. 3-4, а фиг. 3-10 иллюстрирует применение качественных характеристик взаимоотношений зерен, приведенных в таблице. В табл. 3-5 указаны возможные соотношения между текстурными элементами, давлением растворов и цементирующим материалом.

**Ориентировка.** Гораздо больший прогресс был достигнут в изучении ориентировки различных по форме каркасообразующих зерен; ме-

Таблица 3-5

**Особенности пространственных соотношений зерен песчаников (по Адамсу [1], с изменениями)**

А. Соотношения зерен определяются главным образом качественными наблюдениями, подкрепленными небольшим числом количественных показателей в неориентированных образцах. Эти данные используются в основном для интерпретации и предсказания коллекторских свойств

1. Растворы под большим давлением
Много сутурных контактов, контакты зерен протяженные, плотность упаковки большая, пористости и цемента нет

2. Растворы под умеренным давлением
Некоторые контакты имеют сутурную форму, зерна в основном изометричные с преимущественно вогнуто-выпуклыми контактами. Цемент представлен главным образом обрастаниями кварца с небольшим количеством карбонатов или глины или совсем без них. Пористость небольшая

3. Растворы под небольшим давлением
Очертания зерен преимущественно первоначальные с протяженными и тангенциальными контактами. Низкое до умеренного число контактов между зернами и умеренная плотность упаковки. Могут быть прочно или слабо сцементированы с помощью обрастания кварца глинистым или карбонатным цементом. Могут иметь умеренную пористость при слабой цементации

4. Растворы не под давлением
Зерна имеют в основном первоначальные очертания и характеризуются тангенциальными контактами или обособлены друг от друга (плавают). Число контактирующих между собой зерен незначительно, как незначительна и плотность упаковки. Цемент в основном карбонатный или глинистый. Пористость значительна в случае ограниченной цементации

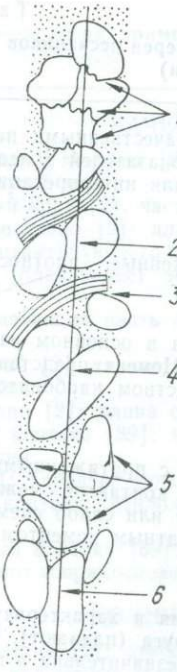
Б. Ориентировка каркасообразующих зерен определяется с помощью количественных замеров ориентированных образцов. Пористость и цементация независимы от ориентировки. Используются главным образом для выяснения направления потоков в недеформированных осадках

1. Частные методы
Визуальное, прямое измерение либо длинных осей, либо кажущихся длинных осей каркасообразующих зерен, осуществляемое обычно по шлифам

2. Агрегатные методы. Измерения валовых геофизических свойств с помощью соответствующего черного ящика, которые могут быть скоррелированы с ориентировкой каркасообразующих зерен

тодология этого типа исследований или по крайней мере методы измерения длинных осей или предполагаемых длинных осей индивидуальных зерен в шлифах хорошо стандартизированы и начинают уже применяться (табл. 3-5, *Б*). По характеру ориентированного расположения структурообразующих зерен выделяются две главные моды: основная — с положением длинной оси параллельно направлению течения потока и под углом 15—18° к направлению потока вверх по течению и другая — с ориентировкой длинной оси под прямым углом к направлению потока (фиг. 3-11). Предполагается, что вторая мода, не всегда наблюдаемая, является результатом поперечного вращения. Гамильтон и др. [32] подтвердили, что ориентировка главной моды параллельна наклону поверхности песка, как мокрого, так и сухого. При изучении ориентировки зерен необходимо обращать особое внимание на ее соотношение со слоистостью, поскольку зерна всегда накапливаются на поверхности отложения материала, которая не обязательно бывает горизонтальной.

Особый интерес в настоящее время представляют соотношения осадочных текстур, таких, как косая слоистость, линейность течения и отпечатки борозд размыва, со слагающими их зернами. Эти исследования позволяют предположить, что существует постоянная кор-



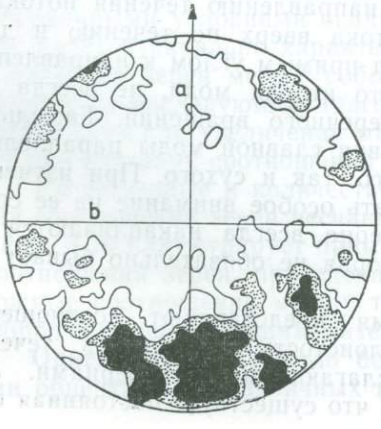

Фиг. 3-10. Пространственные соотношения и типы контактов между зернами.

Светлое — кварц, полоски — слюда, точки — матрикс. *1* — сутурный контакт; *2* — вогнуто-выпуклый контакт; *3* — точечный контакт; *4* — протяженный контакт; *5* — обособленные (плавающие) зерна; *6* — вогнуто-выпуклый контакт.

реляция между конструктивными формами типа песчаных волн или линейности течения и ориентировкой слагающих их песчаных зерен. Наблюдалась также корреляция следов размыва и особенностей агрегатного расположения зерен в каркасе, хотя корреляция между эрозионными текстурами, такими, как борозды размыва, и характером каркаса может быть выражена менее четко, поскольку процессы эрозии и осаждения разорваны во времени.

Обычно необходимость в региональном изучении ориентировки зерен невелика, поскольку направление палеотечений, как правило, определяется по осадочным текстурам. Однако Сестини [77] использовал соотношения зерен в каркасе для выяснения направления течения в калькаренитах из турбидитов, поскольку текстурные признаки, непосредственно указывающие направление потока, не поддавались простому замеру.

Обещает быть перспективным метод магнитной восприимчивости [71]. Ранее Циммерле и Бонем [100] для определения соотношений




Фиг. 3-11. Ориентировка зерен в песчаных отложениях горного потока.

На равноплощадную проекцию нанесены результаты замеров ориентировки длинных осей зерен кварца. Обратите внимание на расположение зерен внахлест (под углом). Стрелкой показано направление потока ([73], с изменениями).

обломков, слагающих каркас, использовали электронное сканирующее устройство со свободно перемещающимся лучом.

Поттер и Петтиджон [69] суммировали литературные данные (вплоть до начала 1963 г.) о структурных особенностях песков. Йоханссон [38] сделал великолепную сводку анализов ориентировки структурных компонентов осадочных образований.

## ПОРИСТОСТЬ И ПРОНИЦАЕМОСТЬ

В составе песчаников различают структурообразующий агрегат зерен, интерстиционный алевритовый или глинистый материал, заполняющий промежутки между зернами, химически отложенный цемент и систему сообщающихся пустот или пор. Изучение пористости пород является задачей петрофизики. Серьезный вклад в эту область знаний был сделан геологами-нефтяниками, гидрогеологами, почвоведами. Однако остается еще много неясного.

Именно система пор позволяет песчаникам накапливать и пропускать через себя жидкости и газы — подземные воды, нефть, газ и минерализованные растворы. Размер, форму и характер распределения системы пор в песках и песчаниках установить очень трудно. Главными препятствиями в этом являются отсутствие геометрической закономерности в размещении пор и крайне ограниченные их размеры. Сканирующий электронный микроскоп со свойственной ему большой глубиной поля зрения прекрасно иллюстрирует сложно расчлененные поверхности пор в песчанике (фиг. 3-12).

Пористость и проницаемость — вот два главных объекта исследования при анализе перемещения флюидов по системам пор. Как и плотность, оба эти свойства — неотъемлемые свойства массы песчаника.

Полое пространство — это та часть песчаника, которая не занята слагающими его твердыми компонентами. Полости могут быть сообщающимися или изолированными. Пористость, как скалярная величина, выражается в процентах. Абсолютная или общая пористость определяется как

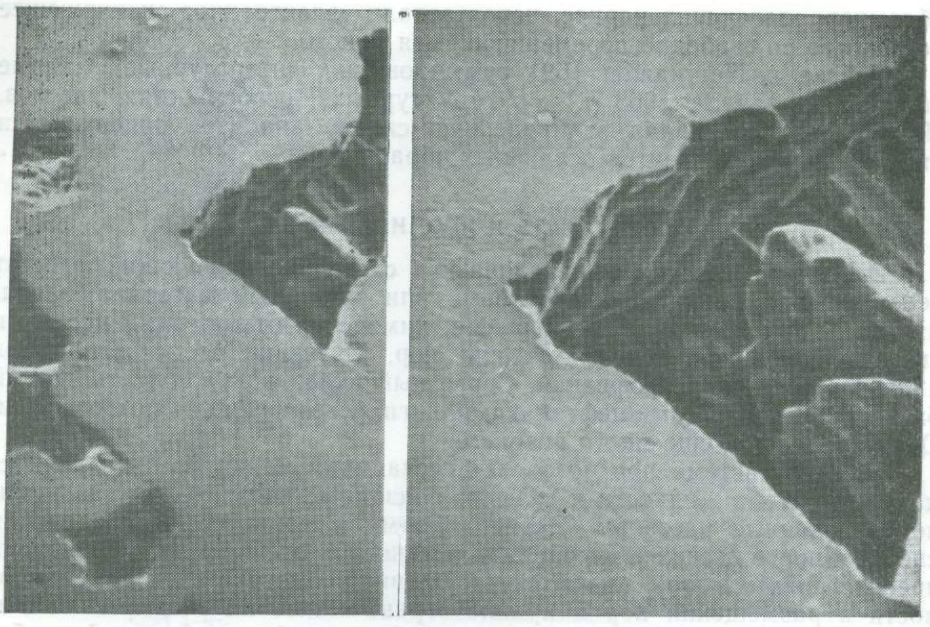
$$P_{\text{общ}} = \frac{\text{общий объем} - \text{объем твердой фазы}}{\text{общий объем}} \cdot 100,$$

а эффективная пористость как

$$P_{\text{эф}} = \frac{\text{объем сообщающихся пор}}{\text{общий объем}} \cdot 100.$$

Абсолютная или общая пористость соответствует процентному содержанию всех полых пространств в песках вне зависимости от того, сообщаются они между собой или нет, тогда как эффективная пористость представляет собой выраженный в процентах объем сообщающихся между собой пор. Эффективная пористость, обычно меньше, чем общая, и, как правило, во всех экспериментальных исследованиях емкости песчаников определяется именно она. Пемза и пенопласт принадлежат к числу веществ, обладающих очень высокой общей пористостью, но очень малой — эффективной. Пирсон [65] приводит обзор различного лабораторного оборудования, применяемого для измерения пористости. Для определения общей и эффективной пористости используют различные методы. Полуколичественные оценки могут быть получены также путем электро-, микро- или звукового зондирования.

Для получения приближенных величин пористости зернистых материалов исследовался характер упаковки одинаковых по размеру шариков. Шейдеггер [75] приводит обзор литературы, посвященной этому



Фиг. 3-12. Поры в песчанике Берна (миссисипий) под сканирующим электронным микроскопом.

Увеличение: *слева* — 170, *справа* — 510 ([96], опубликовано с разрешения Journ. of Petroleum Technology).

вопросу, и делает вывод, что при одинаковом способе упаковки одинаковых по размеру шаров пористость не зависит от их размера. При плотнейшей (ромбоэдрической) упаковке пористость составляет 25,9%, а при неплотной — 87,5%. Однако ценность этих исследований минимальна, так как в природных песчаниках размер зерен неодинаков, а поры заполняются цементом и глинистым материалом. Кроме того, практически невозможно выразить незакономерный характер упаковки структурообразующих зерен песчаников с помощью кристаллографических терминов: «ромбоэдрическая», «изометрическая» и т. д.

В результате уплотнения и цементации пористость 50% и больше в современных песках может сократиться практически до нуля в кварцитах и других полнокристаллических песчаниках. Для большинства песчаников фанерозоя, являющихся коллекторами нефти, обычно характерна пористость от 5 до 20%. По мере усиления цементации, особенно в случае окремнения, наблюдается тенденция роста трещинной пористости за счет межзерновой, поскольку песчаники становятся более хрупкими и легче раскалываются.

*Проницаемость,* или *гидравлическая проводимость, K* позволяет оценить способность песчаников пропускать жидкости и определяется как константа пропорциональности для ламинарного потока определенной жидкости в определенной пористой субстанции по уравнению Дарси

$$Q = KA\,(dp/dl),$$

где $Q$ — объем пропускаемой жидкости за единицу времени, $A$ — площадь поперечного сечения, $dp/dl$ — не зависящий от конкретных размеров гидравлический градиент (изменение давления $P$ по направлению потока $l$). Таким образом, скорость течения прямо пропорциональна $K$, площади поперечного сечения и гидравлическому градиенту. Размерность $K$ равна $L/T$. Величина проницаемости зависит, таким образом,

от характера жидкости и в равной мере от пористости среды, а также от направления замеров проницаемости в этой среде. В отличие от пористости эта величина обладает векториальными или тензорными свойствами. *Удельная проницаемость* $k$ является мерой проницаемости, зависит только от среды и определяется как

$$Q=\frac{kA\gamma}{\mu}\cdot\frac{dp}{dl},$$

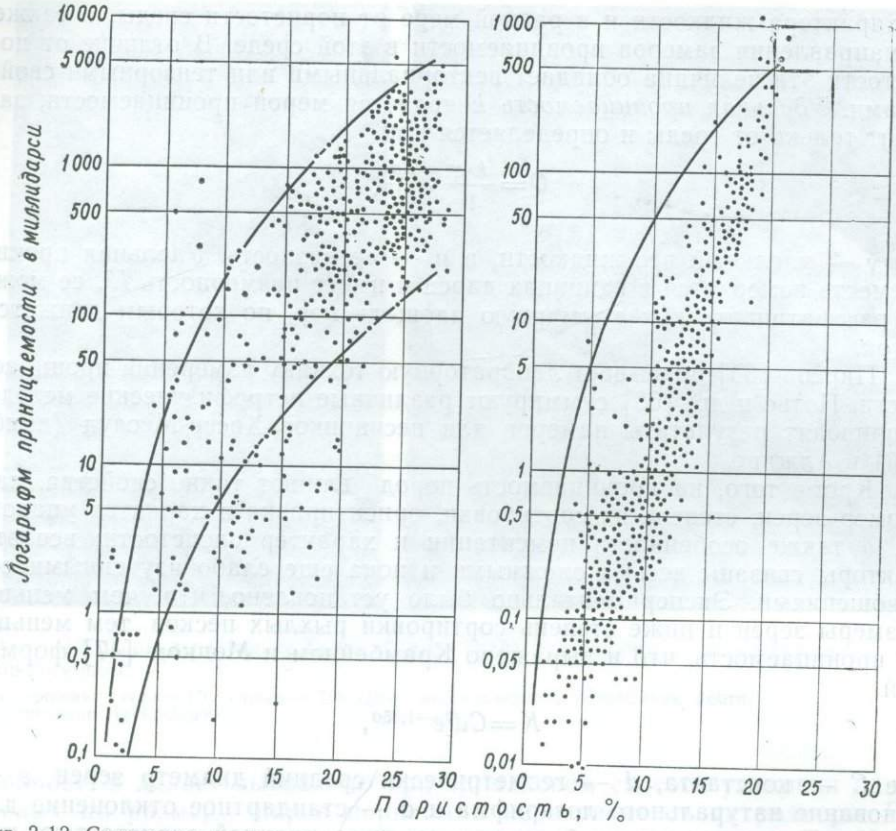
где $\gamma$ — удельный вес жидкости, а $\mu$ — ее вязкость. Удельная проницаемость измеряется в единицах дарси и имеет размерность $L^2$, ее можно рассматривать как суммарную площадь пор, по которым движется поток.

Пирсон [65] описывает лабораторную технику измерения проницаемости. Потье и др. [68] суммируют различные петрофизические методы и приводят результаты замеров для песчаников Хасси-Месауд (кембрий) в Алжире.

Кроме того, на проницаемость пород влияют такие свойства, как размер зерен, степень их сортировки, ориентировка и характер упаковки, а также особенности цементации и характер слоистости; все эти факторы связаны весьма сложными и пока еще слабо изученными соотношениями. Экспериментально было установлено, что, чем меньше размеры зерен и ниже степень сортировки рыхлых песков тем меньше их проницаемость, что и выражено Крамбейном и Монком [47] формулой

$$K=Cd^2e^{-1,35\sigma},$$

где $C$ — константа, $d$ — геометрически средний диаметр зерен, $e$ — основание натурального логарифма и $\sigma$ — стандартное отклонение для песков. Так, в пласте турбидитов с их градационной слоистостью, при которой размер частиц уменьшается снизу вверх, в том же направлении наблюдается уменьшение проницаемости. Чем выше плотность упаковки песков, тем ниже их эффективная пористость и, следовательно, ниже их проницаемость при равенстве всех других факторов. Ориентировка и упаковка структурообразующих зерен в песчаниках, по-видимому, оказывают слабое влияние на проницаемость в плоскости напластования и значительно большее в вертикальном разрезе, параллельном направлению транспортировка песка [51]. В процессе отложения структурообразующие песчаные зерна располагаются таким образом, что их длинная ось параллельна течению потока и отклоняется вверх по направлению течения на 15—18° к плоскости напластования. Как следствие этого, в системе пор намечается некоторая анизотропия. Слоистость также в сильной степени влияет на проницаемость — в ряде случаев ее влияние может значительно превысить роль особенностей внутреннего строения песков; связано это с тем обстоятельством, что небольшие перерывы в отложении песков обычно маркируются накоплением пропластков тонкого глинистого ила, обладающего низкой проницаемостью, что соответственно ведет к ухудшению вертикальной циркуляции. Таким образом, соотношения зерен в каркасе песков, характер слоистости могут служить причиной уменьшения проницаемости в вертикальном направлении по сравнению с горизонтальным, тогда как ориентировка зерен ведет к появлению слабой анизотропии проницаемости в плоскости напластования. Вследствие этого проницаемость относится к числу свойств, зависящих от направления и может быть достаточно конкретно выражена с помощью трехосного эллипсоида или описана математически как тензор.



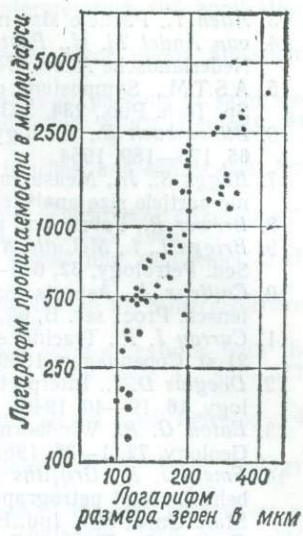

Фиг. 3-13. Соотношение проницаемости и пористости.
*Слева* — юрские (доггер-β), *справа* — верхнекаменноугольные песчаники. Обратите внимание на корреляцию ([30], опубликовано с разрешения Elsevier Publ. Co.).

По имеющимся данным, в современных песках проницаемость составляет от 10 до 100 дарси. Но в более консолидированных песчаниках величины выше 1—2 дарси необычны и многие песчаники — коллекторы нефти — характеризуются проницаемостью от нескольких единиц до нескольких сотен миллидарси. Статистическое распределение величин проницаемости в породах-коллекторах, особенно для одних и тех же пластов в пределах нефтяной залежи, имеет тенденцию подчиняться логнормальному закону, тогда как для пористости характерно нормальное распределение. Более того, изменчивость проницаемости гораздо выше, чем пористости (фиг. 3-13), и может варьировать весьма заметно по вертикали сантиметр за сантиметром.

Из фиг. 3-13 также очевидно, что в песчаниках-коллекторах можно наблюдать хорошую корреляцию между эффективной пористостью и проницаемостью. Для определения проницаемости существует уравнение Козени—Кармана [см. 75].

$$K = \frac{e^3}{5S_v^2(1-e)^2},$$

где $S_v$ — удельная поверхность, соприкасающаяся с жидкостью (поверхность соприкосновения с жидкостью на единицу объема твердой фазы), а $e$ — основание натуральных логарифмов. Уравнение Козени — Кармана отчасти объясняет причину зависимости проницаемости от эффективной пористости, особенно в неконсолидированных песках.




Фиг. 3-14. Зависимость проницаемости от размера зерен в песчаниках Бентгейм.

Нефтеносный район Шерхорн близ Лингена, ФРГ. Уравнение регрессии имеет вид: $\lg y = -2{,}1007 + 2{,}221 \lg x$, где $y$ — проницаемость в миллидарси, а $x$ — размер зерен в миллиметрах. Диаграмма зависимости основана на небольшой выборке данных по фиг. 49 из работы Энгельхардта [17].

В первом приближении проницаемость прямо пропорциональна пористости и обратно пропорциональна квадрату удельной поверхности. Уравнение Козени—Кармана позволяет также понять причину меньшей проницаемости тонкозернистых песчаников или алевритов с эффективной пористостью, идентичной таковой в крупнозернистых песчаниках; по мере уменьшения размера зерен удельная поверхность возрастает, что соответственно ведет к росту сопротивления потоку (фиг. 3-14).

Чем же объяснить тот факт, что проницаемость песчаников характеризуется гораздо большей изменчивостью, чем их пористость? По-видимому, имеются две главные причины. Конкретная величина пористости не отражает ни сопротивления мелких неровностей на стенках пор потоку жидкости, ни длину пути, который должна преодолеть жидкость между двумя любыми точками песчаника. Изменение одной или обеих величин может привести к изменению проницаемости без каких бы то ни было перемен в значениях пористости. Следствием этого и является больший разброс величин проницаемости по сравнению с пористостью.

Уравнение Козени-Кармана также может пролить свет на большую изменчивость проницаемости по сравнению с пористостью в пространстве. Например, при постепенной цементации происходит уменьшение как удельной поверхности, так и пористости, причем их уменьшение осуществляется, видимо, с разной скоростью и проницаемость, будучи обратно пропорциональной квадрату удельной поверхности, меняется в более широком диапазоне, чем пористость. Фон Энгельхардт и Питтер [18] приводят большое число количественных данных по соотношениям между пористостью, проницаемостью и величиной зерен. Фон Энгельхардт [17] опубликовал полное исследование пористости, характеристик проницаемости и химического состава заполнения поровых систем в осадках. Исследование Шейдеггера [75] характеризуется большим уклоном в сторону математического аспекта этой проблемы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams W. L.,* Diagenetic aspects of Lower Morrowan, Pennsylvanian sandstones, northwestern Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 48, 1568—1580, 1964.
2. *Allen J. R. L.,* Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shrophire, England, Journ. Sed. Petrology, 32, 657—697, 1962.

3. *Allen T.,* Particle size measurement, 248 p., London, Chapman and Hall, 1968.
4. *van Andel Tj. H., Postman H.,* Recent sediments of the Gulf of Paria, **1**, Koninkl. Nederlandsche Akad. Wetensh. Verh., **20**, 245 p., 1954.
5. A.S.T.M., Symposium on particle size measurement, Am. Soc. Testing Materials, Sp. Tech. Pub., **234**, 303 p., 1959.
6. *Blissenbach E.,* Geology of alluvial fans in semiarid regions, Geol. Soc. Am. Bull., **65**, 175—189, 1954.
7. *Boggs S., Jr.,* Measurement of roundness and sphericity parameters using an electronic particle size analyzer, Journ. Sed. Petrology, **37**, 908—913, 1967.
8. *Brewer R.,* Fabric and mineral analysis of soils, 470 p., New York, Wiley, 1964.
9. *Briggs L. I., McCulloch D. S., Moser F.,* The hydraulic shape of sand particles, Journ. Sed. Petrology, **32**, 645—656, 1962.
10. *Cailleux A.,* Aspects mats des grains de quartz, Koninkl. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc., ser. B, **65**, 393—394, 1962.
11. *Curray J. R.,* Tracing sediment masses by grain size modes: Internat. Geol. Cong., 21 st. Copenhagen, 1960, Proc., pt. 23, 119—130, 1961.
12. *Doeglas D. J.,* Interpretation of the results of mechanical analysis, Journ. Sed. Petrology, **16**, 19—40, 1946.
13. *Eaton G. P.,* Windborne volcanic ash: A possible index to polar wandering, Journ. Geology, **72**, 1—35, 1964.
14. *Emery J. R., Griffiths J. C.,* Reconaissance investigation into relationships between behavior and petrographic properties of some Mississippian sediments, Pennsylvania State Univ., Min. Ind. Expt. Sta. Bull., **62**, 67—80, 1954.
15. *Emrich G., Wobber F. J.,* A rapid method for estimating sedimentary parameters, Journ. Sed. Petrology, **33**, 831—841, 1963.
16. *Engelhardt W. von,* Die Unterscheidung wasser- und windsortierter Sande auf Grund der Korngrößenverteilung ihrer leichten und schweren Gemengteile, Chemie Erde, **12**, 451—465, 1940.
17. *Engelhardt W. von,* Der Porenraum der Sedimente, 207 p., Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer, 1960.
18. *Engelhardt W. von, Pitter H.,* Über die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität und Korngröße bei Sand und Sandsteinen, Heidelberger Beitr. Min. Petrogr., **2**, 477—491, 1951.
19. *Erfroymson M. A.,* Multiple regression analysis, in: *Ralston A., Wilf H. S.,* eds., Mathematical methods for digital computers, **1**, p. 191—203, New York, Wiley, 1960.
20. *Folk R. L.,* Stages of textural maturity in sedimentary rocks, Journ. Sed. Petrology, **21**, 127—130, 1951.
21. *Folk R. L.,* Student operator error in determination of roundness, sphricity, and grain size, Journ. Sed. Petrology, **25**, 297—301, 1955.
22. *Folk R. L.,* A review of grain-size parameters, Sedimentology, **6**, 73—93, 1966.
23. *Folk R. L.,* Petrology of sedimentary rocks, 170 p., Austin, Texas, Hemphill's Book Store, 1968.
24. *Folk R. L., Robles R.,* Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Feef complex, Yucatan, Journ. Geology, **72**, 255—292, 1964.
25. *Folk R. L., Ward W. C.,* Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters, Journ. Sed. Petrology, **27**, 3—26, 1957.
26. *Friedman G. M.,* Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies, Journ. Geology, **66**, 394—416, 1958.
27. *Friedman G. M.,* Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics, Journ. Sed. Petrology, **31**, 514—529, 1961.
28. *Friedman G. M.,* Comparison of moment measures for sieving and thin section data in sedimentary petrologic studies, Journ. Sed. Petrology, **32**, 15—25, 1962.
29. *Friedman G. M.,* Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands, Journ. Sed. Petrology, **37**, 327—354, 1967.
30. *Füchtbauer H.,* Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity, World Petroleum Cong., 7th, Mexico, Proc., **2**, 353—369, 1967.
31. *Griffiths J. C.,* Measurement of the properties of sediments, Journ. Geology, **69**, 487—498, 1961.
32. *Hamilton N., Owens W. H., Rees A. I.,* Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand, Journ. Geology, **76**, 465—472, 1968.
33. *Hand B. M.,* Differentation of beach and dune sands, using settling velocities of light and heavy minerals, Journ. Sed. Petrology, **37**, 514—520, 1967.
34. *Hand B. M., Emery K. O.,* Turbidites and topography of north end of San Diego Trough, California, Journ. Geology, **72**, 526—542, 1964.
35. *Herdan G.,* Small particle statistics, 418 p., New York, Acad. Press, 1960.
36. *Imbrie J. M., van Andel Tj. H.,* Vector analysis of heavy mineral data, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, 1131—1156, 1964.

37. *Irani R. R., Callis C. F.,* Particle size: measurement, interpretation and application, 165 p., New York, Wiley, 1963.
38. *Johansson C. E.,* Structural studies of sedimentary deposits, Geol. Fören. Stockholm Förh., **87**, 3—61, 1965.
39. *Kahn J. S.,* The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments, 1, On the measurement of packing in sandstones, Journ. Geology, **64**, 385—395, 1956.
40. *Keller W. D.,* Size distributions of sand in some dunes, beaches, and sandstones, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **29**, 215—221, 1945.
41. *Klovan J. E.,* The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions, Journ. Sed. Petrology, **36**, 115—125, 1966.
42. *Колмогоров А. Н.,* О логарифмическом распределении частиц при дроблении, ДАН СССР, **31**, 99—101, 1941.
43. *Köster E.,* Granulometrische und morphometrische Messmethoden an Mineralkörnern, Steinen, und sonstigen Stoffen, 336 p., Stuttgart, Enke, 1964.
44. *Krinsley D., Margolis S.,* A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope, New York Acad. Sci. Trans. Ser. 31, 457—477, 1969.
45. *Krumbein W. C.,* Size frequency distribution of sediments, Journ. Sed. Petrology, **4**, 65—77, 1934.
46. *Krumbein W. C., Graybill F. A.,* An introduction to statistical models in geology, 575 p., New York, McGraw-Hill, 1965.
47. *Krumbein W. C., Monk G. D.,* Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sands, 11 p., Am. Inst. Mining Metall. Engineers, Tech. Pub. 1492, 1942.
48. *Kuenen Ph. H.,* Experimental abrasion: 3 Fluviatile action on sand, Am. Journ. Sci., **257**, 172—190, 1959.
49. *Kuenen Ph. H.,* Pivotability studies of sand by a shapesorter, in: *van Straaten L. M. J. U.,* ed., Developments in sedimentology, **1**, 208—215, Amsterdam, Elsevier, 1964.
50. *Kuenen Ph. H., Perdok W. C.,* Experimental abrasion: 5. Frosting and defrosting of quartz grains, Journ. Geology, **70**, 648—658, 1962.
51. *Mast R. F., Potter P. E.,* Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability, pt. 2, Journ. Geology, **71**, 548—565, 1963.
52. *McCammon R. B.,* Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles, Journ. Geology, **70**, 453—465, 1962.
53. *McDowell J. P.,* The sedimentary petrology of the Mississagi quartzite in the Blind River area, Ontario Dept. Mines Geol. Circ., **6**, 31 p., 1957.
54. *Mellon G. B.,* Discriminatory analysis of calcite- and silicate-cemented phases of the Mountain Park Sandstone, Journ. Geology, **72**, 786—809, 1964.
55. *Moiola R. J., Weiser D.,* Textural parameters: A evaluation, Journ. Sed. Petrology, **38**, 45—53, 1968.
56. *Müller G.,* Methoden der Sediment-Untersuchung, 303 p., Stuttgart, Schweizerbart, 1964.
57. *Otto G.,* The sedimentation unit and its use in field sampling, Journ. Geology, **46**, 569—582, 1938.
58. *Page H. G.,* Phi-millimeter conversion table, Journ. Sed. Petrology, **25**, 285—292, 1955.
59. *Passega R.,* Texture as characteristic of clastic deposition, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **41**, 1952—1984, 1957.
60. *Passega R.,* Grain size representation by CM patterns as a geological tool, Journ. Sed. Petrology, **34**, 830—847, 1964.
61. *Pelletier B. R.,* Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, 1033—1064, 1958.
62. *Pelletier B. R.,* Paleocurrents in the Triassic of northeastern British Columbia, in: *Middleton G. V.,* ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 12, 233—245, 1965.
63. *Pettijohn F. J.,* Sedimentary rocks, 2nd ed., 718 p., New York, Harper, 1957.
64. *Pierce J. W., Good D. I.,* Fortran II program for standard-size analysis of unconsolidated sediments using an IBM 1620 computer, Kansas Geol. Survey, Spec. Distrib. Pub., **28**, 18, 1966.
65. *Pirson S. J.,* Oil reservoir engineering, 2nd ed., 735 p., New York, McGraw-Hill, 1958.
66. *Plumley W. J.,* Black Hills terrace gravels: A study in sediment transport, Journ. Geology, **48**, 526—577, 1948.
67. *Porter J. J.,* Electron microscopy of sand surface texture, Journ. Sed. Petrology, **32**, 124—135, 1962.
68. *Pottier J., Jacguin C., Marle E., Montadert L.,* Méthodes et moyens pour l'étude des milieux poreux naturels, Rev. Inst. Francais du Pétrole, **19**, 872, 900, 1964.

69. *Potter P. E., Pettijohn F. J.,* Paleocurrents and basin analysis, 296 p., Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer, 1963.
70. *Powers M. C.,* A new roundness scale for sedimentary particles, Journ. Sed. Petrology, **23**, 117—119, 1953.
71. *Ress A. I.,* The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the formation of sedimentary fabric, Sedimentology, **4**, 257—271, 1965.
72. *Rosenfelder A.,* Contribution à l'analyse textural des sediments, Ser. Carte Geol. Algerie, Bull., **29**, 310, 1961.
73. *Rusnak G. A.,* The orientation of sand grains under conditions of «unidirectional» fluid flow, 1, Theory and experiment, Journ. Geology, **65**, 384—409, 1957.
74. *Sahu B. K.,* Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments, Journ. Sed. Petrology, **34**, 73—84, 1964.
75. *Scheidegger A. E.,* The physics of flow through porous media, 236 p., New York, Macmillan, 1957.
76. *Schultz E. F., Wilde R. F., Albertson M. L.,* Influence of shape on the fall velocity of sedimentary particles, Colorado Agr. and Mech. Research Found. Rept. to Missouri River Div., Corps of Engineers, U. S. Army, Omaha, M. D. Sed. Ser., **5**, 161 p., 1954.
77. *Sestini G.,* Paleocorrenti eoceniche nell'area tosco-umbra, Soc. Geol. Italiana Boll., **83**, 1—54, 1964.
78. *Sharp W. E., Fan Pow-Foong,* A sorting index, Journ. Geology, **71**, 76—84, 1963.
79. *Shepard F. P., Young R.,* Distinguishing between beach and dune sands, Journ. Sed. Petrology, **31**, 196—214, 1961.
80. *Sindowski K.-H.,* Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationssräume, Geol. Jahrb., **73**, 235—275, 1957.
81. *Sippel R. F.,* Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography, Journ. Sed. Petrology, **38**, 530—554, 1968.
82. *Smith G. C.,* Illinois loess — variation in the properties and distribution: A pedologic interpretation, Illinois Agr. Exp. Sta. Bull., **490**, 139—183, 1942.
83. *Sneed E. D., Folk R. L.,* Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis, Journ. Geology, **66**, 114—150, 1958.
84. *Solohub J. T., Klovan J. E.,* Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments, Journ. Sed. Petrology, **40**, 81—101, 1970.
85. *Spencer D. W.,* The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments, Journ. Sed. Petrology, **33**, 180—190, 1963.
86. *Sternberg H.,* Untersuchungen über Lang- und Querprofil geschiebeführender Flüsse, Zeitschr. Bauwesen, **25**, 483—506, 1875.
87. *Stieglitz R. D.,* Surface textures of quartz and heavy mineral grains from fresh-water environments: an application of scanning electron microscopy, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 2091—2094, 1969.
88. *Swann D. H., Fisher R. W., Walters M. J.* Visual estimates of grain size distribution in some Chester sandstones, Illinois Geol. Survey Circ., **280**, 43 p., 1959.
89. *Taylor J. M.,* Pore-space reduction in sandstone, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **34**, 701—716, 1950.
90. *Udden J. A.,* Mechanical composition of wind deposits, Augustana Library Pub., **1**, 69 p., 1898.
91. *Udden J. A.,* Mechanical composition of clastic sediments, Geol. Soc. Am. Bull., **25**, 655—744, 1914.
92. U. S. Corps Engineers: Studies of river bed materials and their movement, with special reference to the Lower Mississippi River, Vicksburg, U. S. Waterways Expt. Sta. Paper, **17**, 161 p., 1935.
93. *Visher G. S.,* Grain size distributions and depositional processes, Journ. Sed. Petrology, **39**, 1074—1106, 1969.
94. *Wadell H.,* Volume, shape and roundness of rock particles, Journ. Geology, **40**, 443—451, 1935.
95. *Wentworth C. K.,* A scale of grade and class terms for clastic sediments, Journ. Geology, **30**, 377—392, 1922.
96. *Weinbrandt R. M., Fatt I.,* A scanning electron microscope study of the pore structure of sandstone, Journ. Petroleum Tech., **21**, 543—548, 1969.
97. *Winkelmolen A. M.,* Experimental rollability and natural shape sorting of sand, 141 p., Groningen, Rijksuniversiteit Groningen, 1969.
98. *Yeakel L. S., Jr.,* Tuscarora, Juniata and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the Central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1515—1540, 1962.
99. *Zeigler J. M., Hayes C. R., Webb D. C.,* Direct readout of sediment analyses by settling tube for computer processing, Science, **145**, 51, 1964.
100. *Zimmerle W., Bonham L. C.,* Rapid methods for dimensional grain orientation measurements, Journ. Sed. Petrology, **32**, 751—763, 1962.
101. *Zingg Th.,* Beiträge zur Schotteranalyse, Schweiz. Mineralog. Petrog. Mitt., **15**, 39—140, 1935.

## Глава 4

# ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ И СЛОИСТОСТЬ

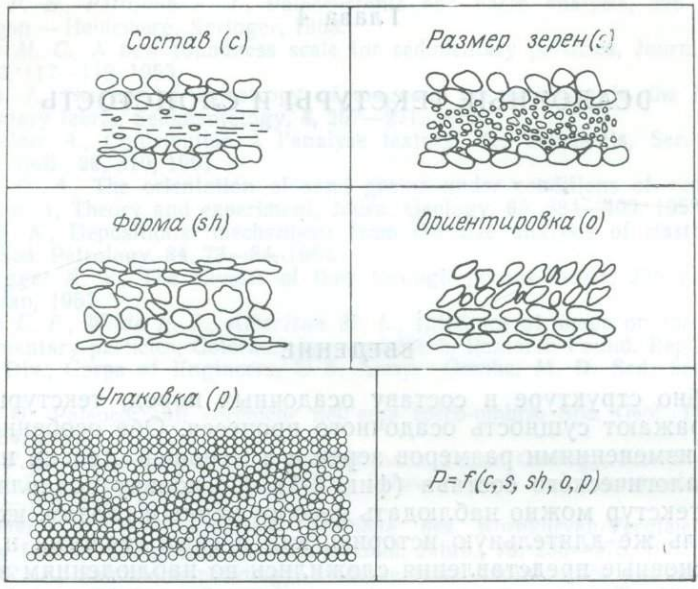
### ВВЕДЕНИЕ

Подобно структуре и составу осадочных пород, текстуры и слоистость отражают сущность осадочного процесса. Обе особенности фиксируются изменениями размеров зерен и в меньшей степени изменениями минералогического состава (фиг. 4-1). Поскольку подавляющее количество текстур можно наблюдать невооруженным глазом, их изучение имеет столь же длительную историю, как и сама геология и, следовательно, основные представления сложились по наблюдениям за древними осадками. Только сравнительно недавние исследования материала горных потоков и современных осадков способствовали значительному прогрессу в изучении текстур. Текстуры использовались: 1) как признак для определения факторов и обстановки осадконакопления; 2) для определения стратиграфической последовательности путем установления кровли и подошвы пластов; 3) для картирования систем палеотечений; 4) для выяснения характерных особенностей режима потоков и 5) для оценки химических изменений после отложения осадка.

Следовательно, надо признать очевидным, что изучение текстуры осадков столь же важно в исследовании песков и песчаников, как изучение их структуры и минералогического состава. Но в отличие от структур и минералогического состава текстуры осадков, как правило, можно изучать только в обнажениях и в керне. Так как текстура наглядно проявляется во взаиморасположении (ориентации) большого количества зерен (от $10^6$ до $10^{10}$), микроскопическое изучение здесь почти бессмысленно.

Изучению текстур осадочных пород посвящена обширная литература. Наиболее крупные монографии служат показателем современного интереса к осадочным текстурам, особенно к текстурам течения и к возможности использования их для анализа палеотечений и выяснения режима потоков. Поскольку эти сведения обобщены в ранее опубликованных трудах, мы ограничиваемся цитированием самых последних работ, а из более ранних работ только тех, которые стали классическими. Читатель может обратиться к таким обобщающим трудам, как сводка Шрока [60] по использованию текстур для распознавания стратиграфической последовательности, а также работы Хабакова [38], Петтиджона и Поттера [48], Гублера и др. [24], Конибира и Крука [10], в которых рассмотрено все разнообразие текстур. Дзулински и Сандерсом [16], Дзулински и Уолтоном [17] детально описаны признаки подошвы пластов песчаников. Аллен [3] описал знаки ряби течений и текстуры, возникающие при их миграции. Связи первичных текстур течений с гидродинамикой посвящены труды симпозиума [46].

В нашу задачу не входит описание текстур осадочных пород вообще. Цель состоит в обобщении всего, что известно о текстурах, характерных для песчаников.




Фиг. 4-1. Слоистость как результат различных сочетаний состава, размера, формы, ориентировки и упаковки зерен ([61], с изменениями).

Следует заметить, что некоторые текстуры, такие, как знаки ряби и косая слоистость, легко распознаются и в древних, и в современных песках. Другие же, вроде подошвенных знаков, примером которых являются следы струй течений, наблюдаются только в древних песчаниках на границах их поверхностей напластования: неуплотненный характер современных песков препятствует изучению нижних поверхностей песчаных слоев.

Текстуру нельзя определить с той же точностью, с какой определяют геометрически правильные тела вроде куба или цилиндра. В общем при описании текстур, так же как и при описании живых и ископаемых органических форм, существо предмета лучше всего передает зарисовка.

Известны четыре крупные группы осадочных текстур (табл. 4-1): 1) *текстуры течений*, возникшие под действием потоков воды и воздуха и даже движений льда, если в последнем случае переносились и отлагались осадки; 2) *деформационные текстуры,* образовавшиеся вскоре после отложения осадка перед его консолидацией в основном в результате оползания и оседания, а также в результате истечения жидких и газообразных флюидов; 3) *биогенные текстуры,* такие, как следы ползания, волочения, ходы животных, отпечатки, оставленные растениями, и 4) *хемогенные текстуры*, связанные с химическими процессами в ходе литификации песков и после нее. Текстуры течений, деформационные и большинство биогенных возникают на ранней стадии отложения песков перед эффективной их консолидацией, но действительно первичными являются лишь текстуры течений. В основном эти текстуры используются для распознавания древних обстановок осадкообразования и картирования систем палеотечений. Практически все текстуры течений и многие деформационные и биогенные могут образовываться в течение часов и даже минут. Химические текстуры развиваются в течение более длительного времени, возможно за сотни или тысячи лет. Безусловно, некоторые текстуры являют собой совмещение более чем

Таблица 4-1

**Осадочные текстуры: процесс и текстура**

ТЕЧЕНИЯ

*Отложение*

- фигуры полумесяца в пляжевых песках
- градационная слоистость
- параллельная слоистость (линейность на плоскостях напластования)
- волнистость песка (знаки ряби и косая слоистость)
- волнистость, следы всплесков и прилива

*Эрозия*

- каналы
- промоины около препятствий
- следы струй
- следы размыва

*Следы предметов*

- следы ударов и отскоков, щетковидные отпечатки острых предметов
- следы перекатывания
- скольжение и борозды
- штриховка и борозды

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ

- высыхания (слепки трещин усыхания)
- извержения (песчаные вулканы и ямки вокруг источников)
- фигуры проникновения (знаки) и внедрения ударов (брызги, град и углубления от капель дождя)
- внедрения (нептунические дайки и силлы)
- оползания (складки, разрывы и брекчия)

БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

*Следы животных*

- следы ползания
- следы питания
- следы царапания
- следы прикрепляющихся организмов
- следы площадок отдыха

*Растения*

- отпечатки
- корешки

ХЕМОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

- цементация (псевдокристаллы песка)
- кристаллизация (соли и лед)
- диффузия (полосчатость)
- растворение под давлением (стилолиты)
- замещение (желваки)

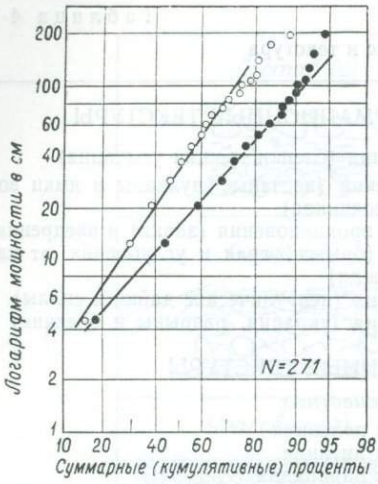
одного способа образования и, следовательно, могут быть классифицированы различным образом.

Терминология весьма обширна, если не сказать чрезмерна. Имеется, вероятно, свыше 400 английских наименований для текстур течений и деформаций [48]. Многие биогенные текстуры называют по родовым или видовым наименованиям организмов на греческом или латинском языке; для хемогенных текстур терминология более скромная. К счастью, много ценного можно узнать при изучении осадочных текстур без привлечения избыточной терминологии, хотя исследователю, посвятившему себя дальнейшему изучению данного вопроса, необходимо познакомиться ближе с пособием по терминологии Петтиджона и Поттера [48].

Цель данной главы состоит в тщательном обобщении того, что известно о «геометрии» и возможностях использования текстур осадочных пород; процессы их образования — течения, химические и реологические процессы в основном описаны в гл. 9.

## ТЕКСТУРЫ ТЕЧЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИИ

**Слоистость.** Обзор большинства осадочных текстур сразу же выявляет возможность их определения и классификации как разновидностей слоистости. В данной работе в основу описания текстур положены форма и геометрия, причем текстуры описываются по четырем группам (табл. 4-1). Генетические аспекты слоистости и связанные с ней текстуры рассмотрены в гл. 9.




Фиг. 4-2. Близкое к логнормальному распределение мощностей турбидитных песчаных слоев [53].

Независимо от характера распределения (логнормальное оно или нет) наблюдается сильная асимметрия в распределении слоев малой мощности.

*Внешняя форма.* Слоистость пород исследуется и описывается в течение многих лет. Тем не менее попытки классифицировать ее обычно оказывались безуспешными, поскольку не удавалось разработать рациональных основ описания. Видимо, лучшими обобщающими работами можно считать статьи Бокмана [4] и Кемпбелла [8]. Бокман определил прослой как наименьший различимый единичный слой частиц в осадке. Толщина его может варьировать от микроскопической в алевритовых осадках до нескольких сантиметров в грубом гравии. Повторяя Отто [47], Бокман определил *слой,* или *седиментационную единицу,* как «толщу осадков, которая, по-видимому, была отложена при сравнительно постоянных физических условиях». Отто считал, что могут иметь место случайные отклонения от среднего, поэтому он ввел в определение фразу «при сравнительно постоянных физических условиях». *Пачка* — это литологическое подразделение, состоящее из двух или более последовательных слоев одинакового литологического состава. Все три термина относительны, и в них никак не отражено понятие о мощности.

Что же следует относить к числу основных свойств слоя? Очевидно, мощность и латеральную протяженность. Было несколько попыток учесть мощность в определении слоя. Понятие латеральной протяженности — это один из аспектов проблемы определения мощности. Некоторые слои выдерживаются без заметного изменения мощности даже в больших обнажениях, тогда как другие, например знаки ряби, выклинивания и раздувы (волнистая и флазерная слоистость), сходят на нет [51].

Слоистость, как и прочие свойства горных пород, доступна измерениям, особенно в вертикальных разрезах. Измерение толщины отдельных слоев является элементарной частью всех стратиграфических исследований. Мощность слоя связана с емкостью потока — более сильные течения порождают более мощные слои и обычно более грубозернистые по составу. Мощности многих напластований, по-видимому, распределяются по логнормальному закону (фиг. 4-2) и практически все являются сильно асимметричными в отношении более тонких слоев. Келли [37] предложил индекс стратификации, получаемый путем умножения числа слоев на 100 и последующего деления на замеренную мощность разреза. Этот индекс не получил широкого распространения и по сути является эквивалентом средней мощности слоев. Бокман [5] предложил геометрическую θ-*шкалу* для облегчения статистических расчетов. Геометрическая шкала, подобная шкале Бокмана, имеет целью

Таблица 4-2

**Классификация первичных осадочных текстур [48]**

СЛОИСТОСТЬ, ВНЕШНЯЯ ФОРМА

1. Слои равной или почти равной мощности; слои с одинаковой мощностью по простиранию; слои непрерывные
2. Слои неравной мощности; слои с одинаковой по простиранию мощностью; слои непрерывные
3. Слои неравной мощности; слои с меняющейся по простиранию мощностью; слои непрерывные
4. Слои неравной мощности; слои с меняющейся по простиранию мощностью; слои прерывающиеся

СЛОИСТОСТЬ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКСТУРА

1. Массивная (бестекстурная)
2. Плитчатая (горизонтальная и косая)
3. Градационная
4. Черепично-слоистая и другие ориентированные внутренние текстуры
5. Текстуры разрастания (строматолиты и др.)

СЛОИСТОСТЬ С ОТПЕЧАТКАМИ НА ПЛОСКОСТЯХ НАПЛАСТОВАНИЯ

1. На подошве пласта
   а) знаки внедрения (слепки знаков внедрения)
   б) текстуры течения (следы размыва и следы, оставленные предметами)
   в) следы, оставленные организмами (ихнофоссилии)
2. Внутри слоя
   а) линейное расположение зерен
   б) следы, оставленные организмами
3. На кровле пласта
   а) знаки ряби
   б) следы эрозии (следы струй, полумесяцы, образованные течениями)
   в) углубления и мелкие отпечатки (капель дождя и пузырей)
   г) трещины усыхания, слепки трещин усыхания, слепки кристаллов льда и соли
   д) следы, оставленные организмами (ихнофоссилии)

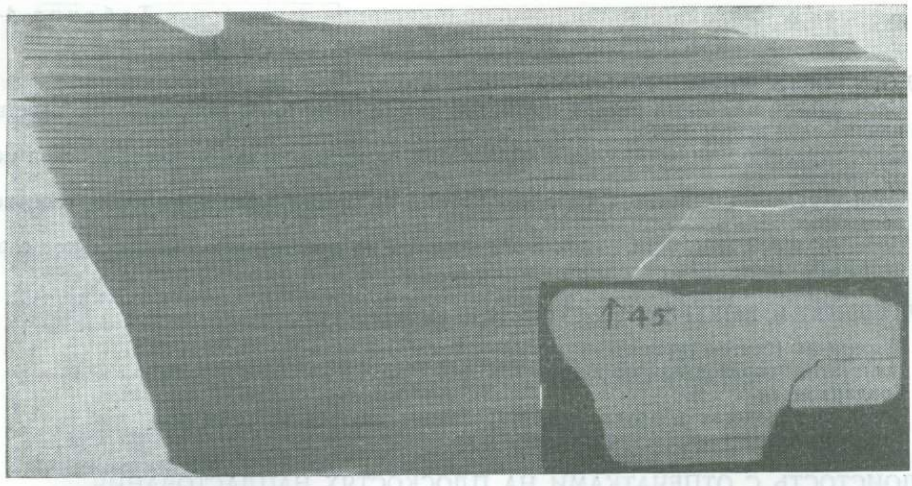
СЛОИСТОСТЬ, ДЕФОРМИРОВАННАЯ СИНХРОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

1. Текстуры проникновения и внедрения (шаровые и подушечные текстуры, слепки знаков внедрения)
2. Конволютная слоистость
3. Текстуры оползания (складки, разрывы, брекчия)
4. Текстуры внедрения (дайки песчаников и т. д.)
5. Текстуры органического происхождения (следы роющих организмов, «взрыхленные» слои и т. д.)

нормализовать первоначально асимметричное распределение мощностей, подобно тому как используется φ-шкала для анализа функций распределения размеров [18].

Как и в случае любого статистического распределения, для определения какой-либо отдельно взятой слоистой толщи необходимо вычисление среднего, моды и какой-то меры дисперсии. Вертикальные профили слоистости (ритмограммы) использовались для точной корреляции или выявления цикличности [14]. Замечательный успех был достигнут при изучении ледниковых ленточных глин и эвапоритов. Ритмограммы можно также использовать для корреляции фаций при отсутствии хороших маркирующих слоев, таких, например, как турбидиты.

Четыре типа слоистости в табл. 4-2 отражают постепенный переход от максимальной упорядоченности (однопорядковая мощность внутри и между слоями) к минимальной упорядоченности (варьирующая мощность внутри и между слоями плюс нарушение сплошности слоев). Это соответствует переходу от относительно стабильных к очень изменчивым условиям потока — от отложения без видимой эрозии к отложению с заметно развитыми эрозией и намывами.



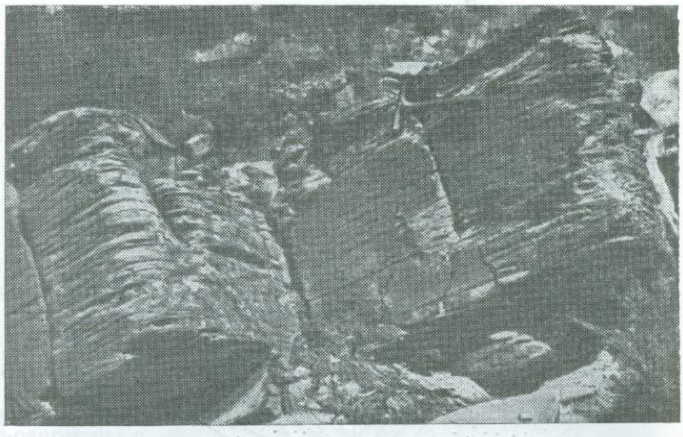

Фиг. 4-3. Тонкозернистый слоистый песчаник в рентгеновских лучах и в обычном свете [27].

*Внутренняя огранизация и текстура.* Внутри слои могут быть 1) массивными или бестекстурными; 2) строго «горизонтально-слоистыми», со следами диагональной или косой слоистости; 3) градационными; 4) черепично-слоистыми или 5) с зональной слоистостью («слоистостью роста»), обусловленной ритмичным осаждением или деятельностью организмов, например в строматолитах. Все эти разновидности текстур встречаются в песках, хотя водорослевые строматолиты там очень редки [13]

*Массивная слоистость* по внешнему виду как будто не имеет внутренней текстуры. Такое отсутствие текстурных признаков может быть обманчивым, как показали Хемблин [27] и др. (фиг. 4-3). Слои действительно массивных песков, видимо, очень редки, и это к лучшему, ибо в случае широкого их распространения мы бы неизбежно встретились с трудностями объяснения этого явления.

*Плитчатая слоистость* встречается умеренно часто, и многие слоистые толщи такого типа представляют собой прекрасные плитняки (фиг. 4-4). В небольшом количестве рассмотренные разности встречаются во многих песчаных толщах и характерны практически для каждой макрофациальной обстановки. Обязано ли их происхождение слабым или сильным течениям, еще до конца не раскрыто.

*Косая слоистость* — одна из самых характерных текстур песчаников. Эта текстура, известная также под названием слоистости течений, перекрестной слоистости, перекрестно-параллельного наслоения, диагонального или наклонного напластования, доступна наблюдению как в древних, так и в современных песчаниках. Как было определено выше, эта текстура относится к одинарной седиментационной единице с характерной внутренней слоистостью, называемой первоначальной слойчатостью, наклонной к основной поверхности осаждения осадка. Такое определение является узким и исключает из этой группы наклонные слои осыпей, отложения с латеральным наращением, например оползневые склоны, склоны меандровых баров, равно как и другие напластования с большим начальным наклоном (например, в фронтальной части дельты, растущей в сторону бассейна), а также с пологим углом напластования (например, осадки, формирующиеся при прогрессирующем перемещении линии пляжа).



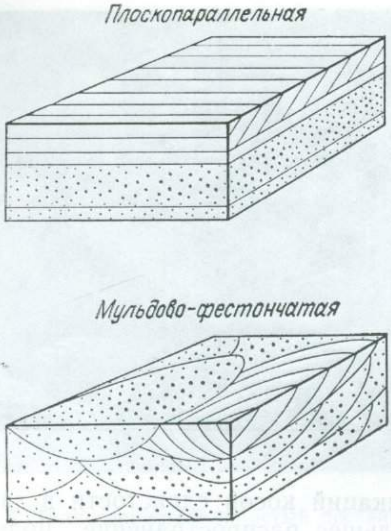
Фиг. 4-4. Плиточная слоистость тонкозернистых пород формации Сапингтон (возраст девон—миссисипий).

По плоскостям напластования наблюдается слабая линейная отдельность (округ Бродуотер, Монтана, США).

Предложено несколько классификаций косой слоистости в зависимости от геометрии текстуры; наибольшее распространение получила классификация Мак-Ки и Уира [45]. Аллен [1] выделяет около пятнадцати разновидностей песчаников. В действительности применять все эти классификации практически невозможно в связи с тем, что обнаженность редко бывает достаточно полной или совершенной для необходимых замеров косой слоистости и установления ее класса. В небольших обнажениях трудно даже отличить, из каких прослоев, плоскопараллельных или мульдообразных, образовано косослоистое чередование (фиг. 4-5).

Какого рода результативные наблюдения можно сделать в случае косослоистой текстуры? Обычно наблюдателю доступны либо вертикальный разрез косослоистых пачек, либо обнаженная плоскость пласта. Вертикальное сечение может быть ориентировано самым произвольным образом по отношению к направлению косой слоистости. Наиболее представительным, вероятно, является продольный разрез, особенно если он параллелен направлению потока. В таком сечении можно иногда наблюдать *параллельный* или *сходящийся* характер поверхностей, ограничивающих косослоистую пачку, прямолинейную или изогнутую форму передовых слоев и *касательное* сочленение их с подошвой пласта или под углом. Можно также определить масштаб косой слоистости, соответствующий мощности повторяющихся пачек (фиг. 4-6 и 4-7). Мощность косослоистых пачек варьирует от 1—2 см (малый масштаб) до 30 м и более (крупный масштаб). В большинстве песчаников средняя мощность составляет от 15 до 60 см. Исследователь может также замерить угол между двумя плоскостями: между поверхностью верхней границы косослоистой пачки и плоскостью передового слоя. Этот угол часто называют *углом естественного откоса* или *углом наклона;* это определение очень приблизительное, не строгое. Самым важным является измерение азимута падения плоскостей передовых слоев, который, как представляется, отвечает направлению потока. В текстонически наклоненных слоях, когда наклон передовых слоев и наклон напластования измерены, азимут течения определяют внесением поправки на тектонический наклон — с помощью стереографической проекции, или путем вычисления.

Вертикальные сечения, перпендикулярные направлению потока, дают мало информации, за исключением случая мульдовой косой слоистости. В этом случае можно измерить высоту наибольшего прогиба (максимальную мощность пачки), а также ширину «мульды», чтобы по-

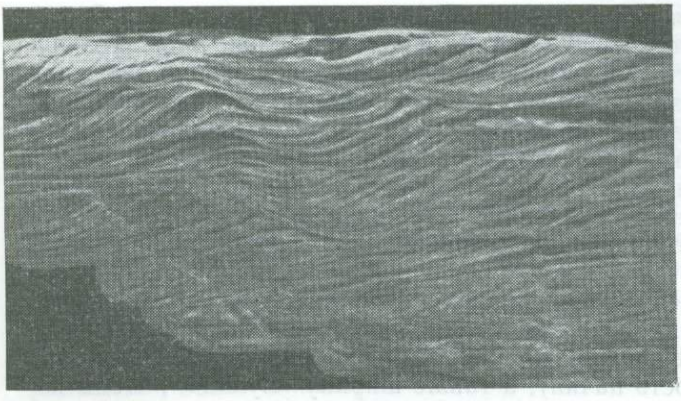



Фиг. 4-5. Главные типы косой слоистости: с прямыми контактами, плоскопараллельная (вверху) и мульдово-фестончатая (*внизу*).

лучить отношение ширины к высоте. В большинстве случаев отношение ширины к высоте, по-видимому, сохраняется постоянным независимо от масштаба.

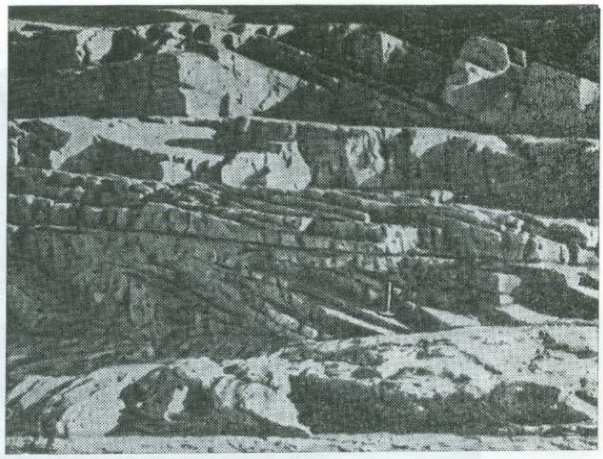
Наиболее информативными оказываются разрезы по напластованию, особенно в случае мульдовой косой слоистости с изогнутыми контактами. В таких сечениях представляется возможным определить биссектрису контура мульды, иными словами, направление потока. Сечения в плоскости напластования наиболее пригодны для определения отличий между мульдообразной косой слоистостью и обычными плоскопараллельными пачками. Контуры границ передовых слоев на горизонтальной плоскости заметно искривлены в случае мульдообразной косой слоистости, а в случае чередования плоскопараллельных косослоистых серий следы границ прямые или почти прямые.

Важно также фиксировать взаимоотношения между косослоистыми пачками. Они могут быть наложены одна на другую. Обычно одна пачка отделена от следующей простым слоистым пластом. Последний может быть в действительности верхним или нижним слоем пачки, который кажется горизонтальным в обнажении, но на самом деле наклонен вверх по течению потока под очень небольшим углом. Волнистая косая слоистость являет собой особый случай. Перекрытие с некоторым сдвигом по фазе и равномерным смещением знаков ряби образует то, что



Фиг. 4-6. Мелкомасштабная косая слоистость вблизи от кровли тонкозернистого турбидитного слоя.

Палеоценовый флиш около восточного окончания пляжа Сан-Тельмо, провинция Васконгадас, Испания.



Фиг. 4-7. Косая слоистость в нижнедевонских песчаниках.

Направление переноса слева направо. Уэд-Таири, Тассили, департамент Оазис, Алжир.

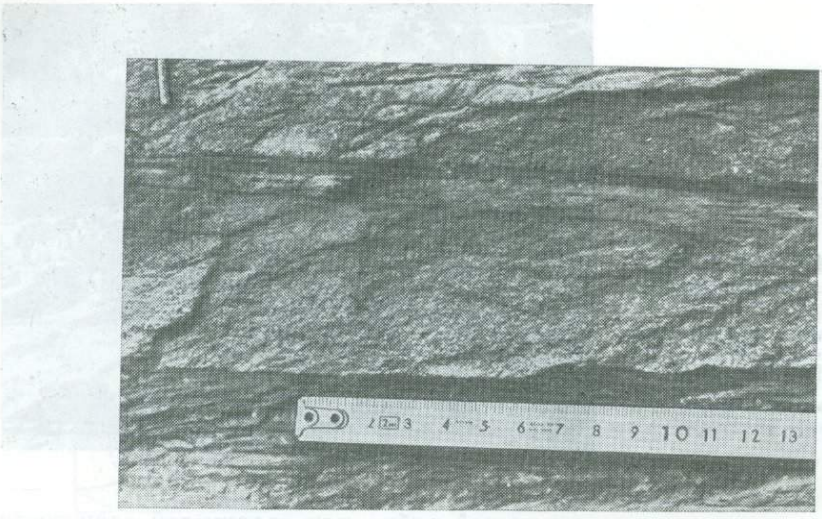
получило название «подскакивающей ряби» или «волнистой слоистости со смещением».

Косая слоистость может быть деформирована во время отложения в результате смятия неуплотненного осадка или бокового давления при тектонических подвижках. Нормальная, почти синхронная, деформация проявляется в перемещении пачки за пачку, а в некоторых случаях даже в их опрокидывании; тектоническая деформация приводит к запрокидыванию пачек или их сплющиванию, а также другим нарушениям [50].

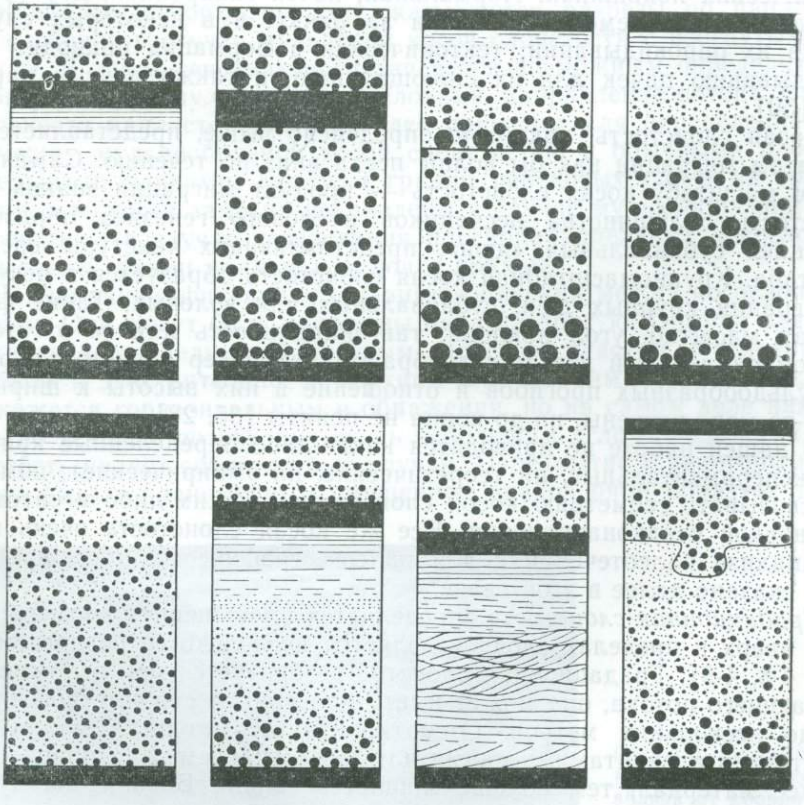
Косая слоистость, как было определено выше, представляется результатом миграции как бы волны песка вниз по течению. Самая мелкая по масштабу косая слоистость — продукт миграции знаков ряби. Слоистость большинства песчаников руслового генезиса образована миграцией субаквальных «дюн», представляющих текстуры среднего масштаба. Крупномасштабная косая слоистость образуется в результате миграции крупных дюн, субаквальных или эоловых. Такие факторы, как масштаб, угол наклона, тангенциальность или ее отсутствие, плоскопараллельный или мульдообразный характер слоистости, размеры мульдообразных прогибов и отношение в них высоты к ширине, в какой-то мере изучены, но до конца не поняты [35, 28].

В нашей работе не приводятся какие-либо определенные критерии (ни экспериментальные, ни теоретические, ни эмпирические), помогающие связывать геометрию косой слоистости с каким-либо агентом или обстановкой осадконакопления. Все же косая слоистость очень ценна для анализа палеотечений и для палеогеографической интерпретации, о чем сказано далее в этой главе.

*Градационная слоистость* определяется уменьшением размера зерен снизу вверх в пределах слоя; выделяется несколько ее разновидностей (фиг. 4-8, 4-9). Градационная слоистость образуется при отложении из затухающего потока, она может иметь масштаб от сантиметров или менее до нескольких метров. Отсортированный материал может быть представлен алевритами, песками или даже гравием. Как правило, чем крупнее материал, тем больше мощность толщи. Вообще, наилучшим образом отсортированы пачки песчаников, чаще граувакковых, мощностью от нескольких сантиметров до метра. Более мощные пласты, видимо, сложно построены. В ритмических толщах отмечается логнормальное распределение мощностей. Ритмичные пачки, как правило, характеризуются четкой внутренней сменой текстур по вертикали, кото-



Фиг. 4-8. Градационная слоистость.
Архейские турбидиты, озеро Миннитаки, Онтарио, Канада. Фото Уокера.



Фиг. 4-9. Разновидности градационной слоистости [41].

Фиг. 4-10. Идеализированный цикл осадочных текстур в турбидитном слое [65].

рая, подобно размерам зерен, отражает затухающий характер потока (фиг. 4-10). Обычно ритмичная смена зернистости обнаруживается в мощных разрезах незрелых песчаников (граувакк) геосинклинальных областей. Здесь плотные или мутьевые потоки (взмученные смеси глинистого или песчанистого материала с водой), по представлению большинства седиментологов, периодически устремляются вниз по склону и переносят песок в глубоководные части бассейна, где обычно скапливаются только тонкоотмученные осадки. В противоположность косой слоистости ритмичные слои, отложившиеся из мутьевых потоков, могут достигать большого распространения по площади, отдельные их пачки коррелируются на многие километры.

*Признаки и текстуры поверхностей напластования.* При тщательном изучении на плоскостях напластования многих песчаников обнаруживается присутствие целого ряда текстурных признаков. Они могут быть подразделены по их местоположению на приуроченные к *основанию* пласта или подошве, к *верхней части* пласта, а также плоскостям промежуточных пропластков *внутри* слоя.

*Подошвенные знаки* являются характерной особенностью нижней части пластов песчаников и некоторых известняков, залегающих на алевролитах или сланцах (табл. 4-3). Эти знаки известны давно, но лишь недавно их стали активно изучать. Большинство этих текстур «негативные», т. е. «слепки» вмятин или неровностей, первоначально существовавших в илистом осадке, на котором отложился песчаный материал. Эти текстуры порождаются: 1) действием течений на поверхность глин и илов, 2) неравномерной нагрузкой на мягкую гидропластичную илистую массу, 3) деятельностью организмов на поверхности плоскостей напластования.

Хотя «подошвенные знаки» встречаются почти во всех песчаных толщах, они особенно свойственны осадкам мутьевых потоков и служат хорошим показателем характера потока.

Из всего разнообразия текстур, созданных деятельностью течений, более других распространены *следы струй течения,* формирующиеся

Таблица 4-3

**Знаки неорганического происхождения и текстуры деформации на нижней поверхности пласта**
(по Поттеру и Петтиджону [49], с изменениями)

| Факторы | Процесс | Название структуры |
|---|---|---|
| Течения | Действие потока | Следы струй течения (слепки) |
| | Воздействие движущихся предметов на поверхность дна: | Следы, оставленные предметами |
| | а. Волочение | Следы волочения (слепки борозд и штриховки) |
| | б. Сальтация | Следы прыжков, щетковидные знаки и следы острых предметов |
| | в. Перекатывание | Следы перекатывания |
| | Неизвестен | Каналы |
| Гравитация | Неравномерная нагрузка | Слепки внедрения (слепки знаков внедрения) |
| | Проникновение (тиксотропные трансформации) | Шаровые и подушечные текстуры |
| | Оползание | Следы оползания (и слепки), складки оползания, разрывы и брекчия |
| Насыщение водой | Внедрение и другие процессы | Песчаные дайки и силлы; песчаные вулканы, грязевые вулканы |
| Взаимодействие сложных течений и гравитации | | Конволютная слоистость |

на поверхности в какой-то мере уже уплотненного ила путем заполнения ее неровностей песком. Так образуются выпуклые отпечатки или *слепки струй* течения на нижней стороне перекрывающих песчаных пластов (фиг. 4-11, 4-12).

Слепки струй течений представляют собой субконическую выпуклую неровность, одно из окончаний которой имеет округлую луковицеобразную форму и ориентировано вверх по течению. Другое расширяется и постепенно сливается с поверхностью слоя. Такие текстуры называют также слепками борозд, эрозионных промоин, струй течения, желобков завихрений и турбоглифы. Размеры слепков борозд размыва варьируют от нескольких сантиметров до 1—2 м в длину. Единичные борозды размыва редки; чаще всего они встречаются сериями, в которых расстояние между отдельными бороздами сильно варьирует; в некоторых случаях борозды размыва могут даже перекрывать одна другую. Вообще, текстуры струй течения характерны для последовательных наслоений песчаников. Иными словами, если условия отложения были благоприятными для образования одного слоя песков с текстурами струй течения, они могли продолжаться и на протяжении формирования целой серии слоев.

Форма слепков струй течений может быть разной. Слепки одной серии более или менее сходны. Некоторые из них бывают удлиненными, относительно узкими образованиями, другие имеют более широкую дельтообразную форму. Слепки могут быть симметричными или менее правильной формы, обычно заканчивающейся изогнутым «клювом». Очевидно, имеются переходные формы от хорошо образованных слеп-

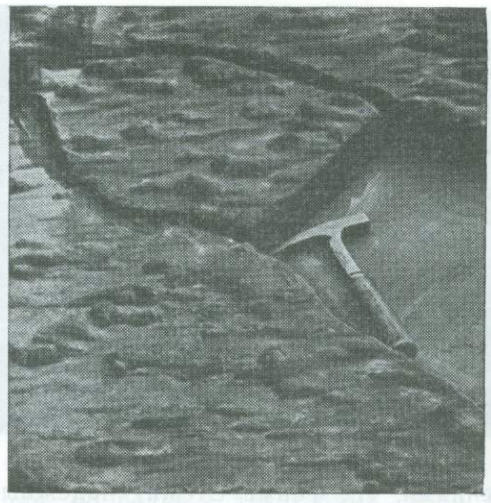
ков струй течения к менее правильным слепкам поперечных промоин и к сравнительно слабо выраженным сильно удлиненным слепкам борозд.

Текстуры менее правильной формы похожи на слепки знаков внедрения, но обнаруживают явные следы эрозионного происхождения, прорезая подстилающие глинистые или алевритовые илы. Слоистость может быть избирательно эродирована, так что песчаный материал выполнения лежит как бы на «террасах», со скульптурными слепками струй течения. Наоборот, в слоях, содержащих слепки фигур внедрения, не наблюдается срезания слойчатости, но зато здесь отмечается ее деформация и искривление вследствие образования этих фигур. В некоторых случаях материал, выполняющий слепки струй течения, сам является причиной нагрузки и деформации под действием веса. Такие слепки струй течения с деформацией представляют собой хороший пример гибридных текстур — тип, который трудно поддается классификации.

Хотя знаки струй течений могут иногда сочетаться с бороздами, это нельзя считать обязательным. Вообще же они взаимно исключают друг друга.

Текстуры струй течения, видимо, являются результатом локальных вихревых движений. Их размер зависит от размера вихрей, а последний зависит, видимо, от силы течения. Когда сила потока позволяет образоваться одному завихрению, она может порождать и серию таких смерчей. Мало известно о факторах, определяющих размер, форму и расположение знаков струй течения.

Текстуры струй течения — самые распространенные и наиболее информативные подошвенные знаки, порожденные те-

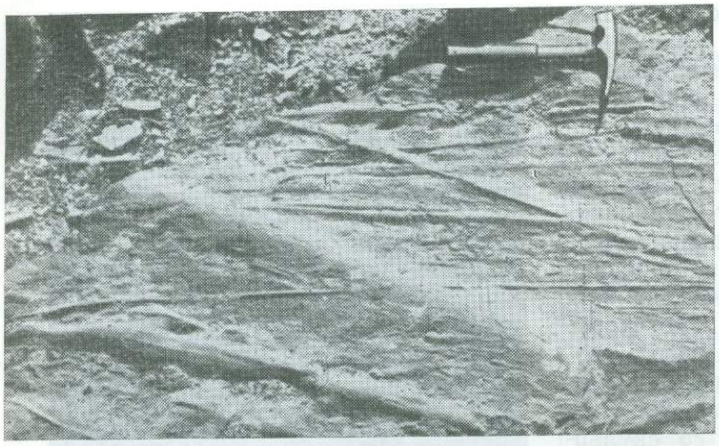


Фиг. 4-11. Фрагмент турбидитного песчаника.

Текстура струй течения и линейность течения в опрокинутом пласте терригенной толщи Марнозо (миоцен). Направление течения справа налево. Отмечается дивергенция ориентировки направлений, установленных по струям течения, и направления линейности течения. Близ Марради, Тоскана, Италия.

Фиг. 4-12. Текстура струй течения.

Формация Денби-Гритс (средний силур), карьер Пенстроуд, Уэльс. Фото Мак-Айвера.



Фиг. 4-13. Отпечатки на поверхности дна.

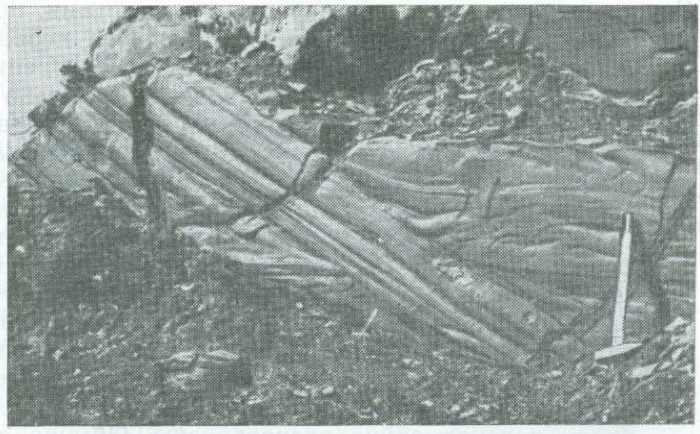
Формация Денби-Гритс, карьер Пенстроуд, Уэльс. Отмечаются две серии слепков борозд. Фото Мак-Айвера.

чениями. Их форма служит надежным указателем направления течения потока, и, хотя их образование обязано не только мутьевым потокам, они наиболее характерны для флишевых фаций.

Текстуры, образующиеся за счет вымывающего действия потоков, и следовательно родственные знакам струй течения, имеют серповидную форму и называются в соответствии с немецкой терминологией «подковообразными валиками» (Hufeisenwülste). Действительно, это подковообразные лунки, образованные размывающим действием течения вокруг препятствий, лежащих на поверхности песка. Обычно это выступающие из речного песка гребешки глинистых сланцев.

*Слепки борозд* [60] — это рельефные, прямолинейные, округленные или заостренные выступы нижней поверхности некоторых пластов песчаников. Они особенно характерны для песков мутьевых потоков. Предполагается, что эти борозды образуются в результате выполнения песчаным материалом соответствующих углублений в подстилающих сланцах (первоначально глинистых илах). Они и были названы «бороздами ила» Холлом [25], который наблюдал эти образования в девонских породах штата Нью-Йорк. Эти формы были также названы «знаками волочения» и «слепками волочения», поскольку предполагалось, что их образование вызвано волочением предметов по дну [42].

Слепки борозд редко встречаются поодиночке; обычно они образуют серии, и часто две серии борозд пересекаются под острыми углами на одной и той же поверхности (фиг. 4-13). Каждый отдельный выступ измеряется одним-двумя миллиметрами, редко превышает сантиметр. Борозды отличаются замечательной прямолинейностью, в большинстве обнажений нельзя обнаружить ни начала их, ни окончания. Некоторые из борозд осложнены серией микроборозд второго порядка или гребнеобразных микровыступов. В пределах одной серии не наблюдается отклонений или наблюдаются лишь незначительные отклонения в направлении борозд. Слепки борозд могут отмечаться в небольшом количестве или быть многочисленными; более поздние борозды частично стирают более ранние. Слепки борозд следует отличать от знаков или *слепков скольжения* (фиг. 4-14), образовавшихся при движении крупных предметов по дну, например глыб глинистого сланца. Такие скользящие предметы стремятся вращаться или поворачиваться, так что знаки, оставляемые ими, имеют искривленный вид. С другой стороны, обычные борозды, прочерченные многими отдельными предметами, не имеют такого упорядоченного характера. Слепки борозд могут ассоциироваться со слепками следов острых предметов, со следами скачков,



Фиг. 4-14. Многочисленные крупные субпараллельные следы скольжения на подошве почти вертикально залегающего пласта турбидитов.

Флиш Arensica numulitica (эоцен) вдоль дороги Зумаха-Гетария (34-й км), провинция Васконгадас, Испания.

слепками ударов, следами царапин, но редко с текстурами струй течения.

Окончания знаков наблюдаются редко; еще реже удается видеть около окончаний обломки раковин и другие предметы, которые, по-видимому, оставили эти первичные борозды.

Слепки борозд наблюдаются только на подошве уплотненных песков, залегающих на сланцах, которые были разрушены выветриванием и обнажили нижнюю поверхность пласта песчаника. Подобно текстурам струй течения, борозды встречаются чаще всего на подошве слоя турбидитных песков и являются наиболее характерными гиероглифами флишевых фаций.

Их происхождение долго оставалось невыясненным. Теперь кажется очевидным, что они оставлены предметами, влекомыми по поверхности дна силой течения и царапавшими относительно твердую глинистую его поверхность. Такая точка зрения подтверждается находками самих предметов (раковин, гравия, обломков отвердевших глинистых пород) у концов борозд, направленных вниз по течению, а также параллельным течению расположением борозд, которое устанавливается с помощью других критериев. Точный характер динамики еще не ясен. Движение многих перемещаемых течением предметов сопровождается постоянным вращением вокруг оси и скачкообразными перемещениями (сальтацией), но для образования борозды необходимы постоянный контакт, даже нажим, и отсутствие вращения при перемещении. Завихрения течения оставляют знаки струй, а не борозды. Какие же условия контролируют появление каждой из фигур и какое из двух наиболее вероятно?

Слепки борозд из-за их распространенности относятся к числу лучших индикаторов палеотечений, особенно если их использовать в сочетании с текстурами, указывающими направление движения. Если потоки, ответственные за появление этих текстур, были на самом деле мутьевыми или нагруженными взвесью и двигались вниз по склону, то интерпретация наблюдаемых текстур затруднительна. В связи с расхождением в направлении пересекающихся групп борозд или отклонением от основного направления в каком-то одном слое в пределах пачки в общем равномерного строения возникают вопросы, касающиеся палеосклона. Ясно, что не все борозды оставлены течениями, двигавшимися вниз по склону.

Как можно видеть из табл. 4-3, имеются и другие знаки или текстуры в дополнение к обычным текстурам течений и слепков борозд.

Сюда относятся следы, оставленные предметами, прерывисто касавшимися дна и теми, которые перекатывались. К первой группе относятся *царапины* и *следы ударов* острых предметов. Слепки следов ударов и скачков распределены на площади через довольно равные интервалы и оставлены предметами, движущимися скачкообразно. Царапины отличаются от них тем, что контакты с дном случайны и повторяются неравномерно. Более того, они достаточно продолжительны для образования невысоких насыпей рыхлого материала, выталкиваемого вверх двигающимся вперед предметом. Слепки следов, оставленных острыми предметами, как говорит само название, получаются в полостях, образованных, например, такими предметами, как пропитавшаяся водой палка, упавшая на дно и с силой воткнувшаяся в него, а затем повернутая в направлении течения и снова свободно поднявшаяся к поверхности. Самая выступающая вниз по течению конечная точка такого знака лежит у конца короткой борозды.

*Знаки перекатывания* разнообразны. Обычно они наблюдаются в флишевых сериях, похожи на следы колес или обруча, а образовались при перекатывании плоских спирально свернутых раковин, главным образом цефалопод. Все это оставляет характерные «росписи», или следы [57].

*Трещины усыхания* развиваются в пластичной глинистой массе, которая усыхает при потере воды. Обычно это явление очень отчетливо наблюдается в илах. Несвязанные зернистые материалы, такие, как пески, казалось бы, не могут давать трещин усыхания. Тем не менее на нижней поверхности пластов некоторых песчаников наблюдается полигональная сетка выпуклых борозд. Такая текстура в действительности образована наложением песка на растрескивающуюся глинистую корку, а песок, заполняющий трещины, стал частью самого покрывающего слоя. При дальнейшем выветривании и удалении глинистого сланца остаются слепки заполнения трещин, «спаянные» со слоем песчаника.

К числу характерных текстур верхней поверхности пласта песчаника относятся знаки ряби, диагональная волновая рябь, ямки и отпечатки в более тонкозернистых песках и алевритах, а также слепки кристаллов льда. В некоторых слоях обычны также биогенные текстуры. Все перечисленные выше знаки могут встречаться и на нижней поверхности пласта.

Исторически сложилось так, что одними из первых наблюдаемых текстур песков и песчаников, о которых больше всего написано, были *рябь* и *знаки ряби*. На эту тему имеется обширная литература, причем описания выполнялись не только геологами, но и специалистами, чьи интересы касались физических сторон процессов переноса зерен, волновых и прибойных явлений. Ранние, ставшие классическими, работы написаны геологами Киндлом [39] и Бухером [7]. Среди последних обзорных работ самой исчерпывающей можно назвать труд Аллена [1].

В большинстве ранних работ внимание концентрировалось на форме, или морфологии, знаков ряби, как наблюдаемых в современных песках, так и запечатленных на плоскостях напластования более древних песчаников. За последнее десятилетие интерес переместился на структуру знаков ряби и такие отличительные особенности, как смещение ряби, лучше всего наблюдаемое в поперечном разрезе.

Знаки ряби представляют собой песчаные волны самого малого масштаба, а формирующие их течения значительно слабее, чем те, которые формируют дюны и создают обычную крупномасштабную косую слоистость. Знаки ряби характерны для непластичных зернистых материалов песчаной размерности. Они могут развиваться как в кварце-

вых, так и в карбонатных песках, но не образуются в крупнозернистых материалах, таких, как гравий, или в более тонкозернистых — алевритах и глинистых илах.

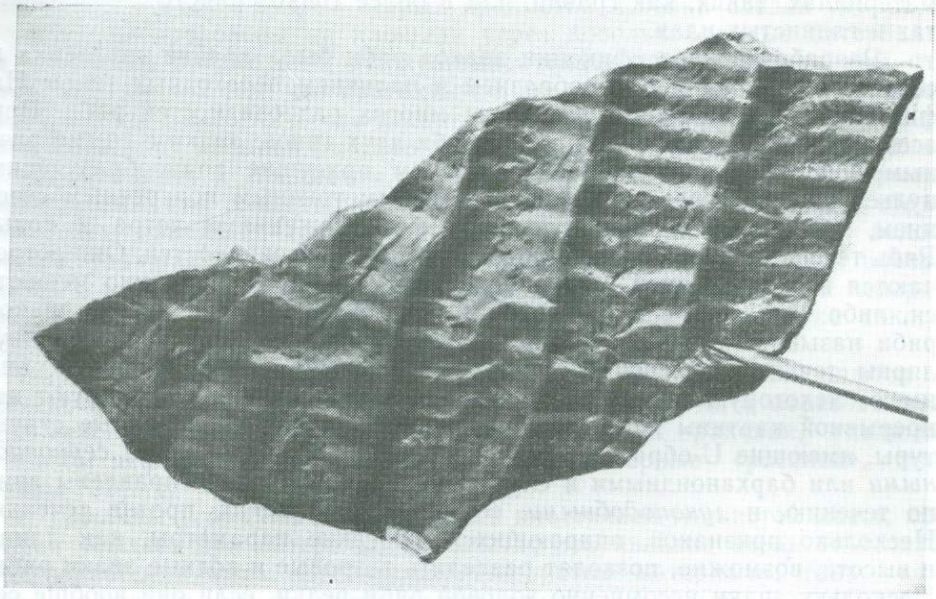
Разработка классификации знаков ряби была крайне трудоемка в связи с их большим разнообразием и наличием переходных типов. На фиг. 4-15 показана только одна из многих разновидностей ряби. При всех вариациях существуют знаки ряби двух типов: знаки с симметричным поперечным сечением, в основном присущие волнообразующим пульсирующим течениям, и знаки с асимметричным поперечным сечением, образованные однонаправленными движениями ветра и воды. Рябь течений малого масштаба имеет много разновидностей. Они встречаются в определенной последовательности и либо постепенно меняются, либо чередуются друг с другом (фиг. 4-16). Распределение знаков ряби называется *прямолинейным,* если они непрерывны и перпендикулярны течению, или *волнистым,* если, сохраняя непрерывность, они имеют некоторую извилистость. Многие знаки течений не образуют непрерывной картины и разбиты на сжатые с боков серповидные структуры, имеющие U-образную форму в плане. Они называются *серповидными* или барханоидными в случае, если их фланги направлены вниз по течению, и *луноподобными,* если они направлены против течения. Несколько признаков, опирающихся на такие параметры, как длина и высота, возможно, позволят разделить ветровые и водные знаки ряби. Поскольку знаки несомненно эоловой ряби редки, если они вообще сохраняются в геологических разрезах, их разграничение не имеет большого значения.

Знаки ряби образуются во всех случаях, когда песок находится в движении, поэтому они встречаются в широком диапазоне обстановок: от внутриприливной до глубоководной морской. В мелководных морях знаки ряби имеют тенденцию ориентироваться параллельно береговой линии, в этом их палеогеографическое значение. Ориентировку знаков ряби следует систематически фиксировать.

Во многих системах знаков ряби песок транспортировался вверх по склонам, обращенным к потоку, и осыпался вниз по противоположному склону, вовлекая рябь в движение вниз по течению без какого-либо изменения уровня седиментации. Если все же имеется *привнос* песка в данную обстановку, то скорость накопления на противоположных движению склонах возрастает и каждый бугорок ряби взбирается со стороны заднего склона на передний бугорок с образованием карабкающихся бугорков, а также часто косой слоистости дрейфующей ряби [36, 63, 64].

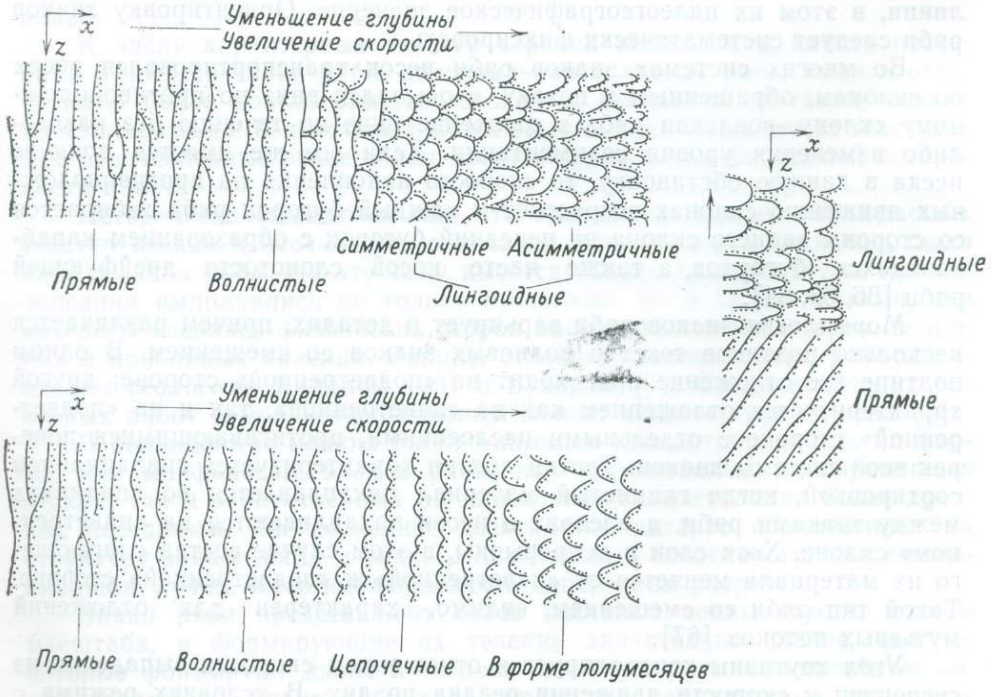
Морфология знаков ряби варьирует в деталях, причем различается несколько подтипов текстур волновых знаков со смещением. В одном подтипе все отложение происходит на «подветренной» стороне; другой характеризуется отложением как на «наветренной», так и на «подветренной» стороне с отдельными наслоениями, протягивающимися поперек всей системы знаков. Третий подтип характеризуется градационной сортировкой, когда глинистый материал накапливается во впадинках между знаками ряби, а алеврит и песок накапливаются на «наветренном» склоне. Хотя слои и непрерывны, в этом случае состав слагающего их материала меняется от «наветренной» к «подветренной» стороне. Такой тип ряби со смещением, видимо, характерен для отложений мутьевых потоков [67].

Угол крутизны контролируется отношением скорости выпадения из суспензии к скорости движения осадка по дну. В условиях режима с высоким уровнем воды (гл. 9) осадок перемещается к «подветренной» стороне и угол крутизны невелик [68].



Фиг. 4-15. Ископаемые знаки ряби.

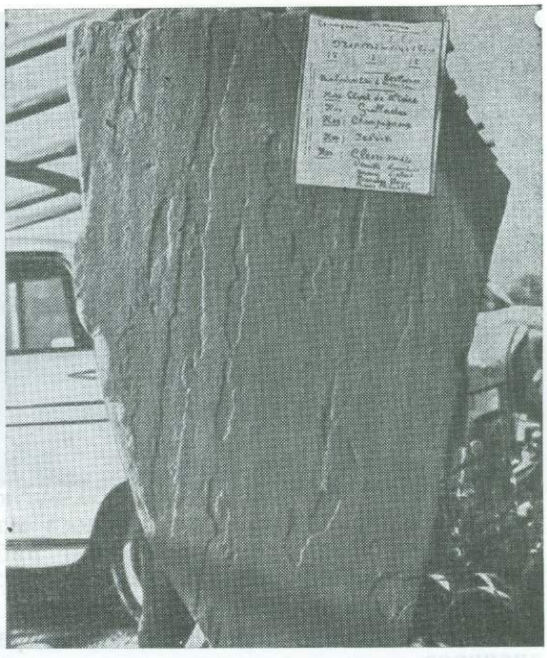
Свита Хортон, Новая Шотландия (миссисипский возраст), бассейн Минас, Уолтон. Отмечаются две серии знаков ряби. Фото Югстера.




Фиг. 4-16. Соотношения между различными формами ряби течений и номенклатура [3].

«Ребристо-бороздковая» текстура некоторых песчаников является простым отображением микрокосой слоистости, порожденной миграцией серповидных знаков ряби в плоскости пласта. Это случай косой слоистости в миниатюре.

Текстура ряби, как можно видеть в поперечном сечении может быть деформированной. Обычны локальные опрокидывания и перевернутое залегание, в особенности для знаков ряби алевритового и тонкопесчаного сложения. Здесь есть, видимо, некоторая зависимость между деформированным и конволютным напластованием — последнее, возможно, является крайним производным деформации знаков ряби. Изолированные или угнетенные знаки ряби, которые мигрировали по глинистой поверхности дна, могут создавать впечатление погружения в глинистый слой и являются начальными слепками внедрения.



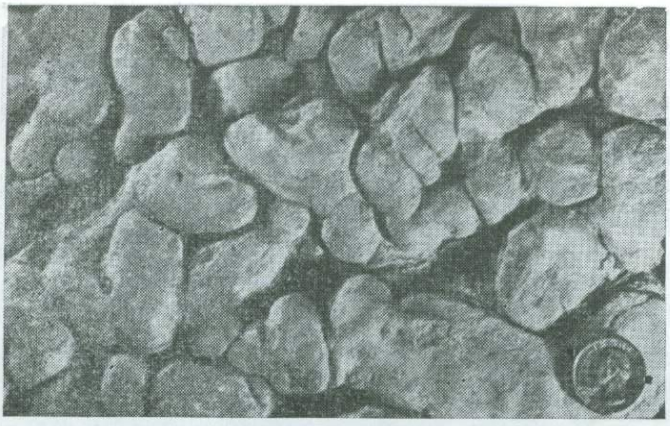
Фиг. 4-17. Линейность на плоскостях напластования (линейность течения) турбидитных песчаников.

Песчаники Анно (олигоцен). Течение параллельно границам раздела. Лист бумаги дает представление о масштабе. Близ Пейра-Кава, Приморские Альпы, Франция.

Некоторые толщи песков легко колются по плоскостям напластования и дают очень ровный плитняк. Такие поверхности раздела могут иметь слабо выраженное линейное расположение зерен по направлению течения, которое также называют *первичной линейностью течения*. Обычно поверхность раздела имеет некоторые неровности, как бы остатки прилипшей штукатурки на поверхности слоя. Эти «заплаты» неправильной формы линейно вытянуты в одном направлении и лучше всего видны при сильном косом освещении. К этой текстуре был применен термин *«уступчатая линейность на плоскостях напластования»* (фиг. 4-17) [44].

**Деформации, синхронные слоистости.** Вслед за отложением или одновременно с ним перед консолидацией осадка песчаные отложения могут подвергаться деформации. При этом образуются различные текстуры. Последние могут быть связаны с тем или иным из трех различных процессов. Один из них обусловлен движением типа конвекционного и приводит к вертикальному переносу материала. Такое движение возникает благодаря нестабильной плотности слоистой толщи, например если слой песка отлагается на алеврите или глине менее плотных, насыщенных водой и более тонких. Если подстилающий материал подвергается тиксотропным изменениям (гл. 9) с потерей прочности, может появиться ряд конвективных ячеек, где песок будет перемещаться вниз и возникнет компенсирующее движение алевритового или глинистого материала вверх. Такое движение может быть медленным, быстрым и катастрофическим.

Другой процесс деформации является следствием нестабильности из-за слишком большой крутизны поверхностей осадконакопления. Ре-



Фиг. 4-18. Вид снизу на небольшие слепки внедрения в подошве тонкозернистых и тонкослоистых песчаников (миссисипский возраст), округ Оуэн, Индиана, США.

зультирующее движение имеет большую латеральную компоненту, и, следовательно, направление переноса материала будет близко к горизонтальному. При этом происходит либо медленное оползание, либо быстрый обвал или соскальзывание.

Третий процесс может быть связан с псевдоликвацией песка — развитием «плывунов», способных к внедрению в виде силлов, даек или диапиров.

Среди разнообразных текстур, связанных с вертикальной усадкой, наиболее распространенными являются *слепки знаков внедрения*, или карманов внедрения (фиг. 4-18). К ним относятся пузырчатые, сосцевидные или бугорчатые протрузии песка, направленные вниз под воздействием неодинаковой нагрузки на подстилающий гидропластичный ил. Эти текстуры могут превращаться в мешковидные, связанные с материнским пластом пережатой шейкой; в редких случаях они отделяются от пласта и погружаются в подстилающий материал. Это так называемые *«кисеты» внедрения*, а в случае отделения от верхнего пласта — *шары внедрения*.

Как следует из описания процесса образования, слепки знаков внедрения вовсе не являются «слепками». В отличие от слепков струй течений они не заполняют ранее существовавших пустот или внутренних полостей. Слои подстилающего глинистого ила деформируются, и глина продавливается вверх тонкими язычками между проникающими в нижний слой слепками внедрения.

Слепки внедрения обычно лишены симметрии и определенного плана распределения. Они могут меняться по размеру и форме и выглядят как вздутия на нижней стороне песчаного пласта, варьируя от слабых вспучиваний до глубоких или мелких округлых мешочков. Текстуры внедрения вначале могли возникать как углубления или даже борозды, либо в виде «угнетенных» или изолированных песчаных знаков ряби. Обычно неровности типа фигур внедрения наследуют картину распределения и текстуру материнского пласта.

Текстуры внедрения не относятся к числу характерных признаков какой-либо определенной обстановки осадконакопления. Единственным условием является отложение песка на водонасыщенном гидропластичном слое. По-видимому, они наиболее распространены в турбидитных отложениях, но даже и здесь в некоторых слоях нет следов внедрения — тогда как в других они широко развиты. Их рост в одном случае и отсутствие в другом, очевидно, отражают свойства подстилающего слоя. Если один мутьевой поток следует непосредственно за другим,

Фиг. 4-19. Шаровая и подушечная текстуры.
Песчаники Анно (олигоцен), Пейра-Кава, Приморские Альпы, Франция.

условия для образования текстур внедрения более благоприятны, чем тогда, когда между потоками есть значительный перерыв во времени, и происходит обезвоживание подстилающего слоя. В этом случае текстуры внедрения не образуются.

Некоторые пласты песчаников, подобно подводным лавовым потокам, обнаруживают эллипсоидные, или *подушечные текстуры* (фиг. 4-19). Песчаник разбит на многочисленные и обычно плотно упакованные шарообразные или подушковидные массы. Эти текстуры были названы «подушечками» или «псевдопочками», которые они напоминают. Употреблялся также менее подходящий термин «потоковые окатыши».

Размеры плотно упакованных шаров или подушек варьируют от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Они редко имеют сферическую форму, чаще всего это эллипсоиды или почковидные образования. Если песчаник был четко слоистый, то внутри шаров или подушек его слои деформированы, обычно в соответствии с округленной формой нижней половины шара или подушки, и, по-видимому, наиболее искривлены в центральной ее части. Строение подушек напоминает чаши со слегка загнутыми внутрь краями. Они могут также напоминать по форме опрокинутые грибы без ножек. Подобные чаше структуры в основном обращены выпуклостью вниз, в некоторых случаях наклонены, но не перевернуты.

Вопреки ранее бытовавшим взглядам подушки не являются ни конкрециями, ни продуктами сферического выветривания, которые также известны у песчаников. Нельзя их также считать результатом оползания. Симметрия и ориентировка этих форм свидетельствуют о движении, направленном вниз, а не в латеральном направлении. То, что такие чаши или почковидные формы могли образоваться путем прогибания вниз песчаного пласта, было экспериментально показано Кюненом [43]. Убежденность в том, что подобный механизм влиял на образование подушек, возрастает [61]. Возможно, что это явление было внезапным или катастрофическим. Совершенно очевидно родство между этими текстурами и карманами внедрения, особенно шаровидными их формами. Все они связаны с вертикальным переносом материала. Вероятно, различия заключаются лишь в скоростях. Точно так же, как и для текстур внедрения, для образования подушечных текстур необ-

ходим подстилающий гидропластичный слой — слой ила, который не имел достаточно времени для обезвоживания.

При некоторых условиях пески испытывают деформацию под влиянием движений, вызванных гравитационными силами и имеющих большую латеральную составляющую, в тот период, когда осадок еще не консолидирован и находится в обстановке осадконакопления (т. е. мы исключаем влияние тектонических и других более поздних движений). К таким движениям применяются термины «оползание» и «скольжение», а образованные ими текстуры называют «текстурами оползания». Обычно при употреблении термина «оползание» подразумевается локальное явление. Термин «скольжение» скорее означает движение с большим горизонтальным перемещением — в отдельных случаях до километров. «Оползание» также означает движение вниз по склону, но очень медленное, едва заметное.

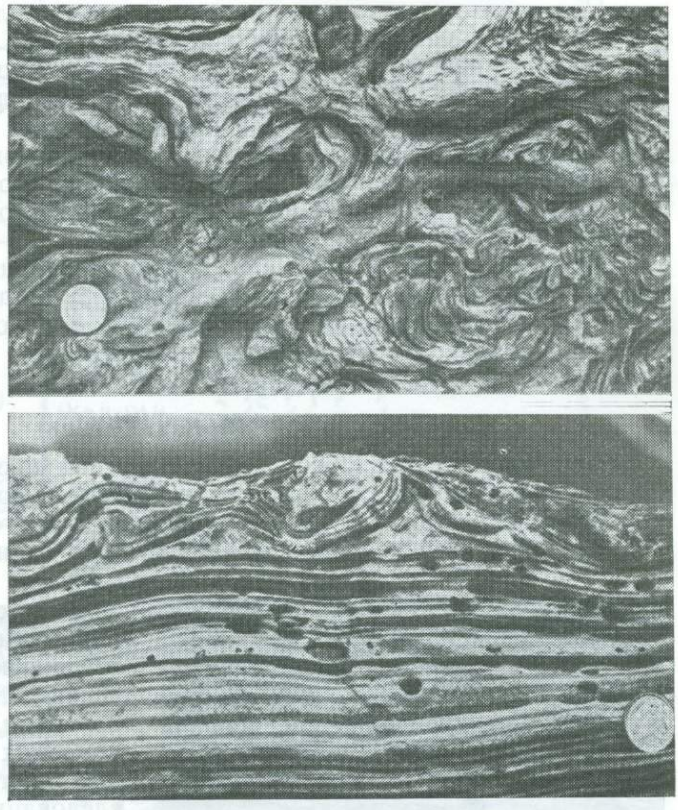
Все осадки могут быть вовлечены в такие подвижки, свойственные не только пескам, хотя песчаные отложения могут при этом деформироваться сильнее. Одной из текстур, присущих только пескам, является деформированная косая слоистость [26]. Она проявляется при опрокидывании плоскости передовых слоев, которые могут быть наклонены под углом до 90° или даже опрокинуты, причем это опрокидывание всегда происходит в направлении течения.

В редких случаях слоистость нарушена. Очевидно, что для этого необходимы либо оползание, либо один из видов сдвига, обусловленного волочением материала течением или снижением уровня воды, либо толчок, вызванный землетрясением. Складчатость, обусловленная тектоническими причинами, также нарушает косую слоистость [50], придавая первоначальной слоистости либо бóльшую крутизну, либо, наоборот, сильно ее выполаживая. Описываемые деформации, однако, почти одновременны с образованием слоистости, так что перекрывающий или подстилающий слои могут оставаться ненарушенными.

Известны также оползни и обвалы большого масштаба, затрагивающие многие пласты, включая переслаивающиеся глинистые сланцы и другие породы [49]. Результат таких нарушений варьирует от хаотического перемешивания блоков более прочных пород, погруженных в матрикс из наименее компетентных материалов, до хорошо определимой складчатости срыва, под влиянием которой слои скручены, смяты в складки или брекчированы. Там, где в движение вовлекаются переслаивающиеся, но неконсолидированные пески и глины, последние, будучи вязкими, образуют обломки, которые оказываются запечатанными в матриксе песка — неуплотненный песок облекает их благодаря движению зерен. Обломки сланцев могут быть изогнуты или деформированы иным способом. Если глинистые илы размокают, тогда и песок, и глина приобретают текучесть и проникают друг в друга, образуя «мигматитовую» смесь. Если в смеси преобладает глина, смешанная с небольшим количеством песка или алеврита, слой может сохранить целостность, смятый в целый ряд дисгармоничных складок выше поверхности скольжения. Различные типы оползаний, почти одновременных с образованием осадка, описаны Кюненом [40] и Грегори [21].

Множество разнообразных причин вызывает оползни. По-видимому, однажды начавшись, оползание может продвигаться по очень плоской поверхности, даже по горизонтальной, и, если имеется достаточный момент инерции, может двигаться вверх по склону. Субаэральные оползни, судя по некоторым признакам, могут двигаться на «воздушной подушке».

*Конволютное напластование* также называемое конволютной слоистостью, скользящей слоистостью, внутрипластовым скручиванием и



Фиг. 4-20. Конволютная слоистость в кровле тонкозернистого турбидитного пласта.

Сечение по подошве пласта показывает конволютный слой вдоль напластования (см. фиг. 4-10), тогда как сверху изображена верхняя поверхность того же слоя. Палеоценовый флиш. Пляж Сан-Тельмо, близ Зумахи, Испания.

плойчатой слоистостью, — одна из наиболее сложных для диагностики и объяснения текстур (фиг. 4-20). Выражение Рича «внутрипластовое скручивание» является лучшим, так как подчеркивает внутрипластовую природу явления, и именно то обстоятельство, что складки, или подворачивание, затрагивают прослои внутри пласта, но не сам пласт.

Скорее всего конволютная слоистость характерна для относительно тонких прослоев от 2 до 25 см толщиной крупнозернистых алевритов или тонкозернистых песков. В пределах такого слоя, как кремнистого, так и карбонатного, наблюдается целый набор складок. Отдельные прослои непрерывны и прослеживаются от складки к складке, хотя микронесогласия могут быть встречены в пределах структуры в целом. Синклинали обычно пологие и широкие, антиклинали узкие и острые. Эти текстуры имеют тенденцию затухать к подошве слоя, так же как и к кровле. В некоторых слоях антиклинали, по-видимому, срезаны эрозией.

Ясно, что изогнутая таким образом слоистость не испытала смятия в складки обычного типа, поскольку складки не несут следов бокового сжатия или эффекта сплющивания, как это бывает в складках оползания, и они не вытянуты, как обычные складки. Сечение в плоскости напластования показывает, что имеется серия крутых сводов и впадин. Такая картина предполагает, что наблюдаемые текстуры образовались под влиянием сложных вертикальных движений.

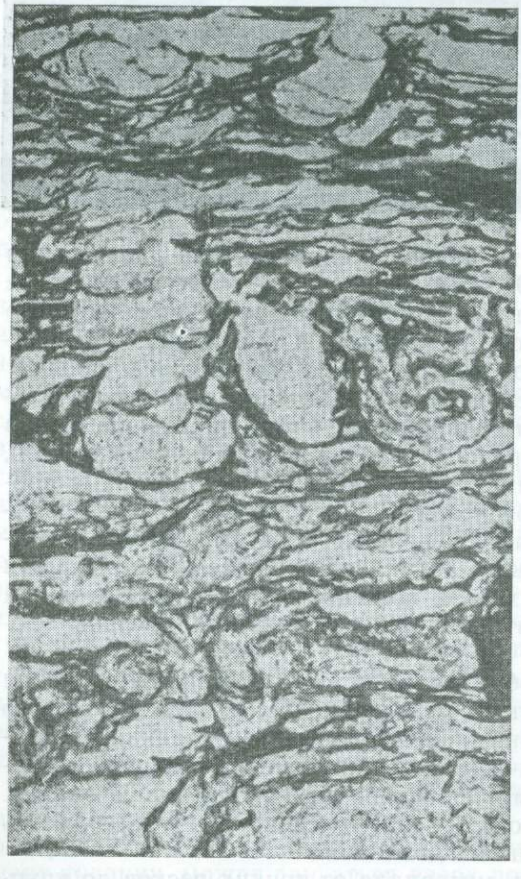
Все признаки — размерность материала от тонких песков до крупных алевритов в одном слое, симметрия, указывающая на вертикальное перемещение материала — свидетельствуют о внутренней его «сыпучести». Было выдвинуто несколько гипотез [49, 12], но ни одна из них не дает удовлетворительного объяснения.

При некоторых условиях пески становятся плывунами, т. е. приобретают такую свободную структуру и содержат так много воды, что они приобретают способность внедряться в трещины и образовывать *песчаные дайки* или же, внедрившись вдоль плоскостей напластования, создавать *песчаные силлы*. Хотя некоторые дайки являются простым заполнением сверху зерно за зерном раздвинутых трещин, большинство из них несут следы очень быстрого форсированного внедрения, поскольку многие из них следуют напластованию на небольшом расстоянии или даже переходят силлы.

Песчаные дайки и проблемы их происхождения были рассмотрены заново [49]. Ширина их варьирует от 1—2 см до нескольких метров. Они могли внедриться после консолидации либо несколько ранее — перед уплотнением. Первые имеют более острые края с прямыми контактами, вторые — искривлены.

## БИОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

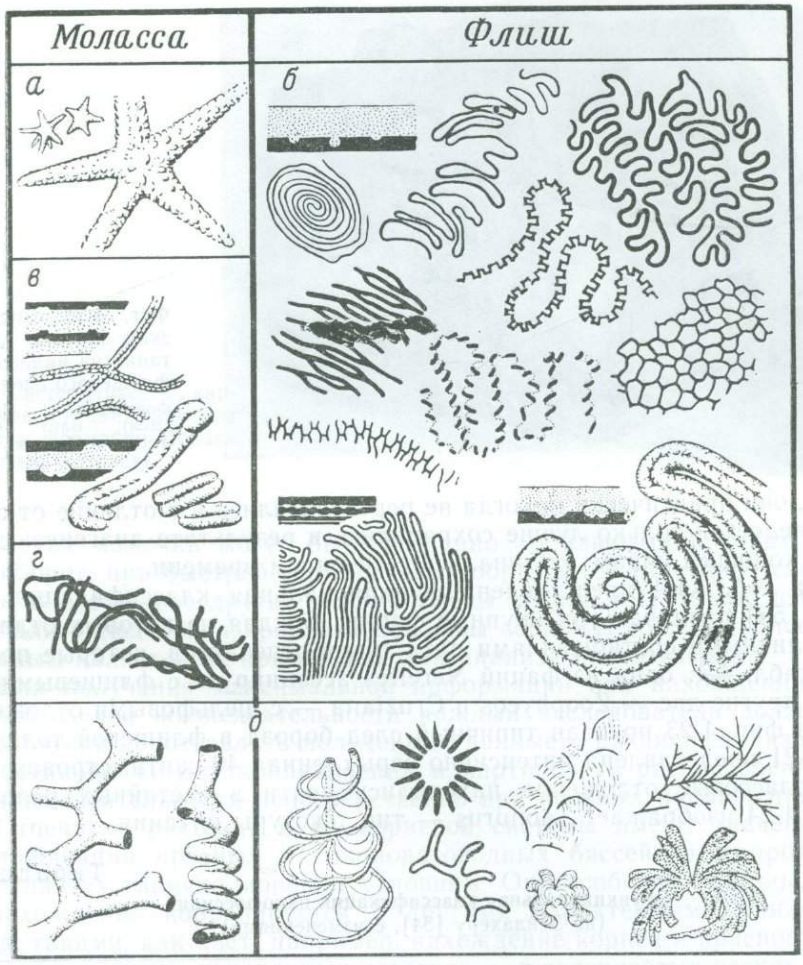
Хотя еще в 1850 г. Холл [26] объяснил происхождение следов и борозд в силурийских песчаниках штата Нью-Йорк, много лет спустя биогенные текстуры интересовали большинство геологов немногим более, чем экзотические курьезы. Хотя изучать их начали в древних песчаниках, лишь изучение современных осадков сыграло важную роль и привело к более правильному пониманию биогенных текстур. Особенно успешными были исследования немецких геологов. Значительный прогресс в подобных исследованиях на раннем этапе был достигнут благодаря работам Вальтера в конце XIX в. на морской станции в Неаполитанском заливе и Рихтера в начале XX в. в Северном море в районе Зенкенберг-ам-Меер. В числе других исследователей, которые внесли важный вклад в изучение биогенных текстур в период перед второй мировой войной, могут быть названы Абель, Крейчи-Граф и Хенцшель. Но лишь в начале пятидесятых годов началось более полное использование биогенных текстур для интерпретации данных (Зейлахер и другие). Ныне интерес к биогенным текстурам больше, чем когда-либо. Изучение биогенных текстур получило название *ихнологии*. Как и можно было ожидать, большая часть литературы по этому вопросу написана в Германии.



Фиг. 4-21. Слоистость алевритов и сланцев, нарушенная ходами илоедов.

Формация Трейдуотер (пенсильванский возраст), близ Даусон-Спрингс, округ Хопкинс, Кентукки, США.

Терригенные алевриты и пески редко изобилуют иско-




Фиг. 4-22. Пять функциональных классов следов ископаемых организмов и предполагаемая приуроченность их к отложениям моласс и флиша [55].
*а* — отпечатки организмов на дне, *б* — следы ползания, *в* — следы волочения, *г* — одинарные следы ползания, *д* — следы питания.

паемыми остатками, но часто могут содержать явные свидетельства жизнедеятельности организмов, называемые *ископаемыми следами, ихнофоссилиями,* или *следами жизни.* Следы окаменелостей лучше всего сохраняются в алевритах и песках, поскольку, для того чтобы они стали видимыми, необходим структурный контраст. Роющие, ползающие и извивающиеся организмы в алевритах и лишенных песков глинах оставляют мало заметных следов своего существования, кроме прерывистой слоистости и характерных структур (фиг. 4-21). Следы жизнедеятельности можно обнаружить в кровле пласта, внутри него, на подошве или даже вне его. Необходимо, однако, иметь в виду, что штрихи на подошве пласта могут быть царапинами, впоследствии выполненными песком. Зейлахер [58] выделил пять функциональных классов ископаемых следов жизнедеятельности (фиг. 4-22).

Какие же общие положения можно высказать об ископаемых следах жизнедеятельности? По данным Зейлахера и других, эти следы длительное время литифицировались, но только в ограниченном наборе

Фиг. 4-23. Систематическая картина следов питания на нижней стороне флишевого слоя.
Формация Пьетрафорте (мел). Близ Флоренции, Тоскана, Италия.

фаций, они практически никогда не переотлагались и в отличие от самих окаменелостей только лучше сохранялись в результате диагенеза и, подобно хорошим винам, улучшались с течением времени.

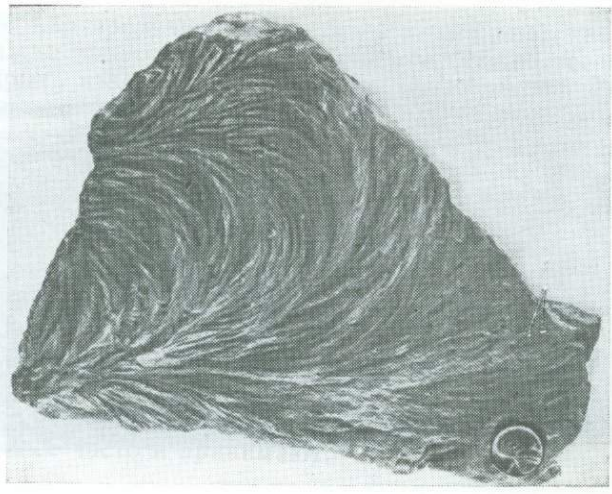
На табл. 4-4 представлена функциональная классификация. Зейлахер [58] различал три крупные фации, каждая из которых отличается различными соотношениями пяти типов отпечатков, которые показаны в табл. 4-4; одна из фаций Nereites ассоциирует с флишевыми толщами, другие две — Zoophycos и Cruziana — с шельфовыми отложениями. На фиг. 4-23 показан типичный след борозд в флишевой толще, на фиг. 4-21 представлена интенсивно взрыхленная 40-сантиметровая зона, где молассовые отложения находились почти в застойных условиях, а фиг. 4-24 изображает Taonurus — тип текстуры питания.

Таблица 4-4

**Функциональная классификация ихнофоссилий**
(по Зейлахеру [54], с изменениями)

Следы ползания (Kriechspuren; *Repichnia)*
Следы или ходы, оставленные движущимися бентосными организмами
Текстуры питания (*Fressbauten; Fodincha*)
Ходы, оставленные полуприкрепленными донными илоедами; лучистые текстуры, отходящие от одной точки
Следы касания (*Weidespuren; Pasichnia)*
Извилистые следы или ходы подвижных илоедов, «следы ползания» на подповерхности раздела пластов или под ней
Текстуры прикрепления (*Wohnbauten; Domichnia*)
Постоянные укрытия, построенные как движущимися, так и полуприкрепленными организмами
Следы площадок отдыха *(Ruhespuren; Cubichnia)*
Неглубокие следы, оставленные движущимися организмами на отдыхе

Какое применение находят ископаемые следы жизнедеятельности? Их узкая фациальная приуроченность может служить репером шельфовой зоны и перехода к более глубоководным участкам [19] и помочь установить постепенное изменение глубины в вертикальных разрезах, т. е. тем самым обосновать наше понимание тектонических явлений [56], или может помочь установить линию берега [69]. Они также дают хорошую информацию об относительных скоростях седиментации, поскольку при медленном отложении обнажающиеся поверхности раздела слоев подвергаются интенсивному воздействию роющих организмов, создающих биотурбаты, в которых всякая слоистость нарушена.



Фиг. 4-24. Систематическая картина следов питания илоедов в алевритах формации Борден (миссисипский возраст).

Фекальные комочки могут быть особенно обильными в таких зонах. И наоборот, при быстрой седиментации образуются отчетливо слоистые пески. В отсутствие других текстур следы жизни могут быть использованы для определения кровли и подошвы серии. И гораздо более ограниченным является их применение для анализа палеотечений.

Для получения максимальной информации при нахождении ископаемых следов жизнедеятельности каждый исследователь должен систематически сопоставлять полученные данные с различными известными обстановками осадконакопления и картировать распределение следов жизнедеятельности непосредственно при полевых наблюдениях.

Отпечатки растений и их корневой системы имеют значение для идентификации пресных и солоноватоводных бассейнов и противопоставления их типично морским условиям. Они особенно полезны, когда их нахождение коррелируется с другими характерными признаками пород, такими, как цвет: например, нахождение корней в красноцветных осадках, а морских ископаемых остатков — в зеленоватых песках и т. д.

## ХЕМОГЕННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Осадочные текстуры вторичного происхождения являются результатом как осаждения из раствора, так и процессов растворения. В той или иной степени такие текстуры стали привлекать внимание последние тридцать лет. В песчаниках находят текстуры, связанные с растворением, и текстуры осаждения из раствора. Примером текстур первого класса являются стилолиты. Кристаллические агрегаты, такие, как, например, псевдокристаллы песка и розетки барита, специфичны для песчаников и относятся ко второму классу. Конкреции, особенно карбонатные, характерны как для песков, так и для алевритов.

Карбонаты являются наиболее распространенным материалом, дающим при осаждении текстуры химического происхождения. Карбонаты кальция могут образовывать идиоморфные *псевдокристаллы песка*. Пятнистый блеск некоторых песчаников обязан пойкилобластам кальцита. *Розетки* барита имеют такой же характер и происхождение.

*Конкреции* в песчаниках обычно крупнее, чем в алевритах и глинах, поскольку бóльшая проницаемость песка способствует лучшему переносу вещества в растворе (фиг. 4-25). Слоистость может оставаться ненарушенной в телах конкреций. Такие конкреции, по-видимому, формиро-

Фиг. 4-25. Крупные конкреции, отпрепарированные выветриванием на поверхности косослоистых песчаников.

«Каменный город» к юго-западу от Миннеаполиса, округ Оттава, Канзас, США. Фото Хорнбейкера, Геологическая служба штата Канзас.

Фиг. 4-26. Стилолиты в песчаниках.

Формация Аллегани (пенсильванские отложения), округ Гаррет, Мэриленд, США. Отмечается два вида стилолитов; керн отделен вдоль верхней стилолитовой поверхности. Фото Югстера.

вались на самом раннем этапе и становились главными компонентами некоторых внутриформационных конгломератов. Конкреции карбонатов железа могут замещать тонкозернистые пески и алевриты; обычно они имеют сферическую и эллипсоидальную форму, уплощены параллельно слоистости, иногда имеют ядро в центре стяжения. Размер их от нескольких сантиметров до 3 м в диаметре. Преобладающая форма и ориентировка обычно хорошо отражают анизотропию проницаемости вмещающего осадка. Пустотелые конкреции представляют собой тела различной формы с твердой оболочкой из окислов железа или лимонита. Не менее распространенной является вытянутая трубчатая форма. Такие конкреции образуются выше уровня воды, главным образом в рыхлых песках.

Хотя систематическое картирование конкрециеносных фаций производится редко, оно должно приносить немалую пользу прежде всего потому, что помогает вскрыть взаимоотношения ассоциирующих фаций и тем самым облегчает понимание условий образования разреза в целом. Свидетели процессов замещения, такие, как кремни и фосфатные конкреции — тела неправильной клубневидной формы из материала, отличного по составу от вмещающей массы, редко встречаются в песчаниках.

*Стилолиты,* образующиеся при более позднем растворении под давлением (фиг. 4-26), чаще наблюдаются в чистых песчаниках и становятся менее обильными при увеличении содержания в них глины [29]. Лучше всего стилолиты бывают видны в кернах.

*Полосчатая окраска* (полосчатость) является отображением ритмичного осаждения окислов железа в виде тонких, тесно связанных, часто изогнутых прослоев. Она очень близко имитирует слоистость напластования, за которую ее часто и принимают.

## ПОЛУЧЕНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСАДОЧНЫХ ТЕКСТУР

Максимум информации обычно удается получить путем сопоставления типов и распространенности осадочных текстур с положением их в толще накопленного песчаного материала, будь то песчаная банка, эстуарий, пляж или всего один слой. Является ли отдельный тип текстуры более распространенным в подошве, в кровле пласта или близ краев песчаных серий? Какова ассоциация текстур? Каким образом эти ассоциации коррелируются с мощностью пластов, размером зерен и ископаемыми организмами? Какова вертикальная последовательность текстур? Как много слоистых фаций содержит то или иное песчаное тело? Полевое картирование практически всегда позволяет установить систематическое распределение типов, встречаемость и масштаб осадочных текстур во всех песках, так что можно говорить о косой слоистости, фациях с волноприбойными знаками или с горизонтальной слоистостью в пределах песчаного тела. Вообще взаимоотношения таких фаций служат ключом к познаванию происхождения песчаных тел. Почему? Потому что образование песчаных отложений является составной частью общего процесса, так же как целое слагается из суммы составных частей. Только при систематическом картировании геолог может наиболее эффективно выяснить суммарный результат, определяемый фациями с различной слоистостью, и, таким образом, точнее определить древние обстановки осадконакопления.

Поскольку текстуры течений не строго соответствуют каким-то определенным условиям среды (практически каждая текстура может быть встречена там, где переносились значительные объемы песка), то очень редко исследователь способен распознать специфическую обстановку лишь по одной найденной им текстуре течения. Следовательно, попытки связать определенные текстуры с особыми обстановками, например с обстановкой предбрежья, выступающей речной косы и т. д., насколько нам известно, редко были (если были вообще) успешными.

Для облегчения записей полевых наблюдений было предложено несколько схем [6, 24]. Если исследователь предварительно имеет какие-то сведения о песчаниках, с которыми он будет работать, ему рекомендуется составить специальную форму полевого описания, а лучше выбрать специальные перфокарты, чтобы непосредственно переводить полевые данные на перфоленты компьютера для последующего статистического анализа. Перфокарты, содержащие данные наблюдений,

представляются особенно подходящими для изучения кернового материала; на них желательно выделять зоны в песчаных толщах и увязывать их с характеристиками данного бассейна.

Немаловажной дополнительной характеристикой, которую не следует упускать из виду, является использование текстур течений для воссоздания системы палеотечений.

## ОРИЕНТИРОВАННЫЕ ТЕКСТУРЫ: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ПРИМЕНЕНИЕ

Осадочные текстуры, которые могут дать информацию о направлении течений, были названы *ориентированными*. Сорби в Англии в 1853 г. [62] впервые использовал косую слоистость для определения направления течений; Рудеманн в 1897 г. [52] составил первую карту палеотечений, используя ориентировку остатков фауны и «борозды глинистого ила» в сланцах Ютики в штате Нью-Йорк. Под палеотечением понимается система течений во время отложения осадка. Несмотря на эти и некоторые другие ранние попытки Хайда, Руби и Басса, а также Рейха в США и Бринкмана, Форча и Бауша ван Бетсберга в Европе, картирование палеотечений не получило всеобщего признания до начала пятидесятых годов нашего столетия, когда оно было открыто повторно и стало настолько популярным в наши дни, что имеет повсеместное применение.

Чтобы ориентированную текстуру можно было использовать, она должна быть широко распространенной и доступной измерению. Следует также проводить сопоставление с направлением основного течения. Применяемые всеми ориентированные текстуры сведены в табл. 4-5. Огромное большинство карт было построено на данных о косой слоистости в некоторых песках речных дельт, эоловых, а также шельфовых фаций песков либо для толщ с отпечатками на нижних пластах турбидитов. Знаки ряби играют менее важную роль.

Какой результат можно получить, измеряя палеотечения? Знание направления течения может помочь: 1) предсказать направление, в котором вытянуто песчаное тело, 2) оконтурить систему палеотечений в бассейне и тем самым способствовать лучшему пониманию характера размещения выполняющих его осадков, 3) разобраться в том, активно ли влияла структура бассейна на процесс осадконакопления, 4) установить источники сноса за пределами самого бассейна, 5) установить направление питающего течения, снабжающего бассейн материалом, что важно для палеоэкологии, 6) решить некоторые проблемы стратиграфии и 7) прогнозировать геофизические свойства, например электропроводность и термическую проводимость, на основе данных о строении песчаного каркаса. Как мы уже видели, системы течений определяют распределение минеральных ассоциаций в бассейне, так же как и их гранулометрию. Проводя такие исследования в поле, геолог может использовать измерения ориентированных текстур более эффективно, чем что-либо другое. Краймс [11] приводит хороший пример, свидетельствующий о роли осадочных текстур, в особенности ориентированных, в фациальном анализе кембрийских осадков каледонского прогиба в Уэльсе.

Ориентированные текстуры обычно измеряются «как они выглядят» в обнажении в вертикальном либо горизонтальном сечениях — в зависимости от того, где их наблюдают. Обычно достаточно полдюжины или около этого замеров косой слоистости на одно обнажение: если же ориентировка сильно меняется, как в некоторых песках приливной зоны, необходимо сделать двадцать или более замеров, чтобы установить картину бимодальности. Вертикальные разрезы по на-

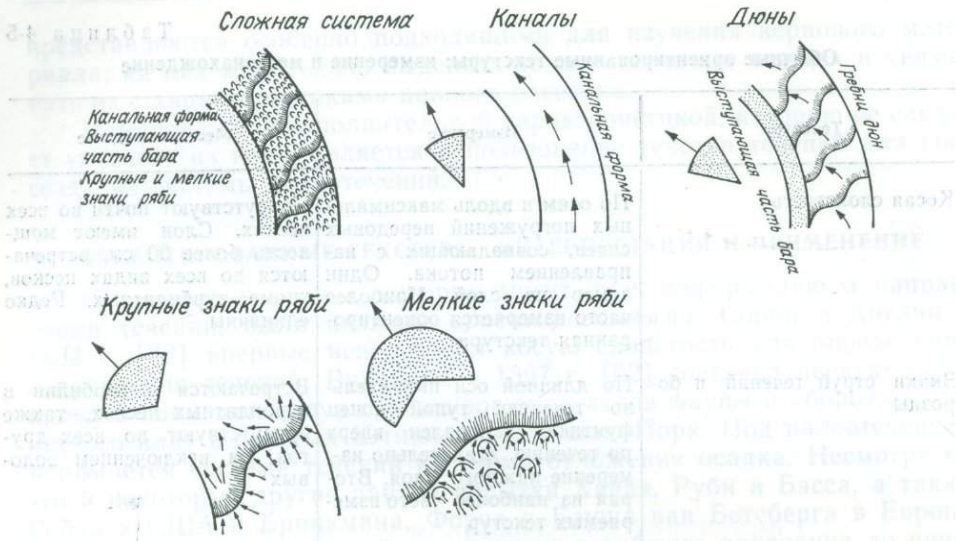
Таблица 4-5

**Обычные ориентированные текстуры: измерение и местонахождение**

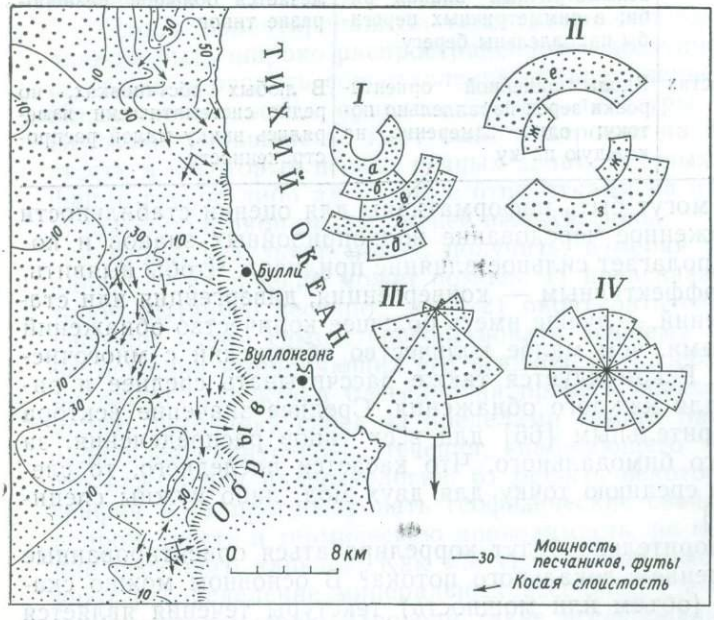
| Текстура | Измерение | Местонахождение |
|---|---|---|
| Косая слоистость | По осям и вдоль максимальных погружений передовых слоев, совпадающих с направлением потока. Один замер на слой. Наиболее часто измеряется ориентированная текстура | Присутствуют почти во всех песках. Слои имеют мощность более 30 см, встречаются во всех видах песков, кроме турбидитных. Редко единичны |
| Знаки струй течений и борозды | По длинной оси параллельно течению; тупой конец фунтика направлен вверх по течению. Желательно измерение каждого слоя. Вторая из наиболее часто измеряемых текстур | Встречаются в изобилии в турбидитных песках, также присутствуют во всех других, за исключением эоловых |
| Знаки ряби | В направлении крутого склона, который отвечает направлению течения в асимметричных знаках ряби; в симметричных перегибы параллельны берегу | Встречаются повсюду, но наиболее часто, вероятно, вблизи отмелей. Здесь отмечается большое разнообразие типов |
| Линейность на плоскостях напластования | Вдоль линейной ориентировки зерен параллельно потоку; одно измерение на каждую пачку | В любых обстановках, но редко систематически измерялись ввиду малой распространенности |

правлению течения могут быть информативны для оценки стабильности течения; ярко выраженное чередование волноприбойных знаков и косой слоистости предполагает сильное влияние приливов. Чтобы выявить, что было наиболее эффективным — конвергенция, дивергенция или стабильность палеотечений, — лучше иметь большее количество обнажений с немногими замерами, чем малое количество обнажений с многочисленными замерами. Рекомендуется также рассчитывать среднее и рисовать диаграмму для каждого обнажения. Среднее значение вектора является удовлетворительным [66] для всех типов распределения, за исключением четкого бимодального. Что касается последнего, то следует наносить либо среднюю точку для двух мод, либо нужны специальные расчеты [34].

Сколь удовлетворительно будут коррелироваться ориентированные текстуры с направлением локального потока? В основном можно сказать, что величина (объем или мощность) текстуры течения является отражением масштаба и силы потока. Например, большинство знаков ряби в аллювиальных или приливных песках развивается в связи с более слабыми течениями; одни из них обычно ассоциируются с второстепенными потоками, зависящими от микрорельефа дна, а другие, например косая слоистость, образуются при движении дюн, мигрирующих субпараллельно основному направлению течения. При таких условиях размеры косой слоистости, очевидно, будут превосходить величину знаков ряби. Аллен [2] первый убедительно проиллюстрировал иерархическую природу систем потоков и ассоциирующей с ними формы песчаных тел для аллювиальных фаций (фиг. 4-27). В главных чертах иерархия основана на изменчивости ориентированных текстур, русел, имеющих по преимуществу рябь малого и самого малого масштабов.




Фиг. 4-27. Иерархический порядок текстур разных систем течения: каналы, дюны, знаки ряби мелкого и крупного масштаба ([2], с изменениями).

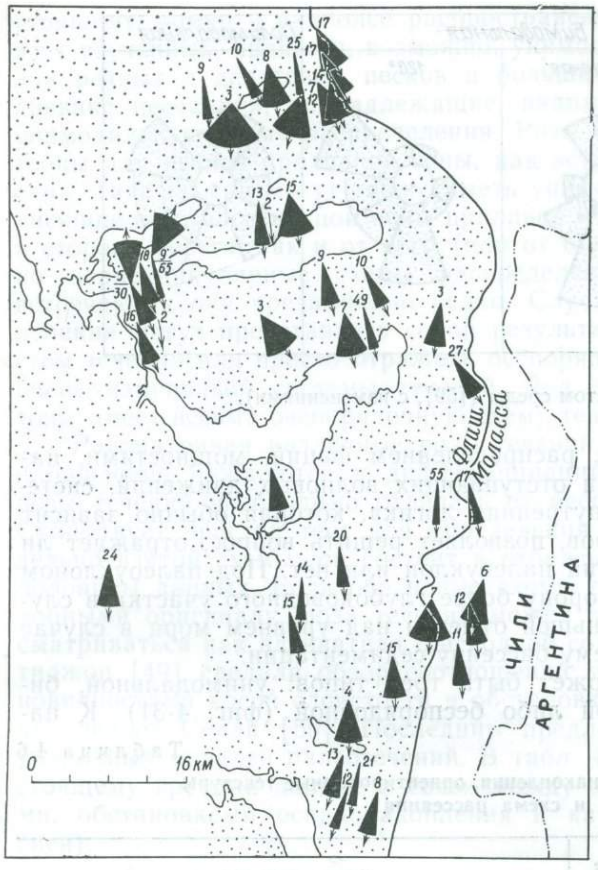



Фиг. 4-28. Замеры речного песчаника в угленосных отложениях триаса и ориентированные текстуры.

Отмечается подобие направления основного течения и его корреляция с простиранием песчаного тела [15]. *I*, *II* — виды текстур: *а*) галька, *б*) слепки струй течения, *в*) знаки струй, *г*) гребешки и бороздки, *д*) рябь, *е*) бороздки, *ж*) симметричная рябь, *з*) слепки; *III* — косая слоистость; *IV* — стволы деревьев.

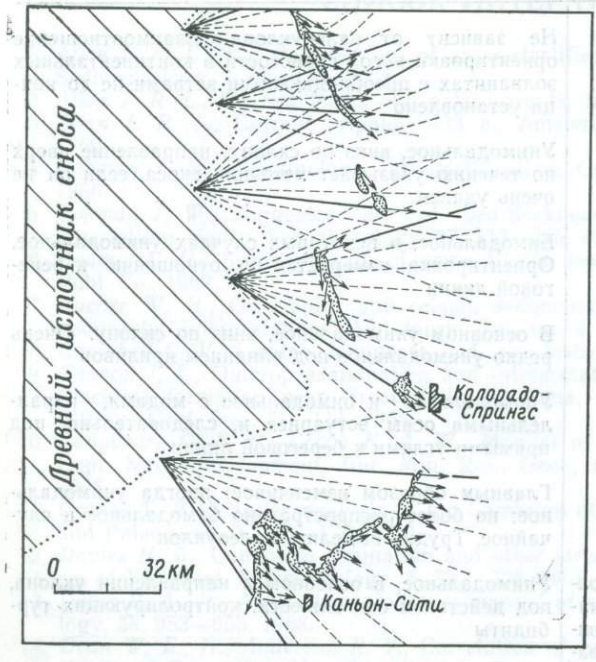
Однако среднее (общее) направление в основном остается без изменений. Так, тщательное измерение множества различных ориентированных текстур, как правило, приводит к воссозданию общего плана движения (фиг. 4-28). Пространственное распределение зерен чаще всего хорошо коррелируется с ориентированными текстурами, хотя отмечаются некоторые исключения.

Фиг. 4-29 и 4-30 иллюстрируют лишь две из множества карт палеотечений, построенных по данным измерений. Такие карты могут быть построены непосредственно или с помощью получаемых на ЭВМ поверхностей трендов [20]. Интерпретация карт палеотечений более надежна, если ее сочетать с другими геологическими данными: петро-



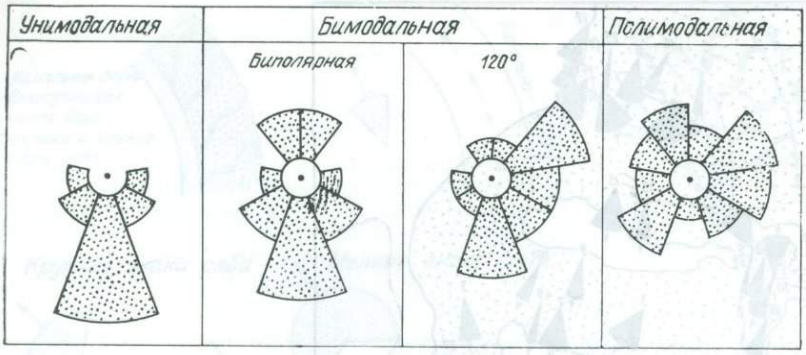

Фиг. 4-29. Картина палеотечений по результатам 641 замера текстур струй течения в флишевом песчанике.

Формации Торо и Трес-Пасас (мел) в южной части Чили [53]. 99%-ный доверительный интервал среднего: цифры у вершин секторов обозначают число замеров.




Фиг. 4-30. Приблизительная интерпретация ориентировки косой слоистости, предполагающая отложение из точечных источников конусов выноса у фронтального подножия горной гряды.

Песчаники формации Фаунтин (пенсильванские отложения), центральная часть Колорадо, США [30].




Фиг. 4-31. Розы палеотечений с учетом среды ([59], с изменениями).

графическими провинциями, распределением фаций, мощностями, направлениями наступающих и отступающих волновых движений, системами палеорусел и т. д. Внутренняя логика, которая обычно зависит от такого сочетания факторов, позволяет решить вопрос, отражает ли региональная система течений палеоуклон или нет. Под палеоуклоном подразумевается уклон в сторону более глубоководного участка в случае морских песков или меньшей отметки над уровнем моря в случае речных песков, т. е. к древнему бассейну седиментации.

Схема палеотечений может быть трех типов: унимодальной, бимодальной и полимодальной либо беспорядочной (фиг. 4-31). К на-

Таблица 4-6

**Обстановки осадконакопления, ориентированные текстуры и схема рассеяния**

| Обстановка | Ориентированные текстуры | Схема рассеяния |
|---|---|---|
| Эоловая | Косая слоистость | Не зависит от палеоуклона. Взаимоотношение ориентировки косой слоистости в континентальных эолианитах с преобладающими ветрами не до конца установлено |
| Речная | То же | Унимодальное, вниз по склону; направление вверх по течению указывает источник сноса, если он не очень удален |
| Пляж | » | Бимодальное, в некоторых случаях унимодальное. Ориентировка измеряется по отношению к береговой линии |
| Дельта | » | В основном унимодальное, вниз по склону. Очень редко унимодальное под влиянием приливов |
| Эстуарий | » | Унимодальное и бимодальное с модами, параллельными осям эстуариев и, следовательно, под прямыми углами к береговой линии |
| Мелководный шельф | » | Главным образом изменчивое; иногда унимодальное; но более распространено бимодальное и случайное. Трудно выделить палеоуклон |
| Турбидиты | Подошвенные и волноприбойные знаки, некоторые виды текстур оползания | Унимодальное, в основном в направлении уклона, под действием сил тяжести, контролирующих турбидиты |

стоящему моменту наиболее распространенной, составляющей 90% от всех изученных, является, возможно, унимодальная схема, характерная для речных и дельтовых песков и большинства турбидитных. Многие древние песчаники, принадлежащие, видимо, к эоловым, тоже имеют унимодальную схему распределения. Розы биполярных течений характерны для песков приливной зоны, как эстуариевых, так и чисто морских. Такие пески могут также иметь унимодальные розы течений, зависящие от относительной силы приливов и отливов, направленные как в сторону берега, так и от него (или от отмели). Бимодальные взаимно перпендикулярные схемы распределения были описаны, однако встречаются они чрезвычайно редко. Случаи полимодального распределения могут представлять собой результат смешения различных систем течений или просто отражать беспорядочное распределение одной очень изменчивой системы течений. Ряд морских песков шельфовой зоны имеет весьма беспорядочную схему течений.

Рассматривая различные розы течений, надо помнить, что многие наблюдения нуждаются в дифференциации, например, тримодальные розы течений необходимо отличать от беспорядочного распределения. Существует простой тест для определения реальности какой-либо отдельно взятой схемы; он состоит в отбрасывании случайно выбранной половины данных. Если обе новые схемы распределения остаются подобными оригиналу, роза течений может в первом приближении рассматриваться как адекватная с исходной совокупностью. Поттер и Петтиджон [49] сделали обзор соотношений между существующими разновидностями косой слоистости и обстановками осадконакопления, как это делает Селли [59]. Последним предложено большое количество различных моделей палеотечений. В табл. 4-6 сведены известные к настоящему времени данные о связи между ориентированными текстурами, обстановками осадконакопления и картиной рассеяния (дисперсией).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Allen J. R. L.,* The classification of cross-stratified units with notes on their origin, Sedimentology, 2, 93—114, 1963.
2. *Allen J. R. L.,* On bed forms and paleocurrents, Sedimentology, **6**, 153—190, 1966.
3. *Allen J. R. L.,* Current ripples, 433 p., Amsterdam, North Holland Publ. Co., 1969.
4. *Bokman J. W.,* Terminology for stratification, Geol. Soc. Am. Bull., **67**, 125—126, 1956.
5. *Bokman J. W.,* Suggested use of bed-thickness measurements in stratigraphic descriptions, Journ. Sed. Petrology, **27**, 333—335, 1957.
6. *Bouma A. H.,* Sedimentology of some flysch deposits, 169 p., Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 1962.
7. *Bucher W. H.,* On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretations, Am. Journ. Sci., ser. 4, **47**, 149—210, 241—269, 1919.
8. *Campbell C. V.,* Lamina, laminaset, bed, and bedset, Sedimentology, **8**, 7—26, 1967.
9. *Cannon J. L.,* Outcrop examination and interpretation of paleocurrent patterns of the Blackleaf formation near Great Falls, Montana, in: 17th Annual Field Conference, Billings Geol. Soc., 71—111, 1966.
10. *Conybeare C. E. B., Crook K. A. W.,* Manual of sedimentary structures, Australian Dept. Natl. Development, Bur. Min. Res., Geol., and Geophysics, Bull., **102**, 327 p., 1968.
11. *Crimes T. P.,* A facies analysis of the Cambrian of Wales, Paleogeog. Palaeoclimatol., and Palaeoecol., **7**, 113—170, 1970.
12. *Davies H. G.,* Convolute lamination and other structures from the Lower Coal Measures of Yorkshire, Sedimentology, **5**, 305—326, 1965.
13. *Davis R. A., Jr.,* Algal stromatolites composed of quartz sandstone, Journ. Sed. Petrology, **38**, 953—955, 1968.
14. *Dean W. E., Jr., Anderson R. Y.,* Correlation of turbidite strata in the Pennsylvanian Haymond Formation, Marathon Region, Texas. Journ. Geology, **75**, 59—75, 1967.

15. *Diessel C. F. K., Driver R. C., Moelle K. H. R.,* Some geological investigations into a Triassic river system in the roof strata of the Bulli Seam, southern Coalfield N.S.W., Australian Inst. Min. Metal. Proc., № **221**, 19—37, 1967.
16. *Dzulynski S., Sanders J. E.,* Current marks on firm mud bottoms, Connecticut Acad. Arts. and Sci. Trans., **42**, 57—96, 1962.
17. *Dzulynski S., Walton E. K.,* Sedimentary features of flysch and greywackes, Developments in Sedimentology, № 7, 300 p., Amsterdam, Elsevier, 1965.
18. *Enos P.,* Anatomy of a flysch, Journ. Sed. Petrology, **39**, 680—723, 1969.
19. *Farrow G. F.,* Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England, Palaeogeog., Palaeoclimatol., and Paleoecol., **2**, 103—151, 1966.
20. *Fox W. T.,* Fortran IV program for vector trend analysis of directional data, Kansas Geol. Survey, Computer Contr., **11**, 36 p., 1967.
21. *Gregory M. R.,* Sedimentary features and penecontemporaneous slumping in the Waitemata Group Whangaparaoa Peninsula, North Auckland, New Zealand, New Zealand Journ. Geol. Geophysics, **12**, 248—282, 1969.
22. *Friffiths J. C.,* Measurement of the properties of sediments, Journ. Geology, **69**, 487—498, 1961.
23. *Grumbt E.,* Schichtungstypen, Marken und synsedimentäre Deformationsgefüge im Buntsandstein Südthüringens, Berlin Deutsch. Ges. geol. Wiss. A, Geol. und Paläont., **11**, 217—234, 1966.
24. *Gubler Y., Bugnicourt D., Faber S., Kubler B., Nyssen R.,* Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires, 291 p., Paris, Editions Technip, 1966.
25. *Hall J.,* Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System, Assoc. Am. Geol. Rept., **1843**, 422—432.
26. *Hall J.,* On the trails and tracks in the sandstones of the Clinton Group of New York, Am. Assoc. Adv. Sci. Proc., **2**, 256—260, 1850.
27. *Hamblin W. K.,* Internal structures of «homogeneous» sandstones, Kansas Geol. Survey, Bull., **175**, 569—582, 1965.
28. *Harms J. C., MacKenzie D. B., McCubbin D. G.,* Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. Journ. Geology, **71**, 566—580, 1963.
29. *Heald M. T.,* Stylolites in sandstone, Journ. Geology, **63**, 101—114, 1955.
30. *Howard P. D.,* Patterns of sediment dispersal in the Fountain Formation of Colorado, Mountain Geologists, **3**, 147—153, 1966.
31. *Howard J. D., Lohrengel C. F.,* II, Large nontectonic deformational structures from Upper Cretaceous rocks of Utah. Journ. Sed. Petrology, **39**, 1032—1039, 1969.
32. *Jones G. P.,* Deformed cross-stratification in Cretaceous Bima sandstone, Nigeria, Journ. Sed. Petrology, **32**, 231—239, 1962.
33. *Jones T. A.,* Estimation and testing procedures for circular normally distributed data, Office Naval Research, ONR Task № 388—078, Contract Nonr — 1228 (36), 61 p., 1967.
34. *Jones T. A., James W. R.,* Analysis of bimodal orientation data, Mathematical Geology, **1**, 129—135, 1969.
35. *Jopling A. V.,* Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas, Journ. Sed. Petrology, **35**, 777—791, 1965.
36. *Jopling A. V., Walker R. G.,* Morphology and origin of ripple-drift lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusets, Journ. Sed. Petrology, **38**, 971—984, 1968.
37. *Kelley V. C.,* Thickness of strata, Journ. Sed. Petrology, **26**, 289—300, 1956.
38. *Хабаков А. В.,* ред., Атлас текстур и структур осадочных горных пород, **1**, Госгеолиздат, М., 1962.
39. *Kindle E. M.,* Recent and fossil ripple mark, Canada Geol. Survey Mus. Bull., **25**, 1—56, 1917.
40. *Kuenen Ph. H.,* Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire, Geol. Soc. London, Quart. Journ., **104**, 365—385, 1949.
41. *Kuenen Ph. H.,* Graded bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain, Konink. Nederlandse Akad. Wetensch. Afd. Nat. Verh., 1st. Ser., **20**, 1—47, 1953.
42. *Kuenen Ph. H.,* Sole markings of graywacke beds, Journ. Geology, **65**, 231—258, 1957.
43. *Kuenen Ph. H.,* Experiments in geology, Glasgow Geol. Soc. Trans., **23**, 1—28, 1958.
44. *McBride E. G., Yeakel L. S.,* Relationship between parting lineation and rock fabric, Journ. Sed. Petrology, **33**, 779—782, 1963.
45. *McKee E. D., Wier G. W.,* Terminology of stratification and cross-stratification, Geol. Soc. Am. Bull., **64**, 381—390, 1953.
46. *Middleton G. V.,* ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Public., № 12, 265 p., 1965.
47. *Otto G. H.,* The sedimentation unit and its use in field sampling, Journ. Geol., **46**, 569—581, 1938.

48. *Pettijohn F. J., Potter P. E.,* Atlas and glossary of primary sedimentary structures, 117 pl., 370 p., New York, Springer, 1964.
49. *Potter P. E., Pettijohn F. J.,* Paleocurrents and basin analysis, 296 p., Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer, 1963.
50. *Ramsey J. G.,* The effect of folding upon the orientation of sedimentation structures, Journ. Geology, **69**, 84—100, 1961.
51. *Reineck H.-E., Wunderlish F.,* Classification and origin of flaser and lenticular bedding, Sedimentology, **11**, 99—104, 1968.
52. *Ruedemann R.,* Evidence of current action in the Ordovician of New York, Am. Geologist, **19**, 367—391, 1897.
53. *Scott K. M.,* Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, Southern Chile, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **50**, 72—107, 1966.
54. *Seilacher A.,* Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren, Deutsche geol. Gesell. Zeitschr., **105**, 214—227, 1953.
55. *Seilacher A.,* Studien zur Palichnologie, I, Über die Methoden der Palichnologie, Neues Jahrb. Geologie u. Paläontologie Abh., **96**, 421—452, 1955.
56. *Seilacher A.,* Kaledonischer Unterbau der Irakiden, Neues Jahrb. Geologie u. Paläontologie Mh., 527—542, 1963a.
57. *Seilacher A.,* Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen, Neues Jahrb. Geologie u. Paläontologie, **11**, 593—615, 1963b.
58. *Seilacher A.,* Biogenic sedimentary structures, in: *Imbrie J., Newell N.,* eds., Approaches to paleoecology, 296—316, New York, John Wiley and Sons, Inc., 1964.
59. *Selley R. C.,* A classification of paleocurrent models, Journ. Geology, **76**, 99—110, 1968.
60. *Shrock R. R.,* Sequences in layered rocks, 507 p., New York, McGraw-Hill, 1948 см. русский перевод: *Шрок Р.,* Последовательность в свитах слоистых пород, ИЛ, М., 1950].
61. *Sorauf J. E.,* Flow rolls of Upper Devonian rocks of south-central New York State, Journ. Sed. Petrology, **35**, 553—563, 1965.
62. *Sorby H. C.,* On the oscillation of the current drifting sandstone beds of the southeast of Northumberland, and on their general direction in the coal field in the neighborhood of Edinburgh, Repts. Proc. Geol. Polytechnic Soc. of the West Riding of Yorkshire, 225—231, 1853.
63. *Sorby H. C.,* On the structures produced by the currents present during the deposition of stratified rocks, Geologist, **2**, 137—147, 1859.
64. *Sorby H. C.,* On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks, Geol. Soc. London Quart. Journ., **64**, 171—232, 1908.
65. *Stanley D. J.,* Vertical petrographic variability in Annot sandstone turbidites: some preliminary observations and generalizations, Journ. Sed. Petrology, **33**, 783—788, 1963.
66. *Steinmetz R.,* Analysis of vectorial data, Journ. Sed. Petrology, **32**, 801—812, 1962.
67. *Walker R. G.,* Distinctive types of ripple-drift cross-lamination, Sedimentology, **2**, 173—188, 1963.
68. *Walker R. G.,* Geometrical analysis of ripple-drift cross-lamination, Canad. Journ. Earth Sci., **6**, 383—392, 1969.
69. *Weimer R. J., Hoyt J. H.,* Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments, Journ. Paleontology, **38**, 761—767, 1964.

## Часть II

# ПЕТРОГРАФИЯ ПЕСЧАНИКОВ

Петрографическое изучение, использующее минералогические и структурные характеристики, является первым шагом к тому, чтобы свести воедино разрозненные сведения о песчаниках, получить обобщенное выразительное описание, служащее основой почти для всех последующих выводов о происхождении и экономическом значении песчаников. Классификация является естественным завершением систематического петрографического описания, потому что песчаники, как и все природные материалы, различаются между собой, и, для того чтобы быстро и удобно классифицировать их, нужна удобная и практичная система сокращений. В двух следующих петрографических главах даны описания основных петрографических типов песчаников, охарактеризованы их распространение и происхождение. Совместно три главы этой части являются основой для серьезного изучения песчаников — работы, петрографическая часть которой была начата Генри Клифтоном Сорби в 1877 и 1880 годах в его произведениях «Применение микроскопа в геологии» и «О структуре и происхождении неизвестковистых слоистых пород».

## Глава 5

# ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА

### ВВЕДЕНИЕ

Выделяются три главных типа песков: терригенные, карбонатные и пирокластические. Наиболее широко распространены *терригенные* пески; они образуются в результате эрозии более древних кристаллических, вулканических и осадочных пород за пределами бассейна осадконакопления и отлагаются водой, за исключением отложений эолового происхождения. В составе их преобладают силикаты. *Карбонатные* пески отлагаются в морских условиях и содержат главным образом обломки скелетных организмов, оолиты и другие типы зерен с оболочками, а также обломочные карбонаты местного происхождения (*интракласты*) и *терригенные* карбонаты. Последние являются настоящими терригенными песками и распространены незначительно, за исключением тех мест, где происходит быстрая эрозия мощных карбонатных разрезов орогенных поясов или проявляется деятельность ледников. *Пирокластическими* песками следует называть породы, непосредственно возникшие при вулканических взрывах, как, например, пепел, лапилли и бомбы. Они могут отлагаться как на суше, так и в воде. Пирокластические пески менее распространены, чем терригенные или карбонатные. Термин «вулканокластический» используют для обозначения осадков, богатых обломками вулканического материала, как пирокластического, так и нормального терригенного (эпикластического) происхождения, возникновение которых связано с размывом более древних вулканических толщ.

Приведенная выше классификация, несмотря на ее простоту и соответствие нашему обычному геологическому мышлению, не является последовательной, поскольку она основана на разных принципах: терригенные пески выделяются по источнику материала, карбонатные пески — по его составу, а пирокластические пески — по генезису (вулканизм). Тем не менее это деление на три категории вполне правомерно, поскольку в нем представлены все различные способы образования песка. Эта классификация учитывает лишь обломочную фракцию и в минимальной степени принимает во внимание усложнения, обусловленные диагенезом.

В природе наблюдаются постепенные переходы между этими тремя типами. Например, пирокластические и карбонатные пески могут встречаться совместно, как это имеет место в океанических условиях, когда обломки скелетных организмов накапливаются на мелководных краевых шельфах вулканических островов. Терригенный песок может быть привнесен в область осадконакопления направленными вдоль берега течениями и образовать количественно подчиненную примесь в местных оолитовых и органогенно-обломочных песках.

Вначале мы рассмотрим терригенные пески. Однако прежде чем перейти к их классификации, обратимся к более общим проблемам петрографической номенклатуры и классификации.

## НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ

Номенклатура и классификация — это части одной и той же проблемы. Дать чему-либо название — это значит выделить этот предмет из ряда других и определить его индивидуальное место. Классификация и номенклатура необходимы как для облегчения общения, так и для организации нашего мышления. Мы должны рассмотреть петрографическую классификацию песчаников, т. е. образований, которые сами по себе являются классом осадочных пород.

Классификация вносит ясность в наше мышление, дисциплинирует его и выражает наши идеи о предметах в логическом и упорядоченном ряду. Однако, поскольку идеи и предметы эволюционируют и меняются, должны развиваться и меняться классификации. Поэтому невозможна окончательная «правильная» классификация — может быть только временное соглашение. Классификация, таким образом, это лишь попытка выразить в сжатом виде наши современные представления, а также средство, способствующее общению.

Классифицировать — это значит определять, а определять — это ограничивать на основании некоторых реальных свойств. Которое же из многих свойств песчаников будет определяющим? Вне всякого сомнения, невозможно основываться на всех свойствах. Какой же выбор должен быть сделан? Мы думаем, что выбор зависит от точки зрения исследователя и назначения классификации. Инженер может выбрать свойства, отвечающие его интересам и касающиеся поведения песчаников в связи с инженерными задачами. Геолог может выбрать разные системы параметров в зависимости от интересующих его вопросов. Но главным в геологии является вопрос о происхождении, и поэтому избираемые параметры должны быть, насколько это возможно, генетическими. Простое перечисление минералов, содержащихся в песке, мало что дает для понимания его происхождения. Возникает необходимость разделить минералы на генетические группы, например: первичные обломочные компоненты и компоненты привнесенного цемента, компоненты, образовавшиеся в результате постседиментационного метаморфизма или выветривания.

Часто говорят, что есть два типа классификаций: описательные и генетические. К этому обычно добавляют, что, хотя в конечном счете нам необходима генетическая классификация, вначале мы не можем обойтись без описательной. В действительности чисто описательная классификация невозможна. Подобная классификация, если она и возможна, будет большей частью бессмысленной, а следовательно, бесполезной. В сущности все геологические «факты» можно объяснить, исходя из генезиса. Понятие «песчаник» является тому прекрасной иллюстрацией. Его трудно определить независимо от его происхождения. Даже такой простой термин, как «галька», имеет генетическую окраску, которая отличает его от других округлых объектов, таких, например, как конкреции.

Геологические термины, такие, как названия пород, отличаются пестротой. Некоторые были взяты из обычной речи и переопределены. Это касается таких терминов, как «песок» и «глина». Другие возникли в результате необходимости. К сожалению, в процессе употребления термины иногда приобретают значение, совершенно отличное от первоначального. Это часто ведет к отказу от старых терминов и к изобретению новых. Некоторые термины связаны с определенным («типовым») местом, где они впервые были применены. Примером может служить термин «граувакка». Отказ от подобного рода терминов, к чему призывают многие, не разрешит нашу задачу — задачу определения и наименования пород.

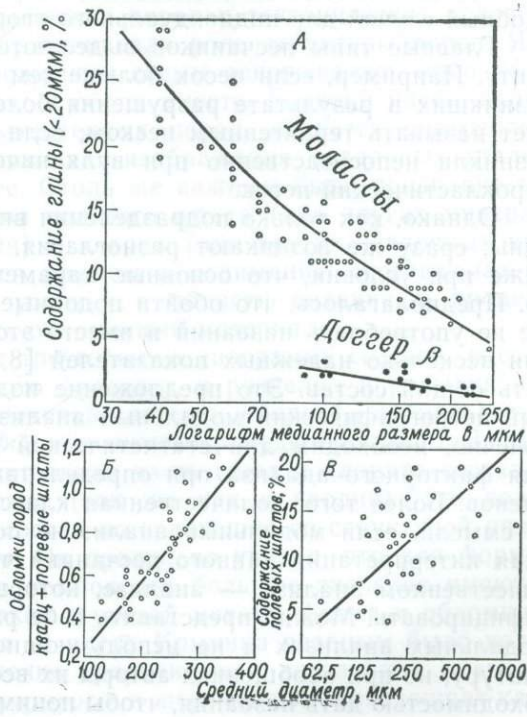
Итак, для того чтобы классификация имела геологический смысл, она должна основываться на хорошо видимых и генетически важных переменных величинах, поддающихся количественному анализу; наиболее приемлемыми названиями можно считать те, которые соответствуют современному употреблению и не очень отличаются от их первоначального смысла.

## ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПАРАМЕТРЫ

Все три типа песков — терригенные, карбонатные и пирокластические — можно рассматривать с точки зрения соотношения в их составе обломочных зерен, слагающих каркас породы, обломочного матрикса (называемого микритом в том случае, когда карбонат преобладает над глинистым веществом) и хемогенного цемента. Зерна, определяющие структуру песка (структурообразующие зерна — framework grains), — это те зерна, которые сохраняют каркас породы, тогда как поровое пространство может быть частично или полностью заполнено матриксом либо химически осажденным цементом.

Как правило, каркас бескарбонатных песков образуют зерна кварца, полевого шпата и обломки мелкозернистых пород (кремни, известняки, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, стекло, риолиты, прочие вулканические обломки и т. д.). Слюды обычно играют подчиненную роль. Другие зерна, такие, как тяжелые минералы и глауконит, распространены незначительно, за исключением локальных концентраций (например, в россыпях и глауконитовых песках). Тремя главными компонентами, определяющими структуру терригенных и пирокластических песков, являются кварц, полевой шпат и обломки пород.

Должна ли классификация основываться только на определяющих структуру зернах, или же в ней должны учитываться также матрикс и цемент? С этим вопросом тесно связана независимость минералогии




Фиг. 5-1. Скаттер-диаграммы соотношений состава и размеров зерен.

*А* — сильная (молассы) и слабая (доггер β) зависимость содержания глины от размеров зерен. Большинство песчаников располагается между этими крайностями. По Фюхтбауэру [29], с изменениями; *Б* — зависимость в девонском песчанике Кли [1], *В* — содержание полевых шпатов уменьшается с уменьшением размеров зерен в силурийских и ордовикских турбидитах По Окаде [58], с изменениями.

Фиг. 5-2. Изменение состава с изменением размера зерен в граувакках.

Каждая стрелка соединяет образцы из одного разреза. По Фюхтбауэру [30], с изменениями. Направление стрелок — от тонкозернистых песков к крупнозернистым.

и структуры. В петрографии изверженных пород эти две составляющие применяются для определения классов пород и трактуются как независимые переменные. Можно ли применить это к пескам и песчаникам? Другими словами: зависит ли минералогический состав от размера зерен?

Диаграммы распределения почти во всех случаях показывают зависимость между размером зерен и составом (фиг. 5-1). Количество матрикса в породе, а также количественное соотношение его с более крупными фракциями зерен определенным образом связаны, например, чем грубее песок, тем больше в его составе доля обломков пород и поликристаллического кварца. Это последнее отношение может лежать в основе отделения нижней грубой части градационного песчаника от его более тонкой верхней части (фиг. 5-2). В связи с этим обстоятельством, а также в связи с тем, что изменение величины зерен в песках является скорее правилом, чем исключением, мы полагаем, что классификация со слишком большим количеством подразделений будет вводить нас в заблуждение. Для сведения к минимуму эффекта изменения величины зерен, необходимо, чтобы номенклатура и подразделение не слишком усложнялись.

Независимо от принятых в конце концов параметров всегда возникает проблема подразделения и наименования смесей. Сколько подразделений, каковы их границы и какие им дать названия? Возможности тут действительно бесконечны, и, следовательно, представляется удобный случай для индивидуального творчества.

Главные типы песчаников выделяются по доминирующему компоненту. Например, если песок больше чем на 50% состоит из обломков, возникших в результате разрушения более древних пород, то его следует называть терригенным песком; если же 50% или более обломков возникли непосредственно при вулканической эксплозии, то это уже пирокластический песок.

Однако, как только подразделения внутри этих главных типов сделаны, сразу же возникают разногласия, как точно провести границы, даже при условии, что основные параметры пород выбраны одинаково. Предполагалось, что обойти подобные проблемы можно, если вообще не употреблять названий и вместо этого опираться только на один или несколько надежных показателей [8, 29, 70] или же просто отмечать общий состав. Это предложение подразумевает, что количественный петрографический модальный анализ уже произведен. Последний, конечно, необходим для статистической обработки данных, например для факторного анализа при определении конечных петрографических членов. Более того, количественная классификация песчаников не имеет смысла, если модальный анализ не подтверждает ее. Петрологическая интерпретация данного песчаника часто основывается на его количественном анализе — анализе, который позволяет также его классифицировать. Можно представить себе работы, построенные только на модальных анализах и не использующие классификацию или номенклатуру, но при обобщениях авторы их все равно оказываются перед необходимостью дать названия, чтобы понимать друг друга.

## ГЛАВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В КЛАССИФИКАЦИИ ПЕСЧАНИКОВ

В последние 25 лет наблюдается непрерывный поток литературы, касающейся классификации песчаников. Большая часть этих работ была обобщена Клейном [42]. Мы не будем детально рассматривать историю дискуссии по поводу классификации и ее противоречий, остановимся лишь на основных ее направлениях. Некоторые из классификационных схем получили широкое распространение, другие же вряд ли использовались кем-либо, кроме их авторов. Многие петрографы предпочитали ту или иную классификацию по ее пригодности для работы с микроскопом, а не по абстрактным или теоретическим соображениям. Мы с пониманием относимся к такому выбору, поскольку классификация действительно имеет ценность только тогда, когда она может быть использована и используется.

Применение микроскопа — одна из основных методик, хотя Крынин и озаглавил свою работу 1948 г. «Макроскопическое изучение и полевая классификация осадочных пород». Несмотря на то что детальные полевые наблюдения с применением лупы могут дать достаточно много, все же сомнительно, чтобы какие-нибудь из предложенных классификационных схем можно было бы использовать без тщательного количественного микроскопического анализа. При полевой классификации выделяют лишь общие типы пород, без количественного их ограничения, и обычно опираются на переменные величины, представляющие наименьший интерес, такие, как цвет или рыхлость осадков. Нетрудно распознать чистые кварцевые песчаники, аркозы с большим содержанием полевого шпата или темноцветные граувакки, т. е. конечные члены классификационного ряда: гораздо труднее точно выделить породы смешанного состава.

Главный шаг на пути создания классификации песчаников был сделан работами Крынина (1940—1948 гг.) и Петтиджона (1943—1957 гг.). Оба автора подчеркивали важность изучения минералогии для выяснения состава материнских пород и тектонических условий в области сноса, но по-разному оценивали роль структуры пород. Ясно, что все последующие предложенные схемы основывались либо на одном из этих признаков, либо на обоих вместе. Главной идеей, заимствованной из петрологии изверженных пород, является употребление треугольной диаграммы состава для изображения модальных анализов и выделения полей внутри ее. Столь же важным было признание того, что относительные количества полевого шпата (или других минералов изверженного происхождения) и кварца (или других осадочных кремнистых минералов) являются ключом к пониманию состава материнских пород, тектонических условий в области питания и процессов выветривания, поставляющих обломочный материал.

Крынин [51] предложил треугольную диаграмму состава, рассматривающую только обломочную фракцию, и разделил породы на классы на основании трехкомпонентной системы: *кварц* (+кремень) — *полевой шпат* (+каолин) — *филлосиликаты* (слюды+хлорит). В то же время он отмечал, что значительная часть слюд и хлорита составляет очень тонкозернистый матрикс (так же как и каолин); это должно означать, что минеральный состав по сравнению со структурой является более важным критерием. Он правильно указал, что для формирования слюдисто-хлоритового компонента большое значение имеют обломки слюдистых пород низких ступеней метаморфизма и обломки некоторых других типов пород. В идеях Крынина главным было количественное и смысловое значение граувакк как песчаников с высоким содержанием слюдисто-хлоритового и переменным полевошпат-каоли-

нового компонентов. Он выделил граувакки «низкого» и «высокого» ранга в зависимости от относительного количества полевошпат-каолинового и слюдисто-хлоритового компонентов. Несколько иной смысл классификации был придан Петтиджоном. Если Крынин рассматривал систему обломки пород — матрикс (смесь слюда+хлорит+глинистое вещество) с чисто минералогической точки зрения, то Петтиджон в работе, где наиболее полно выражены его идеи [65], определил песчаник как 4-компонентную систему. В ней матрикс выделен в самостоятельный компонент наряду с компонентами, представленными обломками пород и образующими каркас песчаника. Компонент «обломки пород» заключает в себе те же слюдистые породы низких ступеней метаморфизма, которые Крынин в своей классификации относил к слюдисто-хлоритовому компоненту. Разница заключается в том, что Петтиджон по существу взял компонент Крынина и разделил его на основании структурных отличий на два. Граувакки высокого и низкого рангов Крынина Петтиджон соответственно называл граувакками и субграувакками. В этой работе доказывалось, что разница в названиях и способе их применения в этих двух классификациях невелика, если рассматриваются граувакки высокого ранга, «настоящие» или «типичные» граувакки, аркозы и ортокварциты. Главные затруднения в классификации связаны с песчаниками, которые содержат немного полевого шпата и всего 10—15% обломочного матрикса неопределенного минерального состава. Значение обломочного матрикса отмечалось как Крыниным, так и Петтиджоном, однако в ранг классификационной составляющей он был возведен лишь Петтиджоном, поскольку тот считал, что матрикс является индексом текучести в обстановке переноса и тесно связан с механизмом турбидитных потоков из плотных глинистых суспензий.

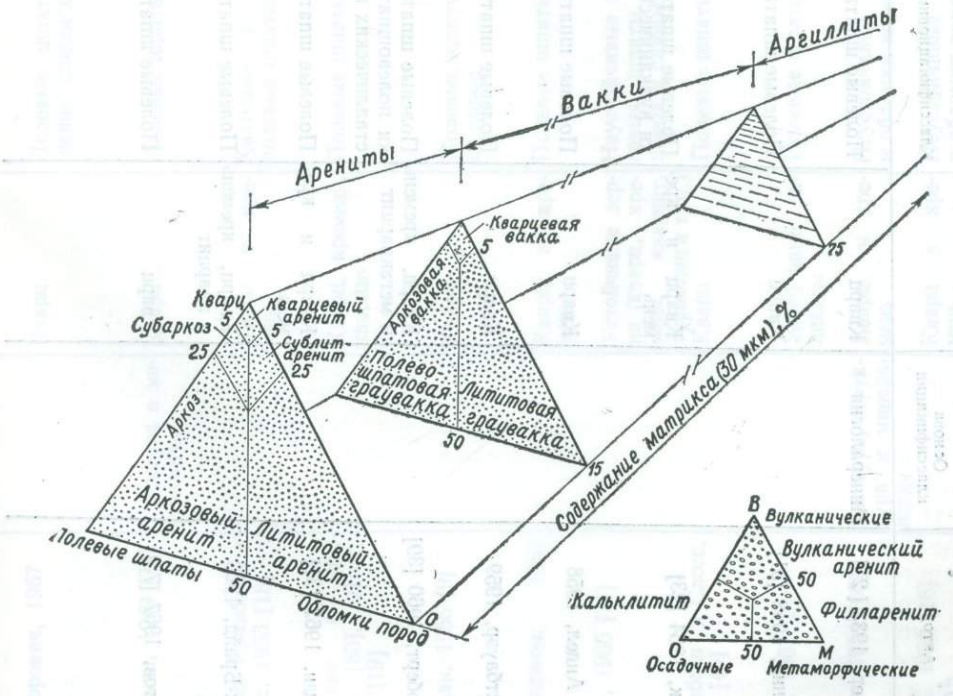
Известно множество других попыток разрешить неопределенности, связанные с применением как структурных, так и минералогических принципов в рамках одной и той же классификации. Фолк [24] пересмотрел классификацию Крынина и ввел понятие о конечном размере зерна со всеми переходами от гравия к песку, алевриту и глине; кроме того, количество глины он рассматривал как показатель «структурной зрелости», что расширило понятие о минералогической зрелости. В соответствии с количеством глины и сортировкой фракции структурообразующих зерен песчаники разделяются на незрелые, почти зрелые, зрелые и перезрелые. Гилберт [83] использовал структурный критерий (степень сортировки и обломочный матрикс) для разделения всех песчаников на две группы — вакки и арениты. Каждая из этих групп подразделялась согласно общепринятой 3-компонентной системе, использованной Петтиджоном. Границей между двумя группами было принято содержание матрикса, равное 10%. Петтиджон использовал первичную осадочную текстуру для разделения песчаников морского происхождения на две главные группы: граувакки с градационной слоистостью и донными знаками и аркозо-кварциты с косой слоистостью и другими текстурами, связанными с течениями. Было сделано много других предложений, которые расширяли, видоизменяли более ранние классификации или вносили в них поправки (табл. 5-1).

Несмотря на то что ни одна из классификаций не получила всеобщего одобрения, большинство петрографов склоняются к классификационным схемам Крынина, модифицированным Фолком, Петтиджоном и Гилбертом. Литература последнего десятилетия оставляет впечатление, что большинство микроскопистов-практиков предпочитает четко определять структуру и разделять песчаники на две большие группы: плохо сортированные и богатые матриксом и хорошо сортированные,

бедные матриксом. Внутри этой системы понятий имеются незначительные вариации, касающиеся таких предметов, как, например, вопрос о том, классифицировать ли зерна метаморфических кварцитов как частицы кварца или же как обломки метаморфических пород. Выбор решения в таких случаях всегда будет варьировать, так как различные песчаники могут требовать «индивидуального подхода» к выбору наиболее подходящей классификации.

## ВЫБОР КЛАССИФИКАЦИИ

Классификация, которую мы используем для терригенных песчаников (фиг. 5-3), очень проста и в общем, как это уже отмечалось выше, согласуется с современными представлениями. Она может быть использована как для древних, так и для современных песков. По существу эта классификация основана только на структурообразующих зернах кварца, полевого шпата и обломках пород песчаной размерности. В качестве вторичного признака в классификации различаются «чистые пески», или *аренитьи*, т. е. пески, в которых матрикс составляет менее 15%, и «загрязненные пески», или *вакки,* в которых матрикса больше 15%. Среди песков, бедных матриксом, выделяются *кварцевые аренитьи* — породы, в которых содержание полевого шпата или обломков пород не превышает 5%. В прошлом эти песчаники обычно называли *ортокварцитами. Аркозовыми аренитами* называют породы, которые содержат полевого шпата более 25%, и это количество превышает содержание обломков пород. К этой группе относятся и *аркозы.* Породы, содержащие 25% и более обломков пород, но с меньшим содержанием полевого шпата называются *лититовыми аренитами* (некоторые сокращенно называют их *литаренитами*). Могут быть выделены пе-




Фиг. 5-3. Классификация терригенных песчаников (по Дотту [19], с изменениями).

Таблица 5-1

Сводка классификаций терригенных песчаников ([56], с изменениями)

| Автор | Основа классификации | Классификационные компоненты | | | Примечания |
|---|---|---|---|---|---|
| Фишер, 1933 [21] | Минералогия | Кварц | Полевые шпаты | Обломки пород | Первое применение треугольной диаграммы для состава песчаников |
| Крынин, 1948 [51] | | Кварц | Полевые шпаты и каолин | Слюды и хлорит | Обломки пород не учитываются. Выделение граувакк основано исключительно на содержании слюды и хлорита |
| Фолк, 1954 [23] | | Кварц и кремень | Полевые шпаты и обломки вулканических пород | Обломки метаморфических пород, слюды, метакварц | Выделение граувакк основано исключительно на содержании метаморфических компонентов. Обломки осадочных пород не учитываются |
| Ван Андел, 1958 [3] | | Кварц | Полевые шпаты | Обломки пород и кремень | Выделение граувакк основано исключительно на содержании обломков и кремня |
| Фюхтбауэр, 1959 [28] | | Кварц | Полевые шпаты | Обломки пород и кремень | Выделены богатые глиной и бедные глиной типы песчаников |
| Хьюберт, 1960 [39] | | Кварц, кремень и метакварцит | Полевые шпаты и обломки полевошпатовых кристаллических пород | Слюды и обломки слюдистых пород | Обломки неслюдистых пород не рассматриваются как основные компоненты. Классификация первоначально разработана для полевошпатовых пород |
| Фудзи, 1962 [31] | | Кварц и кремень | Полевые шпаты | Обломки пород | Треугольник разделен на пять полей |
| Мак-Брайд, 1963 [56] | | Кварц, кремень и кварцит | Полевые шпаты | Обломки пород | Крупные кристаллы слюд не учитываются. Выделено 8 классов песчаников |
| Шутов, 1967 [73] | | Кварц | Полевые шпаты | Обломки пород | Треугольник разделен на 12 полей, образующих три основные группы; выделение граувакк основано исключительно на содержании обломков пород |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Теодорович, 1967 [75] | | Кварц | Полевые шпаты и отношение слюда/хлорит | Обломки пород | 18 подразделений треугольника; добавление пирокластического материала требует применения четырехугольной диаграммы и выделение 11 дополнительных подклассов |
| Толлмен, 1949 [74] | Структура и минералогия | Кварц | Полевые шпаты | | Выделение граувакк основано исключительно на содержании матрикса. Обломки пород не учитываются |
| Даплс, Крамбейн и Слосс, 1953 [18] | | Кварц и кремень | Калиевые и натриевые полевые шпаты | Обломки пород и матрикс | Выделение граувакк основано на сумме обломков пород и матриксе. Кальциевые полевые шпаты не учитываются |
| Вильямс и др., 1954 [83], Дотт, 1964 [19] | | Кварц, кремень, кварцит | Полевые шпаты | Обломки неустойчивых тонкозернистых пород | Выделены две группы на основе содержания матрикса (пограничное содержание 10%). Граувакки рассматриваются как специальный тип пород, не входящий в классификацию |
| Бокман, 1955 [9] | | Кварц | Полевые шпаты и обломки пород | Глина | Выделение граувакк основано исключительно на содержании глины. Полевые шпаты и обломки пород не дифференцируются |
| Петтиджон, 1957 [66] | | Кварц и кремень | Полевые шпаты | Обломки пород | Глинистый матрикс — наиболее важное свойство граувакк |
| Саху, 1965 [71] | | Устойчивые зерна (кварц, кремень, кварцит, турмалин и т. п.) | Неустойчивые зерна (полевые шпаты, обломки пород и слюды) | Матрикс | Восемь семейств песчаников |
| Крамбейн и Слосс, 1966 [46] | | Кварц | Полевые шпаты | Глина, серицит и хлорит | Обломки пород не учитываются. Выделение граувакк основано на содержании глины, серицита, хлорита и полевых шпатов |
| Богс, 1967 [8] | | Устойчивые силикаты | Полевые шпаты | Неустойчивые зерна | 10 основных классов и 10 подклассов |
| Пакем, 1954 [60] | Текстура, структура и минералогия | Кварц и кремень | Неустойчивые минералы и обломки пород | Матрикс | Выделены две группы. Выделение граувакк основано на их отложении мутьевыми потоками |
| Крук, 1960 [16] | | Кварц и кремень | Неустойчивые минералы и обломки пород | Матрикс | Выделены три группы. Выделение граувакк основано на их отложении мутьевыми потоками |

Ряд статей, касающихся классификации песчаников [13, 14, 15, 43, 44, 57, 63, 72, 78 и 82], не включен в таблицу.

реходные классы, такие, как субаркозы и сублитвакки, или протокварциты (фиг. 5-3).

*Полевошпатовый аренит* — это широко используемый всеобъемлющий термин. Многие арениты содержат некоторое количество полевого шпата, иногда значительное. В настоящей работе любой песчаник, содержащий 5% и более полевого шпата, называется полевошпатовым. В соответствии с таким пониманием термина к полевошпатовым песчаникам будут относиться субаркозы, аркозы, некоторые литарениты и большинство граувакк. Читатель должен обратить внимание на то, что «аркоз» здесь определяется в очень узком смысле. Обычно аркозом называют песчаник, содержащий 25% и более полевого шпата. В большинстве случаев это верно, но по принятому нами определению аркоз должен содержать полевого шпата больше, чем обломков пород. Если этого не наблюдается, то породу следует называть *полевошпатовым лититовым аренитом.* Вслед за Гилбертом мы делим аркозы на *аркозовые ареniты* («чистые» аркозы) и *аркозовые вакки* («загрязненные» аркозы), последние из которых содержат заметное количество матрикса.

*Литаренитами* (сокращение от лититового аренита) называются такие ареniты, которые содержат 25% и более обломков пород и минимальное количество матрикса. Как правило, обломки пород имеют пелитовый облик (сланцы, алевролиты, глинистые сланцы, филлиты и слюдяные сланцы). В связи с этим литареniты с подобными филлоидными обломками были названы *филларенитами* [27]. Большинство лититовых аренитов являются филларенитами. Другим важным типом пород являются те песчаники, в которых преобладают обломки известняков или доломитов. Для этих карбонатных песков был предложен термин *кальклитит* [27], в то время как породы, возникшие в результате биохимического и химического осаждения, получили название *калькаренитов.* Если в обломочной фракции лититового аренита преобладают обломки кремней, то такие образования могут быть названы кремневыми аренитами (черт-аренит). Если обломки пород возникли при разрушении экструзивных пород или лавовых потоков, то лититовые ареniты называют *вулканомиктовыми аренитами.*

Переходная порода, содержащая меньшее количество обломков пород, называется *сублитаренитом.* Для этих песчаников Крынин употреблял название *протокварцит* [см. 62]. Соответственно термин *субаркозы* употребляется для переходного класса аренитов, которые содержат полевого шпата меньше, чем аркозы, а обломки пород либо отсутствуют, либо находятся в незначительном количестве.

Для песчаников, содержащих значительное количество матрикса (15%), было принято общее название *вакки* [21, 83], причем большие споры вызывал термин *граувакки.* Мы сохраняем этот термин; различаем два главных класса в зависимости от преобладания в обломочной фракции полевого шпата или обломков пород: *полевошпатовые граувакки* и *лититовые граувакки. Кварцевые вакки* составляют меньшую и относительно незначительную группу.

Итак, в зависимости от количества матрикса, песчаники могут быть разделены на две главные группы. Обычные пески, или ареniты, с небольшим количеством матрикса делятся на три главных семейства: кварцевые ареniты, аркозовые ареniты, лититовые ареniты — и два подсемейства: субаркозы и сублитареniты. В зависимости от преобладающих в обломочной фракции обломков пород исследователь может выделять более узкие подразделения песков внутри семейства лититовых аренитов. Следует обратить внимание на то, что минералогия или состав цемента в классификации не отражены. Петрограф может

и должен указывать на характер цемента, используя прилагательное, например: известковистый субаркоз.

Приведенная выше классификация основана на минеральном составе и в целом практически не отражает обстановки осадконакопления. Например, кварцевый аренит может отлагаться в субаэральных условиях (дюны), в водных потоках или на пляжах. Точно так же аркозовый аренит мог быть отложен в аллювиальном конусе подножия или на морском шельфе. Поскольку тип материнских пород очень сильно влияет на минеральный состав, эта классификация тесно связана с составом пород области сноса и в конечном счете с тектоникой.

Мы использовали обломочный матрикс в качестве классификационного критерия, несмотря на то что так же, как по поводу «микрита» в карбонатных породах, среди петрографов отсутствует согласие в отношении верхнего предела размера частиц в матриксе. Должен ли этот размер ограничиваться 4 мкм (или 1/256 мм), как это предусмотрено шкалой Уэнтуэрта? Большинство считает, что этот размер должен быть бóльшим: одни определяют его в 20 мкм, другие в 30, а некоторые даже в 62,5. Мы приняли наибольший размер обломков матрикса равным 30 мкм. Эта величина представляется нам наиболее удовлетворительной, хотя мы и понимаем, что другие исследователи могут менять этот предел.

Становится все более ясным, что матрикс не является целиком продуктом первичного накопления. Наряду с первичным захватом матрикс может быть привнесен сразу же после отложения инфильтрацией вод или образоваться в результате диагенеза. Доказательством диагенетического происхождения большей части матрикса древних турбидитов является их сходство с современными и третичными турбидитами, которые представлены мощными толщами ритмично переслаивающихся песков, часто обладающих градационной слоистостью, но отличающихся полным отсутствием обломочного матрикса [17, 40]. Наблюдения показывают, что матрикс в большинстве случаев может возникнуть в результате преобразования аргиллитовых и вулканических обломков пород после осаждения. Например, раздавливание обломков аргиллитовых пород может разрушить их первичную структуру до такой степени, что они становятся неотличимыми от обломочного тонкозернистого матрикса. И наконец, матрикс является также продуктом химического осаждения в межзерновом пространстве. К сожалению, установить происхождение материала глинистой размерности довольно трудно. Матрикс может быть также замещен химически осажденным карбонатным цементом. Вслед за Фишером [21], Гилбертом [83] и Доттом [19] мы считаем, что термин «*вакка*» можно употреблять вместо термина «аренит» в том случае, когда песчаник содержит более 15% матрикса, но следует помнить, что термин сам по себе является описательным и ничего не говорит ни о механизме переноса, ни о происхождении матрикса. Такое толкование термина «вакка» отличается от того, как понимают его другие исследователи, которые приравнивают вакку к песчанику, предположительно, отложенному мутьевым потоком, стекавшим вниз по дну под действием гравитационных сил. В нашем понимании «вакка» является синонимом терминов «илистый» или «глинистый песок» или «песчаник». При исследовании современных песков термин «илистый», возможно, наиболее предпочтителен для вакк, в которых присутствует более 15% матрикса.

Если же, как это было отмечено выше, какое-то количество матрикса (малое или существенное) возникает в процессе диагенеза или имеет постседиментационное происхождение, то использование его в качестве одного из классификационных критериев противоречит на-

шему правилу не принимать во внимание диагенетические черты, в частности осажденный минеральный цемент. Характеристика последнего в нашей классификации может быть дана лишь в форме определения к основному названию песчаника. Мы отдаем себе отчет в этом несоответствии, но находим оправдание в том, что наши рассуждения касаются преимущественно граувакк — песчаников, в которых содержание матрикса всегда значительно. Проблема граувакк более подробно рассмотрена в следующей главе.

В предлагаемой нами классификации учитываются зависимость минерального состава от величины зерен и роль диагенеза в происхождении матрикса. Следовательно, можно надеяться, что скромную схему на фиг. 5-3, показывающую место многих петрографических типов, можно разумно использовать. Применяя соответствующие определения, эту классификацию можно также использовать для песков необычного состава. Если, например, будет встречен аренит, в котором преобладает оливин, то его следует назвать оливиновым аренитом. Если же облик породы будут определять кусочки стекла, то этот песчаник должен быть назван витритовым аренитом.

Полное описание должно, конечно, отражать и структурные особенности (табл. 3-1), поэтому конечное название породы может быть сложным: «среднезернистый, хорошо сортированный лититовый аренит». Таким образом, порядок следующий: величина зерна, сортировка и название породы. К названию, если это кажется необходимым, могут быть добавлены степень цементации, пористость, а возможно, и цвет.

Как же быть с карбонатными или калькаренитовыми песками? Как и в их терригенных аналогах, их основными компонентами являются структуроопределяющие зерна, микрит и хемогенный цемент. Зерна, определяющие структуру, возникшие внутри бассейна осадконакопления и обычно испытавшие некоторый перенос, называются *аллохемами*. В связи с тем что аллохемы, включающие в себя и органогенные обломки, могут быть расчленены на многие группы, при определении и картировании калькаренитов необходимо привлекать гораздо большее число характеристик, чем при изучении терригенных песков. Классификации карбонатных песков многочисленны и разнообразны [37].

Проблемы, связанные с микрокристаллическим кальцитом в карбонатных породах, сопоставимы с аналогичными проблемами, связанными с матриксом терригенных песчаников. Отличить обломочный микрит от микроспара, возникшего в результате более поздней вторичной перекристаллизации, так же трудно, как и разгадать превращения, которые испытал матрикс в лититовых аренитах. Трудности изучения карбонатных пород были подчеркнуты Фолком [26].

## СЛОВАРЬ НАЗВАНИЙ, ПРИМЕНЯЕМЫХ К ПЕСКАМ И ПЕСЧАНИКАМ

Большой интерес к проблеме классификации и номенклатуры песчаников возник после издания в 1948 г. специального выпуска Journal of Geology, посвященного классификации осадочных пород, главным образом в связи со статьей Крынина, в которой была изложена рациональная классификация песчаников. Этот интерес привел к быстрому появлению новых терминов и разнообразному переопределению старых. Такое размножение терминов легло бременем на среднего читателя и привело к путанице и потере взаимопонимания. Очевидно, необходим словарь, в котором содержались бы как новые, так и старые термины, а также давались ссылки на оригинальное определение в случае новых терминов и перечислялись варианты в употреблении и переопределении старых.

Имеется только один известный нам словарь, посвященный петрографической терминологии песчаников. Он был подготовлен Аллемом и опубликован в Report of the Committee of Sedimentation Национального исследовательского совета в 1936 г. Этот словарь очень помогает при расшифровке старых названий.

Мы включили в наш словарь все известные нам термины (даже те, которые, по нашему мнению, лучше было бы забыть), а также вышедшие из употребления новые и старые названия. В главе, посвященной петрографии песчаников, читатель увидит, что нам необходимо относительно небольшое количество названий, не более 12—15, из сотни наименований, содержащихся в словаре. Тем не менее читатель встретит много терминов, хороших или плохих, полезных или бесполезных, которые нуждаются в объяснении.

Мы включили в словарь только названия пород. Термины, обозначающие структуры или текстуры песчаников, опущены. Это восполняется в некоторой мере общими словарями, а в части, касающейся текстур, — специальным словарем Петтиджона и Поттера [67].

Там, где это было возможно, мы давали ссылку на первоисточник; эта ссылка помещается непосредственно вслед за термином. Однако, ввиду того что многие термины, такие, как «гравий», «песок», «браунстон» и многие другие широко употребляются в разговорном языке или в профессиональном языке петрографов, не всегда возможно дать ссылку на первоисточник.

Давать все варианты употребления многих хорошо известных терминов скорее всего нецелесообразно. Было бы трудно, например, проследить и дать обзор всех определений песка по величине зерна. Попытка количественно обосновать многие названия пород привела к широким вариациям в определении этих терминов. Вопрос заключается не только в широком выборе минералогических параметров, употребляемых для классификации (например: куда следует включать обломки кремней — в кварцевую составляющую или в обломки пород), но и в большом разнообразии границ содержания этих компонентов. Комбинации и перестановки, как это бывает в действительности, весьма разнообразны. Составление полных таблиц было бы утомительным занятием, и они были бы громоздки для употребления. Многие из этих вариантов были показаны графически Клейном [42] в обзоре, посвященном проблемам классификации.

Термины в словаре перечислены в алфавитном порядке. Определения, если они имеются, помещены сначала, а не после, например «полевошпатовая грауваккa». Такой порядок наиболее прост для построения; любой другой порождает целый ряд проблем. Мы думаем, например, что проще включить в список и найти в нем «коралловый песок» или «лититовую грауваккy», чем «песок коралловый» или «грауваккy лититовую».

Мы ограничили наш словарь терминами, которые приняты в английской литературе.

**Автоаренит** (autoarenite (—yte) [33, 34]) — песок, возникший при дроблении, порожденном движениями земной коры или тектоническим давлением; размер песчинок эквивалентен автокластическим брекчиям.

**Анемосиликаренит** (anemosilicarenite [33, 34]) — эоловый песок силикатного состава.

**Аренит** (arenite [33, 34]). 1. Термин латинского происхождения (arena — песок), употребляемый для обозначения консолидированного, или литифицированного, песка вне зависимости от его состава. Состав может обозначаться соответствующей приставкой, например: калькаренит, силикаренит. Прилагательное — аренитовый. 2. Песчаник, содержащий менее 10% матрикса, противоположен вакке [83]. *Синонимы:* песчаник, псаммит.

**Аркоз** (arkose [10]). 1. Песчаник, образованный главным образом в результате разрушения гранитов. По определению Броньяра, содержит грубые зерна кварца и полевого шпата. 2. Любой полевошпатовый песчаник. 3. Песчаник с высоким содержанием полевого шпата (30% и более) [48]. 4. Аренит, или песчаник, содержащий 80% и более кварца и полевого шпата, а обломков пород и полевого шпата более 25%. Количество полевого шпата превосходит количество обломков [66]. 5. Общий термин, охватывающий; а) аркозовые аренитыа — чистые пески с содержанием полевого шпата 25% и более, б) аркозовые ваккиа — пески, содержащие матрикса более 10% и полевого шпата более 25% [83].

**Аркозит** (arkosite [77]). 1. Хорошо сцементированный аркоз, сцепление между зернами отсутствует (см. аркозитит). 2. Аркоз, являющийся литифицированным эквивалентом кварцита [36]. *Синонимы:* кварцитовый аркоз, аркозовый кварцит.

**Аркозитит** (arkositite [77]) — сцементированный аркоз; наблюдается срастание зерен; имеет такое же отношение к аркозиту, как кварцевый песчаник к кварциту.

**Аркозовая вакка** (arkosic wacke) [83] — вакка, в которой зерна полевого шпата преобладают над обломками пород: полевошпатовая грауваккаа.

**Аркозовая грауваккаа** (arkosic graywacke) [83] — грауваккаа с большим количеством полевого шпата; плотная, темноокрашенная аркозовая вакка.

**Аркозовый аренит** (arkosic arenite) [83] — аренит без матрикса (менее 10%), количество полевого шпата превоходит количество обломков пород; аркоз.

**Аркозовый песчаник** (arkosic sandstone) — аркоз, полевошпатовый песчаник.

**Артикулит** (articulite — согласно Холмсу [38], термин был применен Уэтериллом в 1867 г. для некомпетентных песчаников. Термин не получил широкого распространения.

**Асфальтовый песок** (asphaltic sand) — естественная смесь асфальта с разными количествами песка; гудронный песок, битуминозный песок.

**Атмосиликаренит** (atmosilicarenite (—yte) [33]) — кремнистый песок, возникший при разрушении материнских пород под действием атмосферных явлений (выветривание); примером является дресва. Ее образование связано с пассивным действием атмосферы, в противоположность активному в случае анемосиликаренита.

**Базальный аркоз** (basal arkose) — аркозовый песчаник в основании осадочного разреза, несогласно залегающего на гранитах; аркозовый эквивалент базального конгломерата гранитного состава. Может постепенно переходить вниз по разрезу в элювиальный или остаточный аркоз.

**Бескварцевая вакка** (quartz-free wacke) — вакка, содержащая более 90% неустойчивых минеральных компонентов.

**Биоаренит** (bioarenite (—yte) [33, 34]) — песок возникший в результате деятельности живых организмов, включая и человека, например кровельные гранулы, получающиеся при дроблении кварцитов, зеленокаменных и других пород.

**Битуминозный песок** (bituminous sand) — смесь асфальта и песка. Синонимы: асфальтовый песок, гудронный песок.

**Вакка** (wacke). 1. Несортированная смесь песка, алеврита и глины; суглинок. 2. Породы, в которых обломочные зерна распределены в равных пропорциях по разным фракциям. [21]. 3. Песчаник, содержащий 10% и более глинистого матрикса [83]. 4. Грязно-зеленая и коричневато-черная глина, возникшая (*in situ*) как конечный продукт разложения базальтов [32].

**Вулканическая вакка** (volcanic wacke [83]) — вулканический песок, в котором матрикс состоит из тонких вулканических обломков; разновидность грауваккаи, имеющая непосредственно вулканическое происхождение.

**Вулканомиктовый аренит** (volcanic arenite). 1. Лититовый аренит, состоящий из терригенного вулканического детритуса эпикластического происхождения. 2. Аренит, состоящий из пирокластического материала, включающего обломки пород, кристаллов, стекла и туф. Синоним: вулканомиктовый песчаник.

**Вулканомиктовый песчаник** (volcanic sandstone) — см. вулканомиктовый аренит.

**Вулканокластовый песчаник** (volcaniclastic sandstone [22]) — песчаник, состоящий либо из пирокластических обломков, либо из терригенного вулканического детритуса эпикластического происхождения.

**Ганистер** (ganister, gannister) — твердая компактная порода с высоким содержанием кремния и тонко-равномернозернистой структурой песка; сложена преимущественно угловатыми обломками кварца, сцементированного вторичным кремнеземом. Тонкозернистый кварцевый песчаник, состоящий из угловатых зерен, сцементированных кремнеземом [76, 83]. Название происходит от местного наименования разновидности песчаников угольных месторождений Йоркшира и Дербишира [69].

**Гидраренит** (hydrarenite (-yte) [33, 34]) — песчаник любого состава, отложенный в водной среде.

**Гидросиликаренит** (hydrosilicarenite (-yte) [33,34]) — песчаник с большим количеством силикатных обломков (кварц, полевой шпат и т. д.), отложенный в водной среде.

**Глинистый песчаник** (argillaceous sandstone) — термин «глинистый песчаник» является неточным определением смешанных песчаников, которые содержат неопределенные количества тонкого алеврита и глины [83]. Употребляется иногда как синоним «вакки» и полевого термина «загрязненный песчаник».

**Глауконарен**ит (glauconarenite (-yte) [33]) — глауконитовый песок.

**Глауконитовый песчаник** (glauconitic sandstone) — см. гринсенд.

**Гранитные наносы** (granite wash). 1. Общий термин, применяемый к языкообразным залежам плохосортированных и малоокатанных аркозов, переслаивающихся с обычными осадками, образовавшимися в результате разрушения близрасположенных погребенных гранитных холмов. 2. Может также применяться к современному аллювию, образующемуся вблизи от обнаженных гранитных холмов.

**Гранулит** (granulite (-yte) [33] — зернистые породы песчаной размерности, но не обломочного происхождения (за исключением оолитовых песков); соответствует термину «аренит». В настоящее время этот термин применяется для крупнозернистых метаморфических пород, таких, как «пироксеновый гранулит».

**Граувакка** (graywacke, greywacke [53]). Название было впервые применено Лазиусом к темным плотным песчаникам кульма (палеозой) Гарца. От немецкого «grauewacke» — серая вакка. 1. По определению Гейке [32], это «. . . плотный агрегат окатанных или субугловатых зерен кварца, полевого шпата, глинистых сланцев или других минералов или пород, сцементированных глиной, цвет которой, как это показывает само название, серый . . . От обычных песчаников эти породы отличаются более темной окраской, большей твердостью, разнообразием присутствующих в них зерен и, кроме того, более плотным цементом, в который погружены зерна. Для более четкого понимания этого термина предпринимались многочисленные попытки его переопределения. Для этого были использованы 1) количественное содержание матрикса («пасты») и 2) количество неустойчивых компонентов (полевые шпаты и частицы пород). Петтиджон [65], например, считал обязательным наличие 15% или более матрикса и 25% или более неустойчивых компонентов. 2. Другие исследователи исходили из классического определения и распространяли его на песчаники, вещественно отличающиеся от типичных граувакк. При этом некоторые игнорировали матрикс, а другие исключали полевой шпат. Например, Крынин [48] определял грауваккy просто как «обломочную породу, содержащую значительное количество (20% и и более) обломков темных пород или темных железомагнезиальных минералов». Позднее [50] он подчеркивал лишь наличие обломков пород, и главным образом кремней, глинистых и кристаллических сланцев и т. д., т. е. преимущественно метапелитов низкой стадии метаморфизма. Это было поддержано Фолком [23]. Все граувакки при таком определении представляют собой лититовые арениты (филларениты). В этом же смысле термин употребляется и Шутовым [73]. Недавно Фолк отказался от термина «граувакка» и заменил его «лититовым аренитом». 3. Граувакки также определялись как «разновидность песчаников, сложенная материалом, образованным при разрушении основных изверженных пород с зернистой структурой . . .» При таком определении грауваккы являются железо-магнезиальным эквивалентом аркозов [79]. Такое толкование термина не получило признания. Обзор проблем, связанных с определением граувакк, сделан Доттом [19].

**Граувакка высокого ранга** (high-rank graywacke [50]) — преимущественно лититовый аренит или песчаник с заметным количеством обломочного полевого шпата; также и классическая граувакка, богатая полевым шпатом. Синонимы: полевошпатовая граувакка [23], полевошпатовый литаренит [27].

**Граувакка низкого ранга** (low-rank graywacke [50]) — в большинстве случаев лититовый аренит; кроме того, граувакка в классическом понимании: с малым количеством или отсутствием полевого шпата.

**Гринсенд** (greensand) — пески, содержащие заметное количество глауконита (зеленые пески). обычно состоят из кварца и глауконита, смешанных в самых разных пропорциях. Синонимы: глауконаренит, глауконитовый песчаник.

**Дресва** (gruss, grus) — обломочные продукты разрушения гранитов *in situ* с незначительным разложением или без него. *Синонимы:* остаточный аркоз, элювиальный аркоз. Название употребляется также для любых тонкодезинтегрированных, однако не разложенных при выветривании пород.

**Железистый (бурый) песчаник** (brownstone) — железистый кварцевый песчаник, в котором зерна обычно покрыты окислами железа [35]. Термин прежде широко применялся для красновато-коричневых триасовых песчаников, интенсивно разрабатываемых на востоке США для строительных целей (в частности, портландский камень в Коннектикуте). Для других песчаников этот термин почти не применялся.

**Жерновой камень, барстон** (burrstone, buhrstone) — назывался также «Burrhstone» [44] или «burystone». Название употреблялось для обозначения пористых кремнистых песчаников с угловатыми зернами, годных для изготовления жерновов. Многие геологи считают, что этот термин не имеет конкретной геологической нагрузки и должен быть изъят из употребления. [2].

**Итаколумит** (itacolumite) — особый тип кристаллического сланца с кварцем, названный по горе Итаколуми в Бразилии. Сложен сросшимися кварцевыми зернами и некоторым количеством слюды, которая обусловливает относительную некомпетентность породы [61]. Встречается также в Северной Каролине и других местах. Некоторые исследователи относят итаколумит к метаморфическим породам, а не к песчаникам. По мнению Холмса [38], термин принадлежит Гумбольдту. *Синоним:* некомпетентный песчаник.

**Калькаренит** (calcarenite (-yte) [33, 34]) — песчаник, состоящий из зерен карбоната кальция с карбонатным цементом или без него. Обычно рассматривается как известняк, образовавшийся внутри морского, а не континентального бассейна (сложен оолитами, органогенными обломками и интракластами). Континентальные пески, образовавшиеся за счет разрушения более древних карбонатных пород, называют кальклититами.

**Калькаренитовый ортокварцит** (calcarenaceous orthoquartzite [66]) — песчаник, состоящий из примерно равных количеств обломочного карбоната и кварца.

**Кальклитит** (calclithite [25]) — терригенный песчаник, содержащий более 50% карбонатных обломочных частиц, возникших при выветривании и эрозии более древних известняков и доломитов. Цифра 50%, вероятно, не является единственно возможной, 25% обломков пород уже определяют породу как лититовый аренит; 50% от этого количества или более должны быть терригенным карбонатным детритом.

**Кварцаренит** (quartzarenite) — сокращение от кварцевого аренита.

**Кварцевая вакка** (quartzwacke [21]). 1. Вакка, содержащая менее 10% неустойчивых минеральных компонентов. 2. Переопределена как песчаник, содержащий 10% и более матрикса и не более чем по 10% обломочного полевого шпата и частиц пород [83]. 3. Термин употреблялся Крамбейном и Слоссом (1963) как синоним субграувакки Петтиджона [64].

**Кварцевая граувакка** (quartz graywacke [83]) — исключительно богатая кварцем граувакка; кварцевая вакка.

**Кварцевый аренит** (quartzarenite [83]) — песчаники, состоящие главным образом из кварца, лишенные заметного количества матрикса (менее 10%) и содержащие не более 10% полевого шпата либо частиц пород. Большинство авторов ограничивают допустимое «загрязнение» породы полевым шпатом или частицами пород величиной, не превышающей 5%. *Синонимы:* кварцевый песчаник, ортокварцит, кварцаренит.

**Кварцевый песчаник** (quartzose sandstone). 1. Песчаник, состоящий на 95% и более из обломочного кварца, который, однако, не сцементирован кремнеземом, что отличает его от сцементированного кремнеземом кварцитового песчаника [48]. 2. Песчаник, содержащий 95% и более обломочного кварца, по существу синоним терминов кварцевый аренит или ортокварцит.

**Кварцит** (quartzite). Термин «кварцит» обычно применяется для обозначения метаморфических пород, образовавшихся при перекристаллизации песчаника. Он был определен Холмсом [38] как «зернистая метаморфическая порода, представляющая собой перекристаллизованный песчаник и состоящая преимущественно из кварца». Термин «кварцит» стал включать в себя и осадочные кварциты (ортокварциты) или песчаники, сцементированные кремнеземом, который обрастает каждое обломочное кварцевое зерно и оптически с ним неразрывен. Термины «метакварцит» или «параквацит» сохраняются для настоящих метаморфических кварцитов. Кварциты были определены также как породы, которые колются главным образом поперек составляющих их зерен, а не между зернами.

**Кварцевый грит** (quartzitic grit) — грубозернистый песчаник со свойствами кварцита.

**Кварцевый песчаник** (quartzitic sandstone) — осадочный кварцит [48]; песчаник, приближающийся по своему характеру к кварциту; ортокварцит.

**Кварцменгвакка** (quarzmengwacke [21]) — вакка, содержащая от 10 до 33% неустойчивых минеральных компонентов.

**Кластмошист** (clasmoshist) — термин, приписываемый Робертсом [69] Конибиру, который употреблял это название вместо грауваккки. Термин вышел из употребления.

**Коралловый песок** (coral sand) — известковистый песок, возникший в результате разрушения рифовых пород. Коралловый детритус слагает заметную, но не обязательно преобладающую часть обломков.

**Кремневый аренит** (chert arenite [27]) — лититовый аренит, в котором обломки кремней (черта) преобладают над другими обломками пород.

**Кремнистый песчаник** (siliceous sandstone). 1. Песчаник, сцементированный кремнеземом; твердый кварцитовый песчаник. 2. Песчаник, обломочные компоненты которого содержат кремнезем (кварц, полевой шпат и т. д.).

**Кристаллический песчаник** (crystal sandstone). — 1. Песчаник, в котором кальцит отложен в порах в виде крупных включений или агрегатов, имеющих единую кристаллографическую ориентировку, в результате чего возникает «пойкилобластовое» строение или эффект «пятнистого блеска». В некоторых редко встречающихся песчаниках с неполной цементацией карбонат присутствует в виде заполненных песком скаленоэдрических кристаллов кальцита — «песчаных кристаллов». 2. Более часто термин

применяется к песчаникам, в которых кварцевые зерна были увеличены вследствие отложения вторичного кремнезема, поэтому в зернах видны регенерированные кристаллические грани и в некоторых случаях наблюдаются почти совершенные идиоморфные кристаллы кварца. Кристаллические песчаники этого происхождения сверкают на ярком солнечном свете. Иногда эти породы называются «алмазными песчаниками».

**Крупнозернистый песчаник, грит** (grit). Термин вначале употреблялся как местное название для грубозернистых песков или песчаников [41], например жерновой грит. Позднее крупность зерен стала частью определения [38].

**Литаренит** (litharenite [56]) — сокращение от «лититового аренита». Определяется как песчаник, содержащий более 25% обломков пород и менее 10% полевого шпата.

**Лититовая аркозовая вакка** (lithic arkosic wacke [11]) — граувакка, в которой полевой шпат преобладает над обломками пород. *Синоним:* полевошпатовая граувакка [65].

**Лититовая вакка** (lithic wacke [83]) — песчаник с 10% или более матрикса и с существенным содержанием обломочных частиц пород, количество которых больше количества полевого шпата; «лититовая граувакка» Гилберта представляет собой очень твердую и серую лититовую вакку. *Синоним:* лититовая граувакка Петтиджона [65].

**Лититовая граувакка** (lithic graywacke [65]) — граувакка, в которой обломки пород преобладают над полевым шпатом.

**Лититовый аренит** (lithic arenite [83]) — песчаники, содержащие менее 10% матрикса, в котором неустойчивые и тонкозернистые частицы пород имеют существенное значение. *Синонимы:* граувакка низкого ранга Крынина или лититовый песчаник Петтиджона.

**Лититовый аркоз** (lithic arkose [27]) — аркоз, в котором отношение полевого шпата к обломкам пород колеблется в интервале значений 1 : 1 и 3 : 1 [27]; аркоз, содержащий более 10% обломков пород [56].

**Лититовый песчаник** (lithic sandstone [65]). 1. Песчаник, содержащий менее 15% матрикса и 5% и более полевого шпата и обломков пород, причем количество обломков пород преобладает над количеством полевого шпата. Подразделяются на субграувакки и протокварциты. 2. Теперь (1970) этот термин считается равнозначным лититовому арениту; для этой породы характерно содержание 25% и более неустойчивых компонентов при преобладании обломков пород над полевым шпатом. *Синоним:* лититовый аренит по Гилберту [83].

**Лититовый субаркоз** (lithic subarkose [56]) — песчаник или аренит, содержащий большие, но примерно равные количества обломочного полевого шпата и обломков пород (более 10%, но менее 25%). Употребление термина «лититовый субаркоз» предпочтительнее по сравнению с более громоздким, не более точным по смыслу термином «полевошпатовый сублитаренит».

**Лититовая субаркозовая вакка** (lithic subarkosic wacke [11]) — вакка с примерно равными количествами полевого шпата и обломков пород, но не более чем 25% каждой из этих составляющих.

**Менгвакка** (mengwacke [21]) — вакка, содержащая 33—90% нестабильных минеральных компонентов.

**Метакварцит** (metaquartzite [50]) — кварцит метаморфического происхождения, в отличие от ортокварцита — первично осадочного кварцита. *Синоним:* паракварцит [77].

**Микробрекчия** (microbreccia) — плохосортированные песчаные породы, в которых зерна имеют резко угловатую форму [83].

**Молассовый песчаник** (molasse sandstone [12]) — песчаник молассовой фации; по характеристике Кайё, это плохокатанные, плохосортированные и грубые пески, богатые обломками пород и обычно известковистые. Вероятно, в целом, это лититовые арениты, местами аркозовые арениты. Возникают в результате разрушения недавно поднятых орогенических поясов.

**Некомпетентный песчаник** (flexible sandstone) — см. итаколумит.

**Нефтеносный песок** (oil sand) — песок, насыщенный нефтью.

**Окремнелый кварцевый песчаник** (silicinate quartzose sandstone [2]). Прилагательное «silicinate», так же как и «calcarinate» и «ferruginate», применяется для характеристики состава цемента.

**Остаточный аркоз** (residual arkose) — аркоз, возникший *in situ* в результате дезинтеграции гранита, не перемещенный с места аркоз. Также носит название элювиального аркоза (sedimentary arkose), который обычно постепенно переходит в подстилающие граниты [5]; сопоставим с дресвой.

**Ортоаренит** (orthoarenite [55]) — аренит, в котором обломочный матрикс составляет менее 15%.

**Ортокварцит** (orthoquartzite [77]). 1. Песчаник, превращенный в кварцит с взаимосрастающимися зернами, «сцементированный только в результате инфильтрации и давления», в противоположность «чаракварциту», т. е. кварциту, возникающему

главным образом при контактовом метаморфизме [77]. 2. Термин был возрожден Крыниным [49—51] для песчаников, почти полностью сложенных обломочным кварцем. Несмотря на то что обычно эта порода сцементирована кварцем и является по характеру типично «кварцитовой», она часто содержит и некоторое количество карбонатного цемента; по мере увеличения этого силикатного материала ортокварцит становится менее компетентным. Этот термин при его употреблении был распространен на все уплотненные или, наоборот, рыхлые песчаники, в которых содержание обломочного кварца составляет 95% и более [66]. *Синонимы:* кварцевый аренит, кварцитовидный песчаник [48], осадочный кварцит, а также кварцевый песчаник [48], который содержит 95% и более кварца, но не сцементирован кремнеземом.

**Паракварцит** (paraquartzite [77]) — настоящий кварцит, возникший при метаморфизме песчаника под воздействием температуры и давления. *Синоним:* метакварцит.

**Параренит** (pararenite [55]) — аренит с обломочным матриксом, количество которого колеблется от 15 до 70%; приставка «пара» может употребляться с другими терминами, например паралитит. Мы предложили бы употреблять эту приставку для любого песчаника, богатого матриксом, все равно, каким именно обломочным или диагенетическим.

**Песок** (sand). 1. Несвязанный зернистый материал определенного размера (обычно от 1/16 до 2 мм в диаметре). Может иметь органогенное, хемогенное, вулканическое или обломочное происхождение; характеризуется широкими вариациями таких компонентов, как содержания $CaCO_3$, $SiO_2$, $CaSO_4 \cdot H_2O$ и др. 2. Обломочный материал с определенными размерами. 3. Термин, применяемый к кремнеземистым обломочным отложениям, сложенным преимущественно частицами кварца. 4. Материал, имеющий конечную скорость падения меньшую, чем скорость течения восходящих потоков, а начальную — такую, что зерна, лежащие на поверхности, перестают двигаться под влиянием и прямого давления жидкости, и ударов других движущихся зерен [4]. 5. Термин, применяемый при бурении для нефтеносных горизонтов. Многие определения придают особое значение «водной обработке», «фрагментации», «кластичности» и «детритовидности». Однако многие пески не обработаны водой, например дресва, другие не являются обломочными, например оолитовые пески, третьи не содержат кремнезема, например гипсовые пески, а четвертые не являются детритовыми, например коралловый песок.

**Песчаная порода** (sand rock [77]) — рыхлый или слабо сцементированный песок. Также народное название в Аппалачах.

**Песчаник** (sandstone) — определен Лайелем [54] как «любая порода, представляющая собой сцементированный песок, в котором зерна состоят из известкового, кварцевого или любого другого материала». Практически только уплотненные кварцсодержащие пески называются песчаниками. Сцементированный известковый песок должен быть назван известняком.

**Плагиоклазовый аркоз** (plagioclase arkose [27]) — аркоз, в котором полевой шпат представлен главным образом плагиоклазом.

**Плывун** (quicksand) — средне-, и тонкозернистые пески, содержащие большое количество воды и легко поддающиеся давлению или весу, в результате чего легко засасывают проходящих по ним людей или животных. Могут внедряться в трещины.

**Полевошпатовая вакка** (feldspathic wacke [83] — вакка, содержащая от 10 до 25% полевого шпата (вакка с содержанием полевого шпата более 25% называется «аркозовой ваккой»).

**Полевошпатовая грауваккa** (feldspathic graywacke). 1. Грауваккa, содержащая заметное количество полевого шпата. 2. Грауваккa, в которой полевого шпата содержится больше, чем обломков пород [65]. *Синонимы:* грауваккa высокого ранга [50], полевошпатовая вакка и аркозовая вакка — т. е. аркозы со значительным содержанием матрикса [83].

**Полевошпатовый аренит** (feldspathic arenite [83]) — полевошпатовый песчаник, содержащий 10—25% обломочного полевого шпата, а также подчиненное количество обломков пород.

**Полевошпатовый литаренит** (feldspathic litharenite [56]) — лититовый аренит, содержащий заметные количества полевого шпата (более 10%).

**Полевошпатовая литвакка** (feldspathic lithwacke [11]) — в большинстве случаев лититовая грауваккa (более 15% матрикса), в которой содержание обломков пород выше, чем полевого шпата, причем последний слагает 10% или более песчаной фракции.

**Полевошпатовый песчаник** (feldspathic sandstone). 1. Любой песчаник, содержащий заметное количество полевого шпата; может включать аркозы, некоторые грауваккi и т. д. 2. Песчаник, содержащий от 10 до 25% полевого шпата, с малым количеством матрикса [64]. Синоним: субаркоз.

**Полевошпатовый полилитаренит** (feldspathic polylitharenite [27]) — полилитаренит, содержащий заметное количество полевого шпата (более 10%).

**Полевошпатовый сублитаренит** (feldspathic sublitharenite [56]) — лититовый субаркоз.

**Протокварцит** (protoquartzite). Этот термин, впервые предложенный Крыниным [62], никогда не был по-настоящему определен. Является членом серии «грауваккa низкого ранга» — кварцевая грауваккa — грауваккa — протокварцит — ортокварцит, откуда подразумевается, что он является песчаником с заметным, но не преобладающим количеством частиц обломочных пород и с исчезающим количеством полевого шпата. По Петтиджону [65], это песчаник, содержащий от 5 до 25% частиц пород, являющийся разновидностью лититового песчаника. Количество частиц пород преобладает над полевым шпатом. *Синоним:* сублитаренит [56].

**Псаммит** (psamite (-yte)) — от греческого psammos — песок; прилагательное — псаммитовый. 1. Название, ранее употреблявшееся в Европе для тонкозернистых глинистых песчаников, в которых составляющие их зерна едва различаются невооруженным глазом [59]. 2. Обычно употребляется для обозначения песчаников вне зависимости от их состава. *Синонимы:* аренит, песчаник. *Примечание:* Тиррелл [80] предлагал применять термин «псаммитовый» только к метаморфическим породам; латинский термин «аренитовый» должен применяться только к осадочным породам; греческий термин должен применяться только для отвердевших и измененных пород, вне границ, подразумеваемых латинским термином.

**Редстон** (redstone [52]) — кирпично-красный, глинистый песчаник, состоящий из угловатых зерен кварца слюды и полевого шпата, погруженных в матрикс, сложенный красной гематитовой глиной. Порода получила название по холму Редстон, к юго-западу от Саутингтона, штат Коннектикут, США. Железистая аркозовая вакка.

**Седаренит** (sedarenite [27]) — лититовый аренит, в котором частицы пород имеют осадочное происхождение; противопоставляется вулканическому арениту и филларениту, в котором преобладают обломки метаморфических пород.

**Силикаренит** (silicarenite (—yte) [33, 34]) — чисто кремневый песок, или аренит, подобный песчанику Сент-Питер.

**Сланцевая вакка** (schist wacke [83]) — лититовая вакка со значительным содержанием метапелитовых частиц (аспидных сланцев, филлитов, кристаллических сланцев).

**Сланцевый аренит** (schist arenite) — термин, приписываемый Нопфу [см. 47], обозначает песчаники, содержащие большие количества частиц метаморфических пород (кристаллических сланцев и филлитов); особый вид лититового аренита.

**Спарагмит** (sparagmite [7]) — название применяется к грубым докембрийским аркозам Норвегии и Швеции.

**Субаркоз** (subarkose [65]) — песчаник, содержащий 5—25% неустойчивых компонентов; полевой шпат преобладает над частицами пород, полевошпатовый песчаник, в котором полевого шпата меньше, чем в нормальном аркозе.

**Субаркозовая вакка** (subarkose wacke [11]) — главным образом вакка, содержащая 5—25% полевого шпата (матрикса $>15\%$); разновидность полевошпатовой грауваккi. *Синоним:* полевошпатовая вакка [83].

**Субграувакка** (subgraywacke [64]). 1. Песчаник (вакка), содержащий более 20% матрикса и менее 10% полевого шпата [64], по существу кварцевая вакка. 2. Песчаник, содержащий менее 15% матрикса и более 25% неустойчивых зерен, в которых количество частиц пород преобладает над полевым шпатом; по существу лититовый аренит [65]. Субграувакка внешне схожа с грауваккой главным образом по своему цвету и содержанию обломочных частиц, однако, как это было отмечено в пункте 2, в ней нет матрикса.

**Сублитаренит** (sublitharenite [56]) — порода, аналогичная субаркозу, однако содержащая обломки пород вместо полевого шпата; 5—25% обломков пород, 0—10% полевого шпата, 65—95% кварца. *Синоним:* протокварцит.

**Сублитвакка** (sublithwacke [11]) — вакка, содержащая 5—25% обломочных частиц пород; сублитаренит, в котором более 15% матрикса.

**Субполевошпатовая лититовая вакка** (subfeldspathic lithic wacke [83]) — лититовая вакка, содержащая менее 10% полевого шпата. Разновидность полевошпатовой грауваккi. *Синоним:* субаркозовая вакка [11].

**Субполевошпатовый лититовый аренит** (subfeldspathic lithic arenite [83] — аренит, содержащий 10% или менее полевого шпата, а обломков пород более 10%.

**Субфилларенит** (subphyllarenite [27]) — сублитаренит с обломками метапелитовых пород.

**Туфогенный песчаник** (turffaceous sandstone) — песчаник, целиком сложенный материалом пирокластического происхождения или содержащий значительные его количества.

**Углистый песок** (carbonaceous sand) — любой песчаник, содержащий значительные количества обломочного углистого вещества, обломки древесины.

**Флагстон** (flagstone) — песчаник-плитняк. Термин применяется к тонкослоистым, легко раскалывающимся песчаникам, плитки которых пригодны для мощения дорог. Известковистый песчаник, легко раскалывающийся вдоль слюдистых прослоев [81].

Тонкослоистый глинистый песчаник, употребляемый главным образом для мощения дорог [68].

**Филларенит** (phyllarenite [27]) — по существу лититовый аренит, характеризующийся большим количеством обломков слабо метаморфизованных пород глинистого состава: аспидные сланцы, филлиты, слюдяные сланцы. *Синоним:* большинство так называемых «граувакк низкого ранга» Крынина и Фолка.

**Флишевый песчаник** (flysh sandstone) — песчаник, характерный для флишевых фаций; главным образом в турбидитах, обычно грауваккa в более древних системах.

**Франгит** (frangite [67]) — от латинского frango — разбиваться. Любые осадочные породы, возникшие в результате дезинтеграции изверженных пород, но без их разложения и существенной механической сортировки; включают в себя аркозы, граувакки, крупнозернистые песчаники (гриты) и их метаморфические производные.

**Фристон** (freestone). 1. Любая порода, легко поддающаяся обработке из-за очень рыхлой структуры. 2. Любая порода, например песчаник, которая может быть легко обработана или в которой легко проходятся горные выработки; в особенности та порода, которая легко колется в любом направлении. 3. Однородный толстослоистый песчаник, с несколькими разделяющими его трещинами; реже известняк аналогичного типа [81].

**Черный песок** (black sand) — термин применяется для обозначения магнетитовых или ильменитовых песков, обычно образующих россыпеподобные залежи на пляжах, обогащенных магнетитом или ильменитом.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Allen J. R. L.,* Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. Journ. Sed. Petrology, **32**, 657—697, 1962.
2. *Allen V. T.,* Terminology of medium-grained sediments, in: Rept. Comm. Sedimentation, Nalt. Research Council, 1935—36, 18—47, 1936.
3. *van Andel T. H.,* Origin and classification of Cretaceous, Paleocene, and Eocene sandstones of western Venezuela, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 734—763, 1958.
4. *Bagnold R. A.,* The physics of blown sand and desert dunes, 265 p., London, Methuen, 1941.
5. *Barton D. C.,* The geological significance and classification of arkose deposits, Journ. Geol., **24**, 417—449, 1916.
6. *Bastin E. S.,* Chemicsal composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments, Journ. Geol., **17**, 445—472, 1909.
7. *Blaas J.,* Katechismus der Petrographie, 2nd ed., 242 p., Leipzig, J. J. Weber, 1898.
8. *Boggs S., Jr.,* A numerical method for sanstone classification, Journ. Sed. Petrology, **37**, 548—555, 1967.
9. *Bokman J.,* Sandstone classification in relation to composition and texture, Journ. Sed. Petrology, **25**, 201—206, 1955.
10. *Brongiart A.,* L'arkose, caractères minéralogiques et histoire géognostique de cette roche, Paris, Ann. Sci. naturelles, **8**, 113—163, 1826.
11. *Cassyhap S. M.,* On the classification of argillaceous sandstone, Ann. Geol. Dept., Aligarh Muslim Univ., **3**, 48—50, 1967.
12. *Cayeux L.,* Les roches sédimentaries de France — roches siliceuses, 774 p., Paris, Impr. Nationale, 1929.
13. *Cháb J.,* Poznámka ki klasifikaci psamitů (Note on the classification of psammites), Věst. Ústred ust. geol. Ceshost, **42**, 225—227, 1967.
14. *Chang Shih-Chicao,* A new sandstone classification scheme, Geol. Soc. China, Proc., № 10, 107—114, 1967.
15. *Chen P. Y.,* A modification of sandstone classification, Journ. Sed. Petrology, **38**, 54—60, 1968.
16. *Crook A. W.,* Classification of arenites, Am. Journ. Sci., **258**, 419—428, 1960.
17. *Cummunins W. A.,* The graywacke problem, Liverpool and Manchester Geol. Journ., **3**, 51—72, 1962.
18. *Dapples E. C., Krumbein W. C., Sloss L. L.,* Petrographic and lithologic attributes of sandstones, Journ. Geology, **61**, 291—317, 1953.
19. *Dott R. L., Jr.,* Wacke, graywacke and matrix — What approach to immature sandstone classification? Journ. Sed. Petrology, **34**, 625—632, 1964.
20. *Eisbacher G.,* Über Merkmalsabhängigkeit bei der Klassifikation von Sandsteinen (gezeigt am Beispiel des alpinen Buntsandsteins), Neues Jahrb. Mineral. Monat., № 6, 161—165, 1964.
21. *Fischer G.,* Die Petrographie der Grauwacken, Jahr. preuss. geol. Landesanstalt, **54**, 320—343, 1933.

22. *Fisher R. V.,* Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1409—1414, 1961.
23. *Folk R. L.,* The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature, Journ. Geol., **62**, 344—359, 1954.
24. *Folk R. L.,* The role of texture and composition in sandstone classification, Journ. Sed. Petrology, **26**, 166—171, 1956.
25. *Folk R. L.,* Practical petrographic classification of limestones, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **43**, 1—38, 1959.
26. *Folk R. L.,* Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in: *Pray L. C., Murray R. C.,* eds., Dolomitization and limestone diagenesis, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub., **13**, 14—18, 1965.
27. *Folk R. L.,* Petrology of sedimentary rocks, 170 p., Austin, Texas, Hemphill's, 1968.
28. *Füchtbauer H.,* Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine, Erdöl und Kohle, **12**, 605—613, 1959.
29. *Füchtbauer H.,* Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen, Eclogae geol. Helvetiae, **57**, 157—298, 1964.
30. *Füchtbauer H.,* Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen, Geol. Rundschau, **56**, 266—300, 1967.
31. *Fujii K.,* Petrography of the Upper Paleozoic sandstones from the Yatsuchiro area, Kyusha, Mem. Fac. Sci., Kyusha Univ., Ser. D., 179—218, 1962.
32. *Geike A.,* Textbook of geology, 971 p., London, Macmillan, 1882.
33. *Grabau A. W.,* On the classification of sedimentary rocks, Am. Geologist, **33**, 228—247, 1904.
34. *Grabau A. W.,* Principles of stratigraphy, 1185 p., New York, A. G. Seiler and Co., Reprinted 1960 by Dover Publications, New York.
35. *Grabau A. W.,* Textbook of geology, Part I, 864 p., Boston, Heath, 1920.
36. *Grout F. F.,* Petrography and petrology, 522 p., New York, McGraw Hill, 1932.
37. *Ham W. E.,* ed., Classification of carbonate rocks — a symposium, Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., **1**, 279 p., 1962.
38. *Holmes A.,* The nomenclature of petrology, 284 p., London, Murby and Co., 1920.
39. *Hubert J. F.,* Petrology of the Fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado, Colorado School Mines Quart., **55**, 242 p., 1960.
40. *Hubert J. F.,* Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents, Journ. Geol., **72**, 757—785, 1964.
41. *Humble W.,* Dictionary of geology and mineralogy, 279 p., London, H. Washbourne 1840.
42. *Klein G. de Vries,* Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature, 1940—1960, Geol. Soc. Am. Bull., **74**, 555—576, 1963.
43. *Konta J.,* Problem of the quantitative petrological classification in the rock series arkose-graywacke-quartz sandstone-clay shale, Contr. Mineral. and Petrol., **19**, 125—132, 1968.
44. *Коссовская А. Г.,* К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу, Уч. зап. Ленингр. гос. унив., **310**, сер. геол., № 12, 1962.
45. *Krumbein W. C., Sloss L. L.,* Stratigraphy and sedimentation, 491 p., San Francisco, Freeman 1951.
46. *Krumbein W. C., Sloss L. L.,* Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed., 660 p., San Francisco, Freeman, 1966.
47. *Krynine P. D.,* Petrography and genesis of the Siwalik series, Am. Journ. Sci., ser. 5, **34**, 422—44, 1937.
48. *Krynine P. D.,* Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, Pennsylvania State College Bull., **29**, 134 p., 1940.
49. *Krynine P. D.,* Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., **52**, 1915, 1941.
50. *Krynine P. D.,* Sediments and the search for oil, Producers Monthly, **9**, 12—22, 1945.
51. *Krynine P. D.,* The megascopic study and field classification of sedimentary rocks, Journ. Geol., **56**, 130—165, 1948.
52. *Kryninie P. D.,* Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut State Geol. Nat. Hist. Survey, Bull., **73**, 247 p., 1950.
53. *Lasius G. S. O.,* Beobachtungen über das Harzgebirge mit Karte, Hannover, 1789.
54. *Lyell Ch.,* Principles of geology, 3, appendix and glossary, 398 p., London, Murray, 1833.
55. *Marchese H. G., Garrasino C. A. F.,* Clasification descriptiva de areniscas, Rev. Assoc. Geol. Argentina, **24**, 281—286, 1969.
56. *McBridge E. F.,* A classification of common sandstones, Journ. Sed. Petrology, **33**, 664—669, 1963.

57. *Michot P.,* Classification et terminologie des roches lapidifiées de las série psammito-pélitique, Ann. Soc. géol. de Belgique, **81**, 311—342, 1958.
58. *Okada H.,* Non-greywacke «turbidite» sandstones in the Welsh geosyncline, Sedimentology, **7**, 211—232, 1966.
59. *Oldham T.,* Geological glossary, for the use of students, 62 p., London, Edward Stanford, 1879.
60. *Packham G. H.,* Sedimentary structures as an important feature in the classification of sandstones, Am. Journ. Sci., **252**, 466—476, 1954.
61. *Page D.,* Handbook of geological terms, geology and physical geography, 2nd ed., 506 p., Edinburgh — London, Blackwood, 1865.
62. *Payne T. G. and oth.,* The arctic slope of Alaska, U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investig. Map OM 126, sheet 2, 1952.
63. *Пейх В.,* Классификация песчаников по вещественному составу, Вестн. МГУ, геология, № 1, 87—90, 1969.
64. *Pettijohn F. J.,* Sedimentary rocks (1st ed.), 526 p., New York, Harper, 1949.
65. *Pettijohn F. J.,* Classification of sandstones, Journ. Geol., **62**, 360—365, 1954.
66. *Pettijohn F. J.,* Sedimentary rocks (2nd ed.), 718 p., New York, Harper, 1957.
67. *Pettijohn F. J., Potter P. E.,* Atlas and glossary of primary sedimentary structures, 370 p., Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1964.
68. *Ries H.,* Economic geology, 589 p., New York, John Wiley and Sons, 1910.
69. *Roberts G.,* Etymological and explanatory dictionary of the terms and language of geology, 139 p., London, Longmans, 1839.
70. *Rodgers J.,* The nomenclature and classification of sedimentary rocks, Am. Journ. Sci., **248**, 297—311, 1950.
71. *Sahu B. K.,* Classification of common sandstones, Punjab Univ. Research Bull., **16**, N. S. 315—322, 1965.
72. *Шутов В. Д.,* Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород, Литология и полезн. ископ., **1**., 1965
73. *Шутов В. Д.*. Классификация песчаников, Литология и полезн. ископ., 5, 1967.
74. *Tallman S. F.,* Sandstone types, their abundance and cementing agents, Journ. Geol., **57**, 582—591, 1949.
75. *Теодорович Г. И.,* Расширенная классификация песчаников по вещественному составу, Изв. АН СССР, сер. геол., **6**, 1967.
76. *Thomas H. H.,* Refractory materials, Mem. Geol. Survey, Spec. Rept., Min. Resources Great Britain, **6**, 241 p., 1918; **16**, 159 p., 1920.
77. *Tieje A. J.,* Description and naming of sedimentary rocks, Journ. Geol., **29**, 650—666, 1921.
78. *Travis R. B.,* Nomenclature for sedimentary rocks, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **54**, 1095—1107, 1970.
79. *Twenhofel W. H.,* Treatise on sedimentation (2nd ed.), 926 p. Baltimore, Williams and Wilkins, 1932.
80. *Tyrrell G. W.,* Some points in petrographic nomenclature, Geol. Mag., **58**, 501—502, 1921.
81. *Tyrrell G. W.,* The principles of petrology, 349 p., New York, Dutton, 1926.
82. *Wang Chao-Siang,* On the occurrence of quartz wacke and its bearing on the problems of sandstone classification, Geol. Soc. China Proc., **10**, 99—106, 1967.
83. *Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.,* Petrology, 406 p., San Francisco, Freeman, 1954.

## Глава 6

# ПЕТРОГРАФИЯ ОБЫКНОВЕННЫХ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНИКОВ

### ВВЕДЕНИЕ

В изучении тела или формации песчаников наступает такое время, когда необходимо рассмотреть породы, слагающие это образование. Недостаточно измерить стратиграфический разрез, проследить границы данного песчаника или даже исследовать его текстуры в поле и закартировать создавшие их палеотечения, нельзя игнорировать и сами породы, слагающие формацию. Детальное изучение этих пород невозможно без изучения под микроскопом прозрачных шлифов. Такое исследование проводится не для того, чтобы классифицировать породу или дать ей название, а для того, чтобы понять ее. Необходимо знать, из каких видов и классов минералов она состоит и как они в ней объединяются. Петрографические исследования могут существенно расширить наше понимание геологической истории, помочь в решении вопроса о происхождении породы (в совокупности с данными о палеотечениях), указать на вероятные материнские породы, равно как и области питания, помочь в определении различий в условиях осадконакопления, разгадать природу структуры и пористости пород, а также пролить свет на диагенетическую историю, в том числе на изменение зерен и процессы цементации, которые коренным образом преобразуют пористость и проницаемость пород.

В задачи этой главы входит: 1) *описать* главные семейства песчаников и некоторые наиболее важные виды в каждой группе и подчеркнуть некоторые проблемы их происхождения; 2) суммировать все, что известно об их *относительной распространенности;* 3) рассмотреть важнейшие теории *петрогенеза песчаников.*

Мы сгруппировали песчаники в генетические классы (см. гл. 5), исходя из степени зрелости пород, которая отражается в их составе и сортировке. Различают следующие классы: 1) незрелые песчаники, т. е. наименее измененные остаточные продукты, близкие по составу к материнским породам; 2) зрелые песчаники, наиболее близкие к теоретическому конечному продукту выветривания; 3) различные гибридные типы, такие, как туфогенные песчаники, и другие гибриды со значительным количеством песка, сформированного химическими или биохимическими процессами; 4) немногие редкие типы песков, которые не входят ни в одну из перечисленных категорий.

Петрография песчаников в значительной мере определяется областью питания (фиг. 6-1). В частности, особенности незрелых песков контролируются прежде всего природой материнских пород. Конечным источником большинства песков, несомненно, являются кварцсодержащие плутонические породы, среди которых типичные граниты и кварцевые монцониты, метаморфические породы, богатые полевыми шпатами, такие, как гнейсы, и кристаллические сланцы и гранулиты. Крупный класс песков, весьма обогащенных полевыми шпатами, — *аркозы* — является непосредственным продуктом этих пород. Пески, богатые ча-

Фиг. 6-1. Происхождение и эволюция некарбонатных песков.

стицами горных пород, — *лититовые аренитыи* — формируются за счет супракрустальных пород, более древних осадков (песчаников, глинистых сланцев и известняков), их метаморфических эквивалентов и эффузивных вулканических пород.

Влияние области питания меньше всего сказывается на зрелых песках — кварцевых аренитах (ортокварцитах), которые больше других приближаются к общему конечному типу. Для определения непосредственного или отдаленного источника питания этих песков требуется большой опыт.

Наконец, все пески подвергаются диагенетическим изменениям, которые приводят к многообразию цементирующих агентов. В некоторых песках эти изменения ведут к разрушению части структурообразующих элементов и к формированию матрикса. Формирование матрикса сопровождается альбитизацией полевых шпатов и другими изменениями, достаточно глубокими для того, чтобы образовать особый класс пород — *граувакки*.

## ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПЕСКИ И АРКОЗЫ

**Определения.** Термин «аркоз» был, по-видимому, впервые употреблен Броньяром, который в 1826 г. применил это название для некоторых песчаников провинции Овернь, Франция, сложенных главным образом кварцем и полевым шпатом [162]. К второстепенным компонентам относится глина, обычно каолинитовая, и слюды. Позднее аркозом стали называть «песчаник, обычно возникающий при разрушении кислых изверженных пород с гранитоидной структурой и содержанием полевых шпатов 25% или более» [5]. В большинстве ранних определений особое значение придавалось грубозернистости аркоза и его сходству с гранитами, из которых эти пески предположительно возникали.

Все эти определения в какой-то мере несовершенны. Граувакки также могут содержать 25% и более полевого шпата. Некоторые исследователи применяли термин «аркоз» в том случае, когда полевой шпат был достаточно заметен в породе и легко определялся невооруженным глазом. Такие породы могут содержать 20% или несколько менее полевого шпата [23]. Кроме того, определения, основанные на заключениях об источнике материала, всегда трудно применимы хотя бы потому, что полевой шпат в аркозах, во многих случаях слагающий от 40 до 50%

породы, не всегда представлен типичным калиевым полевым шпатом (микроклином), гранитное происхождение которого кажется бесспорным; известны аркозы со значительным, а изредка и преимущественным содержанием плагиоклаза.

Хотя единое мнение о минимальном количестве полевого шпата в песчанике, необходимом для того, чтобы эта порода называлась аркозом, отсутствует, чаще всего указывают цифру 25%. Крынин [117] предлагал 30%, однако позднее он стал считать *средним* содержанием 25% полевого шпата и некоторые породы с содержанием полевого шпата меньше 20% также называл полевошпатовыми аркозами. Конечно, естественной границы не существует, однако, поскольку песчаники с содержанием полевого шпата около 25% и более легко отличимы в полевых условиях, именно это обстоятельство определяет выбор. Поскольку термин *полевошпатовый песчаник* относится к любому песчанику с заметным содержанием полевого шпата, то он охватывает и аркозы, и граувакки. Этот же термин использовался для обозначения класса песчаников менее полевошпатовых, чем аркозы, но с более высоким содержанием полевых шпатов, чем в обычных песчаниках. Для группы песков (10—25% полевого шпата), обычно лишенных обломков пород, был предложен термин *субаркоз* [63, 169]. Термин *аркоз* был переопределен как песок, содержащий 25% и более неустойчивых компонентов (обломки пород и полевой шпат), среди которых полевой шпат составляет половину или более [171b]. Согласно этому определению, минимальное содержание полевого шпата в аркозе составляет 12,5%. Субаркозы, определенные по этому же принципу и имеющие от 10 до 25% неустойчивых компонентов, среди которых преобладает полевой шпат, должны содержать не менее 5% последнего.

**Общее описание.** Типичный аркоз представляет собой грубозернистую породу, состоящую из кварца и полевого шпата. Полевой шпат придает породе розовый цвет. Хотя обычные аркозы имеют цвет от розоватого до красноватого, некоторые из них, образовавшиеся в результате разрушения гранитов или гнейсов с серым либо белым полевым шпатом, могут иметь серую или белую окраску, которая обычно становится еще более светлой в обнажениях.

Некоторые аркозы ассоциируют со слоями красноцветов, однако не следует путать эти породы друг с другом.

Во многих случаях аркозовые слои массивны, грубозернисты, окрашены в розовый цвет и напоминают граниты, из которых они, вероятно, образовались. Действительно, некоторые аркозы представляют собой не что иное, как залегающие *in situ* разрушенные и выветрелые граниты. В переотложенных аркозах, наоборот, обычно проявляется стратификация, иногда четко выраженная косая слоистость, несколько лучшая окатанность зерен и более высокое содержание кварца.

Преобладающим минералом аркозов, так же как и большинства песчаников, является кварц, хотя в исключительных случаях полевого шпата может быть по объему больше, чем кварца (табл. 6-1). В грубозернистых разностях значительное количество крупных обломков представлено поликристаллическим кварцем и полиминеральными зернами из кварца в срастании с полевым шпатом. Зерна обычно имеют неправильную форму и плохо окатаны.

Полевой шпат, за редкими исключениями, представлен калиевым полевым шпатом, обычно микроклином. Он бывает как абсолютно свежим, так и выветрелым (каолинизированным), возможно присутствие и того, и другого вместе. В аркозах с карбонатным цементом в полевом шпате обнаруживается разная степень замещения: зерна с корродированными краями — изолированные, но ориентированные реликты —

Таблица 6-1

**Минеральный состав аркозов и субаркозов (%)**

| | *А* | *Б*[1] | *В* | *Г* | *Д* | *Е*[1] | *Ж* | *З* | *И* | *К* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Кварц | 60 | 57 | 57 | 71 | 60 | 35 | 37,7 | 57 | 51 | 53,1 |
| Микролин | 34 | 35[2] | 27 | 25 | 13 | 59[2] | 0,7 | 24 | 30 | 18,5 |
| Плагиоклаз | — | | 1 | | | | 45,4 | 6 | 11 | 0,4 |
| Слюды | — | — | — | — | 14 | — | 4,2 | 3 | 1 | 6,9 |
| Глина | — | — | — | — | 5 | — | 12,0 | 9 | 7 | 17,0 |
| Карбонат | — | М[3] | — | — | — | 2 | — | М[3] | М[3] | — |
| Прочие | 6[4] | 8[5] | 14 | 4 | 8 | 4[5] | — | 1 | — | 4,1 |

[1] Нормативный или расчетный состав. [2] Модальный полевой шпат; у Макки дано соответственно 55 и 60%. [3] «Мало» — меньше 1%. [4] Хлорит. [5] Окислы железа (гематит) и каолин.

*А* — спарагмит (докембрий), Норвегия [12].
*Б* — торридонский песчаник (докембрий), Шотландия [136].
*В* — иотнийский песчаник (докембрий), Сатакунта, Финляндия [194].
*Г* — субаркоз из песчаников Потсдам (кембрий), штат Нью-Йорк, США [221].
*Д* — субаркоз из песчаников Ламотт (кембрий), Миссури, США [157].
*Е* — нижний древний красный песчаник (девон), Шотландия [136].
*Ж* — аркоз (пермь), Овернь, Франция [100].
*З* — палевый аркоз (триас), Коннектикут, США [123].
*И* — красный аркоз (триас), Коннектикут, США [123].
*К* — аркоз (олигоцен), Овернь, Франция [100].

полностью замещенные зерна. Обычна каолинизация, либо предшествующая отложению, либо следующая за ним. В некоторых пористых аркозах полевые шпаты обрастают вторичной прозрачной каймой. Если эта кайма развивается вокруг замутненных краев обломочных ядер, изменение последних произошло, несомненно, до отложения.

Для аркозов характерно присутствие большого количества обломков слюд—мусковита и биотита (в том числе хлоритизированного). Чешуйки слюды, как правило, значительно крупнее ассоциирующих с ними обломков кварца и полевого шпата, имеют тенденцию располагаться параллельно слоистости и, следовательно, друг другу. Чешуйки бывают изогнуты или деформированы давлением прилегающих зерен. Биотит обычно измененный и окисленный, реже хлоритизированный. Мафические минералы, за исключением биотита, отсутствуют, что свидетельствует об их полном уничтожении в результате химического выветривания.

Аркозовые песчаники, образованные за счет разных источников питания, могут содержать обломки пород и постепенно переходить в грубые лититовые арениты.

Некоторые аркозы содержат глинистый матрикс, обычно каолинитовый и ожелезненный. Однако в других разностях такого матрикса мало и они обычно сцементированы карбонатом. В древнейших аркозах обнаруживается вторичное обрастание зерен кварца и полевого шпата и, если подобное увеличение зерен достигает возможного предела, то возникшая порода так похожа на гранит или гранито-гнейс, что может быть ошибочно принята за них в небольших обнажениях. Это особенно часто наблюдается в некоторых докембрийских толщах.

Поскольку аркозы обычно формируются за счет богатых калием гранитоидных пород, они образуют химически гомогенную группу, как это показывают представительные анализы (табл. 6-2). Аркозы, так же как и их материнские породы, богаты $Al_2O_3$ и $K_2O$, причем в отличие от граувакк содержание последнего обычно превышает содержание $Na_2O$ (фиг. 6-2). Большинство аркозов вследствие своего скорее субаэрального, чем подводного происхождения содержат избыток $Fe_2O_3$ над FeO, что отличает их от граувакк. В аркозах с карбонатным цементом возрастает содержание CaO и $CO_2$.

Таблица 6-2

**Химические анализы аркозов и субаркозов**
(по Петтиджону [173], с добавлениями)

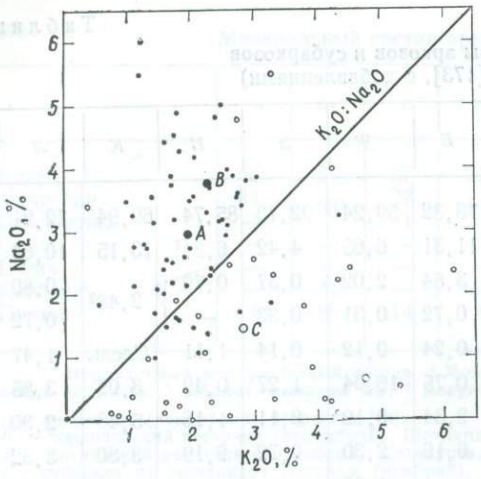
| | *А* | *Б* | *В* | *Г* | *Д* | *Е* | *Ж* | *З* | *И* | *К* | *Л* | *М* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 79,30 | 75,80 | 80,89 | 87,02 | 92,60 | 73,32 | 59,24 | 92,13 | 85,74 | 69,94 | 72,21 | 76,6 |
| $Al_2O_3$ | 9,94 | 11,74 | 7,57 | 2,86 | 3,52 | 11,31 | 6,65 | 4,42 | 6,84[1] | 13,15 | 10,69 | 12,4 |
| $Fe_2O_3$ | 1,00 | 0,59 | 2,90 | 0,49 | 0,44[2] | 3,54 | 2,02 | 0,37 | 0,79 | 2,48[2] | 0,80 | 0,7 |
| FeO | 0,72 | 1,31 | 1,30 | 0,28 | | 0,72 | 0,31 | 0,33 | — | | 0,72 | 0,2 |
| MgO | 0,56 | 0,54 | 0,04 | 0,20 | 0,04 | 0,24 | 0,12 | 0,14 | 1,11 | Следы | 1,47 | 0,3 |
| CaO | 0,38 | 1,41 | 0,04 | 3,41 | 0,06 | 0,75 | 16,04 | 1,27 | 0,49 | 3,09 | 3,85 | 0,4 |
| $Na_2O$ | 2,21 | 2,40 | 0,63 | 0,00 | 2,93 | 2,34 | 0,19 | 0,11 | 1,16 | 5,43 | 2,30 | 0,3 |
| $K_2O$ | 4,32 | 4,51 | 4,75 | 1,98 | | 6,16 | 2,30 | 0,72 | 2,19 | 3,30 | 3,32 | 3,8 |
| $H_2O^+$ | 0,55 | 0,86 | 1,11 | — | 0,17 | 0,30 | 1,26 | — | — | — | 1,46 | 2,7 |
| $H_2O^-$ | 0,41 | 0,03 | | — | | | — | — | — | — | 0,08 | |
| $TiO_2$ | 0,22 | 0,15 | 0,40 | — | — | — | — | — | 0,38[3] | — | 0,22 | 0,6 |
| $P_2O_5$ | 0,05 | 0,60 | — | — | 0,02 | — | — | — | 0,01 | — | 0,10 | 0,2 |
| MnO | 0,02 | 0,05 | — | — | — | — | 0,50[4] | 0,24[4] | — | 0,70 | 0,22 | — |
| $CO_2$ | — | Следы | — | — | 0,06 | 0,92 | 12,16 | Нет | — | — | 2,66 | — |
| П. п. п. | — | — | — | 3,35 | — | — | — | 0,42 | 1,12 | 1,01 | — | — |
| Сумма | 99,68 | 99,99 | 99,63 | 99,65[5] | 99,84 | 99,60 | 100,79 | 100,15 | 99,83 | 99,10 | 100,10[6] | 100,6 |

[1] Содержит $MnO_2$. [2] Суммарное железо. [3] Содержит $ZrO_2$ и $V_2O_5$. [4] Приведено как $MnO_2$.
[5] Включает 0,06% S. [6] Сумма в оригинале — 99,90.

*А* — иотний (докембрий), Кёйлио, Муурунмяки, Финляндия. Аналитик Виик [см. 194]. 44% нормативных полевых шпатов.
*Б* — торридонский песчаник (докембрий) Кинлок. Скай, аналитик Керр [108]. 53% нормативных полевых шпатов.
*В* — спарагмит (нижний кембрий), Энгердален, Норвегия [12]. 33,5% нормативных полевых шпатов.
*Г* — известковистый субаркоз (кембрий или ордовик), округ Бастард, Онтарио, Канада [107]. Около 12% полевых шпатов и 7% кальцита.
*Д* — субаркоз из песчаников Потсдам (кембрий), штат Нью-Йорк, аналитики Элмор и Уайт. 17% нормативных полевых шпатов [221].
*Е* — нижний древний красный песчаник (девон), Фойерс, Лох-Несс, Шотландия [136]. 52% нормативных полевых шпатов.
*Ж* — известковый аркоз из древнего красного песчаника (девон), Ред-Крагс, Фохаберс-он-Спей, Шотландия [136]. 16% нормативных полевых шпатов и 28% нормативного кальцита.
*З* — субаркоз из песчаников Розбрей (девон), Розбрей, Элгин, Шотландия [136]. Около 12% нормативных полевых шпатов.
*И* — субаркоз из группы Уайтхорс (пермь), Канзас [202].
*К* — песчаники Портленд (группа Ньюарк, триас), Портленд, Коннектикут [149]. 74% нормативных полевых шпатов.
*Л* — молассовый аркоз (олигоцен), Унтерегери, кантон Цуг, Швейцария, аналитик де Кервен [156].
*М* — аркоз (олигоцен), Оверн, Франция [100]. 19% полевых шпатов.

**Разновидности и типы аркозов.** Мы следуем мнению, высказанному Гилбертом [222], и различаем среди аркозов пески с небольшим количеством матрикса — *аркозовые арениты* и пески со значительным содержанием глины — *аркозовые вакки*. Последние можно спутать с полевошпатовыми граувакками, хотя их в общем отличает преобладание натриевого полевого шпата над калиевым и обогащенность матрикса хлоритом, а не глиной (или серицитом), а следовательно, более темная окраска, чем у аркозовых вакк.

Некоторые из аркозовых вакк образовались *in situ* в результате дезинтеграции гранита и связанных с ним пород. Подобный материал называется дресвой. Дресва имеет минеральный состав, подобный составу материнских пород. Хотя дресва и не сортирована агентами переноса, она имеет типичное для закона Розина распределение зерен по вели-




Фиг. 6-2. Отношение $Na_2O/K_2O$ в аркозах и граувакках.

Сплошные черные кружки — граувакки, незакрашенные кружочки — аркозы. *A* — средняя граувакка; *B* — средняя проба граувакки из Новой Зеландии [176]; *C* — средний аркоз [173, 176].

чине [146] — распределение, которое по существу характеризует раздробленный материал. Такой элювиальный, или *остаточный, аркоз* обычно как бы отмечает несогласие между гранитным основанием и перекрывающим его осадочным разрезом. Остаточный аркоз может содержать повышенные количества кварца по сравнению с его обычным содержанием в граните; вверх по разрезу он постепенно переходит в неясно слоистый аркоз, который может содержать рассеянную гальку гранитов, а по направлению вниз — в свежие невыветрелые граниты. Когда подобное «градационное несогласие» подвергается метаморфизму, то эти взаимоотношения становятся менее ясными и относительный возраст гранитов и метаосадочного разреза может быть истолкован ошибочно. Один из лучших примеров тому — это контакт между архейскими осадочными породами серии Найф-Лейк с гранитами Саганага в заливе Каш-Бей на границе Канады и Миннесоты [86].

Остаточный аркозовый материал может перемещаться вниз по склону и отлагаться в виде конусов выноса обломочного материала, простирающегося до водного бассейна и переслаивающегося там с нормальными, лучше стратифицированными и сортированными осадками. Подобные языки «гранитного щебня», встреченные в буровых скважинах, могут быть ошибочно приняты за «фундамент», что влечет за собой прекращение бурения. Многие из этих аркозов содержат богатый глиной матрикс. Они отлагались в результате весьма ограниченной транспортировки, связанной, возможно, с движением масс, и обладают слабо выраженной или неполной сортировкой. Подобного типа породы с темно-красным матриксом были выделены Крыниным [123] под названием *редстон*, по месту их нахождения в Редстон-Хилл, в Коннектикуте. Этот термин применялся также для обозначения фаций формации Фаунтин в Колорадо [99]. Эти породы содержат как минимум 20% матрикса.

Если аркозы с заметным количеством матрикса, вероятнее всего, являются элювиальными или остаточными, а «гранитная дресва» представляет собой продукт ограниченного переноса, то другие аркозы формируются в результате постседиментационных изменений, охватывающих значительную часть континентальных осадков.

В измененных аркозовых песках наблюдаются псевдоморфозы каолина по полевому шпату.

Аркозовый материал, претерпевший значительную переработку в речных и морских условиях, довольно хорошо сортирован и не содержит матрикса. Это *аркозовые арениты* Гилберта [222]. Более древние осадки этого типа могут иметь обычный минеральный цемент, осажден-

ный в поровой системе. Обычно это карбонатный цемент, главным образом кальцит. В этих аркозах зерна обнаруживают разную степень окатанности, от начальной до хорошей. Содержание кварца увеличивается по мере того, как количество сильно выветрелых полевых шпатов уменьшается в результате абразии. Слоистость становится заметной, а косая слоистость может быть хорошо выражена. Для песков, сцементированных карбонатом, типично замещение цементом краев (часто в виде заливов) структурообразующих зерен. Особенно примечательно также замещение (от частичного до полного) полевого шпата.

Помимо структурных вариаций, которые позволяют отличать аркозовые вакки от аркозовых аренитов, наблюдаются вариации минерального состава структурообразующих компонентов. Обычно аркоз по традиции определяется как продукт дезинтеграции гранита.

Под «гранитом» обычно понимают грубозернистую плутоническую породу, изверженную или метасоматического происхождения, в которой калиевый полевой шпат преобладает или является главным компонентом. Как же называть сходные с аркозами песчаники, образованные из пород, в которых плагиоклаз доминирует или даже является единственным полевым шпатом? Они были названы «плагиоклазовыми аркозами», и, несмотря на то что в целом они довольно редки, наиболее примечательные примеры их были описаны. Палеоценовая формация Суок, штат Вашингтон, состоит главным образом из плагиоклазовых аркозов и, по-видимому, образовалась за счет кварцевых диоритов.

Некоторые вулканомиктовые пески по внешнему виду напоминают аркозы, несмотря на то что они содержат небольшие количества полевого шпата. Роль последнего в них играют светлоокрашенные обломки кислых вулканических пород — во многих случаях это красноватые риолиты или связанные с ними разности. Эти породы содержат также кварц, частично вулканического происхождения, и полевой шпат, обычно зональный и также выделившийся из вулканических пород. Эти песчаники образуются при размыве вулканических областей, и в таких районах преобладающая часть обломков связана с разрушением наиболее кислых лавовых потоков. Эти пески, так же как и большинство аркозов, переносились на небольшие расстояния, они грубозернисты, сортировка проявлена умеренно, отлагались обычно в континентальных бассейнах в ассоциации с наиболее грубыми обломочными породами (более полно описаны в гл. 7).

**Распространение и примеры.** Аркозы, в том определении, которое здесь принято, составляют не более 15% всех песчаников [172], хотя существуют и значительно более высокие оценки.

Аркозы встречаются во всех основных геологических системах и имеют возраст от докембрийского до голоценового. Хорошо известные примеры докембрийских аркозов включают в себя спарагмиты Норвегии и Швеции [12, 88] и предполагаемые аналоги их на северо-западе Шотландских нагорий — торридонские песчаники [108, 165]. К ним относятся позднедокембрийские иотнийские песчаники Финляндии [194] и нижняя часть формации Лоррен (гурон) Канадского щита, которая содержит местами до 40% полевых шпатов. Все эти отложения образуют грубозернистые, существенно косослоистые толщи и ассоциируются преимущественно с прослоями песков с галькой в конгломератах.

Хорошо известны и описаны аркозы в древнем красном песчанике Шотландии, содержащие до 60% полевых шпатов [134], аркозы триасовой группы Ньюарк (фиг. 6-3) в Коннектикуте [123] и центральных и южных Аппалачах (фиг. 6-4), аркозовые слои пенсильванских формаций Фаунтин и Лайонс Передового хребта в Колорадо [99]. Другим хорошо известным примером аркозов является формация Суок (штат

Фиг. 6-3. Аркоз Шугарлоф из серии Ньюарк (триас).
Гора Том, Массачусетс, США. Типичный красноцветный грубозернистый аркоз, состоящий из очень плохо сортированной смеси угловатых зерен кварца, полевых шпатов и небольшого количества слюды, располагающейся в красном железистом глинистом матриксе. Николи скрещены, ×20.

Вашингтон) палеоценового возраста мощностью более 1500 м. Полевые шпаты в песках этой формации в отличие от большинства аркозов представлены преимущественно плагиоклазами [67]. Там, где источниками питания третичной молассы Швейцарии были граниты, аркозы в ней обычно содержат от 50 до 60% полевых шпатов [75]. Более полный материал по древним аркозам представлен в виде таблиц в работе Бартона [13].

Песчаники докембрийской серии Кивино в провинции озера Верхнего частично являются аркозовыми [102]. Однако большая их часть представляет собой не истинные аркозы, а скорее вулканокластические арениты, т. е. породы, в которых кварц и полевые шпаты разбавлены большим объемом обломков кислых вулканических пород, сцементированных кальцитом.

Формации, не являющиеся сами по себе нормальными аркозами, на контакте с подстилающими гранитами или вблизи от него могут содержать базальные аркозовые фации. Примером этого являются кембрийские песчаники формаций Ламотт в Миссури [157] и Потсдам в штате Нью-Йорк [221]. Эти формации, сложенные в основном кварцевыми аренитами, местами содержат до 30 и 52% полевых шпатов соответственно. В породах формации Ламотт можно наблюдать смешение слабо окатанных и частично выветрелых зерен полевых шпатов и кварца, образованных за счет размыва пород соседних районов, и меньших по размерам, но хорошо окатанных зерен кварца, происходящих из более отдаленных источников.

Фиг. 6-4. Аркоз из серии Ньюарк (триас).
Бассейн Дип-Ривер, Северная Каролина. Очень грубозернистый незрелый песчаник с большим количеством обломков пород, а также зерен кварца и полевых шпатов. Обратите внимание на сложное строение некоторых зерен кварца и на изменения сдвойникованных кристаллов полевых шпатов и обломков пород. Николи скрещены, ×20.

Из обзора известных местонахождений аркозов становится ясным, что, если не принимать во внимание базальных аркозов, связанных с морскими трансгрессиями на граниты, значительное накопление аркозов можно ожидать только в тех случаях, когда резкие поднятия выводят гранитный или гнейсовый фундамент в зону эрозии. Если вблизи от таких поднятых блоков фундамента происходит погружение, можно ожидать локального, но мощного накопления аркозов.

**Значение и происхождение.** Вопрос о наличии или отсутствии полевых шпатов в песчаниках — это самая суть проблемы происхождения и значения аркозов. Очевидно, область питания является решающим фактором, и аркозы свидетельствуют о ее богатстве полевошпатовым материалом и обычно о присутствии в ее пределах плутонов гранитов и гнейсов, содержащих калиевые полевые шпаты.

Однако, кроме вопроса об области питания, нужно решить, при каких условиях полевые шпаты переходят в осадки, а не разлагаются в глины в пределах самой области питания. Обычно в конце концов полевые шпаты полностью разлагаются и образующаяся глина отделяется от кварца, так что возникающий песок оказывается обогащенным кварцем и лишенным полевых шпатов. Уже давно Макки [135] пришел к выводу, что в условиях крайней аридности или чрезвычайно низких температур процессы выветривания подавляются или замедляются настолько, что не полностью выветрелый материал выносится и становится частью формирующихся осадков. Аркозы, таким образом, можно принять за индикаторы пустынных или ледниковых условий. Многие ледниковые пески действительно богаты полевыми шпатами. Однако эта

Фиг. 6-5. Песчаник Фаунтин (пенсильваний).
Примерно на 30 м выше докембрийского фундамента, гора Ред-Маунтин, 10 км к югу от границы Вайоминга, округ Ларами, Колорадо, США. Аркоз характеризуется большим количеством оболочных (?) зерен доломита, зерен кварца и полевых шпатов, сцементированных кальцитом. Николи скрещены, ×55.

концепция подверглась сомнению. Было установлено, например, что многие эоценовые пески Калифорнии, содержащие до 50% полевых шпатов, содержат остатки флоры, которая могла жить лишь в условиях теплого гумидного климата [177]. Третичные песчаники Катахула в Техасе содержат такое же количество полевых шпатов [79] и такую же флору, характерную для тропических прибрежных областей. Крынин [115] наблюдал современное накопление аркозов в тропической Мексике, где средняя годовая температура составляет 27 °С, а годовое количество осадков — 305 см.

Эти наблюдения привели Крынина к выводу, что необходимым условием формирования аркозовых песков являются скорее высокий рельеф и соответственно быстрая эрозия, а не суровые климатические условия. В условиях высокого рельефа и быстрой эрозии, формирующей глубоко врезанные каньоны, свежие и частично выветрелые полевые шпаты включаются в состав осадков. Если рельеф низкий, то склоны стабилизируются и покрываются растительностью. Выветривание в этом случае скорее будет идти до своего завершения и поставлять лишь кварцевый песок. Обломочные полевые шпаты, следовательно, появляются в условиях равновесия между скоростью выветривания и скоростью эрозии. Аркозы, таким образом, могут быть продуктом сурового климата, когда подавлено разложение, или продуктом высокого рельефа, когда ускорена эрозия. Определить, какая из этих возможностей сказывалась на формировании древних аркозов, нелегко, но в целом кажется более вероятным, что в формировании аркозов высокий рельеф играл более важную роль, чем суровый климат. Орогенные осадки, т. е. связанные

с орогенезом, содержат больше полевых шпатов, чем осадки, связанные с эрозией и осадконакоплением в тектонически стабильных областях. Гибс [76] в своем исследовании осадков реки Амазонки показал, что резкий рельеф является доминирующим фактором. Однако Страхов [198] придает большее значение влиянию климата.

Доказано, что полевые шпаты более подвержены абразии и разрушению во время транспортировки, чем кварц. Это заключение, выдвинутое Макки [134] на основе исследований шотландских рек, в какой-то степени было подтверждено аналогичными исследованиями крутопадающих водных потоков, дренирующих горы Блэк-Хилс в Южной Дакоте [174]. Однако более крупные водные потоки с небольшими уклонами, по-видимому, способны транспортировать полевые шпаты на большие расстояния без значительных потерь. Например, пески Миссисипи возле Кейро, Иллинойс, содержат около 25% полевых шпатов; в дельте, примерно в 1700 км ниже по течению, эти пески все еще содержат 20% полевых шпатов [181]. Следовательно, присутствие полевых шпатов не может служить доказательством короткого переноса осадков.

## ЛИТИТОВЫЕ АРЕНИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

**Определения и номенклатура.** Песчаники, содержащие значительное количество обломков горных пород, имеющие небольшое количество или совсем лишенные матрикса, вместо которого в них развита пустая или заполненная осажденным минеральным цементом система пор, были обнаружены и описаны уже давно, но не получили специального названия. Термин *субграувакки* применялся к этой группе [168] из-за внешнего сходства многих из этих песчаников с граувакками. Действительно, и сами термины «граувакки» или «граувакки низкого ранга» применялись к этим породам [121], но постепенно вышли из употребления в связи с появлением термина *лититовые ареniты,* предложенного Гилбертом [222]. Сокращенная форма этого термина — литареniты [143]. Петтиджон [169] применял термин *лититовые песчаники*, включая в него и субграувакки, содержащие 25% или более неустойчивых компонентов с преобладанием частиц пород над полевыми шпатами. Термин *протокварциты* предложил Крынин (см. [164]) для песков с содержанием неустойчивых компонентов от 5 до 25%. Для последних было также предложено название *сублитареniты* [143].

**Общее описание.** Лититовые ареniты — это обычно светло-серые, цвета «перца с солью», пески с большим количеством частиц пород, особенно осадочных и слабо метаморфизованных, с угловатыми и окатанными зернами кварца и с химическим цементом — кварцевым или кальцитовым. Характерны чешуйки слюды, тогда как полевые шпаты часто отсутствуют. Каменный уголь (фюзен) и обугленные растительные остатки обычны в девонских и более молодых лититовых аренитах. Может также присутствовать галька глинистых сланцев. Обломочный матрикс, как правило, отсутствует, хотя его место могут занимать псевдоматрикс, раздробленные частицы глинистых сланцев или аутигенно осажденная глина.

Среди всех песчаников, вероятно не исключая даже граувакки, лититовые ареniты отличаются наибольшим разнообразием минералогического и химического состава. Это разнообразие является следствием важной роли частиц различных пород в составе этих песков. Если содержание частиц пород невелико, эти пески могут переходить в кварцевые ареniты или ортокварциты. Частицы пород могут также составлять более половины структурообразующих зерен, а в некоторых редких случаях и весь скелет полностью.

Сами частицы пород в лититовых аренитах различны; их единственная общая черта — это тонкозернистость. Количество типов горных пород, описанных в виде обломков в этих песчаниках, огромно: даже в одном и том же песке их насчитывается до двадцати [140]. Однако в общем лишь некоторые разновидности пород играют важную роль. Их можно разделить на три основных класса: 1) вулканические, т. е. частицы афанитовых излившихся пород, 2) метаморфические — частицы пород низких ступеней метаморфизма, таких, как кристаллические сланцы, филлиты и слюдистые сланцы, и 3) осадочные — частицы глинистых пород; различных видов сланцев: алевролитов, аргиллитов и других родственных глинистых пород; обычны также обломочные кремни, а в некоторых случаях — микритовые известняки и доломиты. Существуют песчаники, в которых кремни и микритовые известняки преобладают.

Арениты с частицами вулканических пород представляют особый класс и являются продуктом ограниченных по площади областей питания. Однако, поскольку они образуют важный класс песков, отличающихся от нормальных лититовых песчаников, они рассмотрены специально в следующей главе. Но так как многие лититовые арениты, так же как и граувакки, имеют смешанные области питания, во многих из них частицы вулканических пород можно рассматривать как второстепенные компоненты.

Уникальный чертой лититовых песчаников, исключая вулканокластические арениты, является обилие и разнообразие пелитовых пород среди частиц песчаной размерности: глинистых алевролитов, филлитов и сланцев (глинистых, кристаллических и слюдяных). Они могут слагать значительную часть общего объема песка — до 50% или более. Их уникальность состоит в том, что материал глинистой размерности был преобразован в процессе диагенеза или метаморфизма в породы, дающие материал песчаной размерности, так что существовавшие ранее два класса материала — песок и илистая глина, сортировавшиеся и осаждавшиеся отдельно друг от друга, затем были отложены снова в одном месте как хорошо сортированный песок. Наиболее обычны лититовые арениты с пелитовым материалом осадочного и метаосадочного происхождения. Представительные модальные анализы и средние составы этих филларенитов наряду с анализами нескольких отклоняющихся от нормы или специальных типов приведены в табл. 6-3.

Хотя частицы пород являются определяющим компонентом лититовых аренитов, кварц тоже играет важную роль и обычно преобладает среди обломочных компонентов. В песках с частицами пород осадочного происхождения (кремни, известняки и доломиты, пелитовые породы и т. п.) значительная, а может быть и преобладающая часть обломочного кварца, происходит из осадочных источников — главным образом из ранее существовавших песчаников. Кварц, освобождающийся при дезинтеграции более древних песчаников, обычно лучше окатан, чем кварц большинства аркозов и граувакк. Поскольку многие лититовые арениты имеют кварцевый цемент, на первично окатанных зернах обломочного кварца могут нарастать хорошо развитые вторичные оболочки. В песках, богатых частицами метаморфических пород, кварц также в основном имеет, по-видимому, метаморфическое происхождение, хотя доказать это нелегко. Такие арениты, вероятно, содержат волнисто угасающего и поликристаллического кварца больше, чем арениты, имевшие источники питания осадочного или вулканического происхождения. Кварц обычно бывает угловатым или слабо окатанным.

Как и следовало ожидать, пески, возникшие главным образом за счет осадочных и слабометаморфизованных пород, содержат мало поле-

Таблица 6-3

**Модальный состав лититовых песчаников (субграувакк) и протокварцитов (сублитаренитов)**
(по Петтиджону [173], с добавлениями)

| | *А* | *Б* | *В* | *Г* | *Д* | *Е* | *Ж* | *З* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Кварц | 50 | 60 | 78 | 65,4 | 32,0 | 71 | 30,9 | 27 |
| Полевые шпаты | 3—5 | 3 | 3 | | 2,2 | 8 | 10,0 | 2 |
| Слюда | — | 1 | — | — | 0,2 | Следы | 0,5 | — |
| Обломки пород | 40 | 35 | 15 | 10,6 | 43,02[2] | 22[3] | 33,0[1] | 46[4] |
| «Глина» или матрикс | 10 | 2 | 4 | 6,8 | 6,9 | 2 | 5,5 | 5 |
| Силикатный цемент | — | — | — | 11,9 | Следы | — | — | — |
| Кальцитовый цемент | — | Пр. | — | 8,5 | 13,0 | — | 19,2 | 20 |

[1] Включает 15,0% кремня. [2] Включает 28,0% кремня. [3] Включает 5,0% кремня. [4] Включает 3,0% кремня, 12,0% известняка, 27,0% доломита.
Пр. — присутствует.

*А* — песчаник Осуиго (ордовик), Пенсильвания, США [124]. По наблюдениям автора, содержит 5—10% силикатного цемента.
*Б* — песок Брадфорд (девон), Пенсильвания, США [117].
*В* — формация Диз (пенсильваний), Оклахома, США [104].
*Г* — пачка Солт-Уош формации Моррисон (юра), плато Колорадо, США. Среднее по 25 шлифам [83].
*Д* — «известковая граувакка» (мел), Торок, Аляска. Среднее из трех образцов (Крынин, см. [164]).
*Е* — базальный песок Клейборн (эоцен), Техас, США [210].
*Ж* — песчаник «Фрио» (олигоцен), поле Силигсон, округа Джим-Уэлс и Клеберг, Техас, США. Среднее из 22 образцов [154].
З — молассовый песчаник (третичный), Северные Альпы [70].

вых шпатов. Когда же полевые шпаты присутствуют, то они лучше окатаны, чем полевые шпаты аркозов. Можно было бы ожидать появления аркозов второго цикла, но неустойчивость полевых шпатов делает это маловероятным.

Заметным компонентом многих лититовых аренитов является обломочная слюда, которая имеет тенденцию скапливаться на определенных плоскостях напластования, придавая блеск этим поверхностям. Присутствуют и биотит, и мусковит, причем чаще последний. Чешуйки слюды отлагаются параллельно плоскостям напластования и, следовательно, параллельно одна другой. Они могут деформироваться вследствие уплотнения осадка и выглядеть изогнутыми и оборачивающимися вокруг соседних зерен кварца.

Лититовые арениты могут цементироваться карбонатами или кремнеземом либо и тем, и другим. Матрикс содержится в небольшом количестве или отсутствует вообще, хотя некоторые непрочные частицы глинистых пород, особенно в более древних и более уплотненных разновидностях, могут деформироваться соседними, более прочными зернами кварца таким образом, что становятся похожими на матрикс, заполняющий поры. Такие раздавленные частицы пород распознаются лишь с трудом [2]. По-видимому, они заполняют только некоторые поры, тогда как настоящий матрикс распределяется во *всех* порах. Кроме того, в псевдоматриксе могут обнаруживать следы реликтовой слоистости, свойственной глинистым сланцам и алевролитам, хотя и несколько деформированной. Более того, обломки, хотя и деформированы уплотнением, не все одинаковы по цвету и структуре. Настоящий матрикс должен быть более однообразным.

Представительные химические анализы лититовых аренитов приведены в табл. 6-4. Большинство этих анализов относится к филларенитам, которые характеризуются высокими содержаниями $Al_2O_3$, а в некоторых, особенно в древних разностях, относительно высокими содержаниями $K_2O$, отражающими пелитовый характер обломков пород.

Таблица 6-4

**Химический состав лититовых песчаников (субграувакк) и протокварцитов**
(по Петтиджону [173], с изменениями)

| | *А* | *Б* | *В* | *Г* | *Д* | *Е* | *Ж* | *З* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 92,91 | 74,45 | 40,35 | 84,01 | 65,00 | 56,80 | 51,52 | 47,75 |
| $Al_2O_3$ | 3,78 | 10,83 | 7,43 | 2,57 | 9,57 | 8,48 | 5,77 | 6,41 |
| $Fe_2O_3$ | Следы | 4,62 | 3,27 | 0,17 | 1,59 | 1,67 | 2,43 | 2,39 |
| FeO | 0,91 | — | — | 0,26 | 1,08 | — | — | — |
| MgO | Следы | 1,30 | 10,28 | 0,67 | 0,40 | 1,24 | 0,95 | 4,48 |
| CaO | 0,31 | 0,35 | 12,00 | 5,41 | 10,10 | 15,25 | 16,96 | 18,75 |
| $Na_2O$ | 0,34 | 1,07 | 0,54 | 0,17 | 2,14 | 1,31 | 1,32 | 1,20 |
| $K_2O$ | 0,61 | 1,51 | 0,93 | 0,86 | 1,43 | 1,46 | 1,90 | 1,02 |
| $H_2O^+$ | 1,19 | 4,95 | 6,75 | 0,54 | 0,82 | 0,50 | 2,25 | 1,32 |
| $H_2O^-$ | | — | — | 0,19 | 0,23 | — | 2,54 | — |
| $CO_2$ | — | Следы | 17,80 | 4,65 | 6,90 | 12,95 | 13,30 | 17,78 |
| $TiO_2$ | — | 0,50 | 0,30 | 0,05 | — | 0,10 | 0,32 | 0,20 |
| $P_2O_5$ | — | Следы | — | 0,04 | — | Следы | 0,10 | 0,10 |
| $SO_3$ | — | — | — | — | 0,04 | — | 0,52 | — |
| Cl | — | — | — | 0,02 | — | — | — | — |
| F | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — |
| S | — | — | — | 0,02 | 0,16 | — | — | — |
| MnO | — | — | — | 0,04 | — | — | 0,14 | — |
| BaO | — | — | — | 0,05 | — | — | — | — |
| C | — | — | — | — | 0,06 | — | — | — |
| П.п.п. | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 100,05 | 99,58 | 99,65 | 99,73[1] | 99,54[2] | 99,76 | 100,06 | 101,40[3] |

[1] Содержит Cl 0,02; F 0,01; BaO 0,05. [2] Содержит C 0,06; Cu 0,002; V 0,017; Zn<0,03; Cr 0,003. [3] В оригинале сумма 99,40.

*А* — протокварцит из песчаников Берна (миссисипий), Берна, Огайо, США, аналитик Икинс [30].
*Б* — песчаник (субграувакка), из угленосной толщи (карбон), Вестфальский каменноугольный бассейн, Франция — Бельгия (Орню и Вам). [28].
*В* — песчаник (известковистая субграувакка?) из угленосной толщи (карбон), Вестфальский каменноугольный бассейн, Франция — Бельгия (Орню и Вам) [28].
*Г* — протокварцит из пачки Солт-Уош формации Моррисон (юра). Средняя проба из 96 образцов, плато Колорадо, США. Не минерализован. Аналитик Смит [173].
*Д* — известковистая субграувакка (лититовый аренит), олигоценовая формация «Фрио», поле Силигсон, округа Джим-Уэлс и Клеберг, Техас, США [154]. Средняя проба из 10 образцов. Содержит также Cu 0,002; V 0,017; Zn менее 0,03; Cr 0,003.
*Е* — известковистая субграувакка (третичная аквитанская моласса), Лозанна, Швейцария [28].
*Ж* — известковистая субграувакка (третичная моласса), Грёнхен, Бургхальде, кантон Ааргау, Швейцария, аналитик Джейкоб [156].
*З* — известковистая субграувакка (?) (бурдигальская моласса), Вореп (Изер), Франция [28].

В отличие от граувакк они имеют относительно низкие содержания $Na_2O$ и MgO, а в разновидностях с карбонатным цементом — высокие содержания CaO и $CO_2$. Как и следовало ожидать, лититовые арениты с преобладанием обломков кремней или микритовых известняков отличаются необычно высокими содержаниями $SiO_2$ или соответственно CaO и $CO_2$. Однако высокое содержание $CaCO_3$ скорее указывает на кальцитовый цемент, а не на обломки известняков. Высокое содержание MgO в некоторых песчаниках обусловлено обломочным доломитом.

Относительное содержание $SiO_2$ снижается в результате появления карбонатного цемента или обилия обломков известняков и доло-

митов и увеличивается при кварцевом цементе или значительном количестве обломков кремней.

**Особые типы.** Предложенный Фолком [65] термин *филларенит*, по-видимому, относится к лититовым песчаникам, в которых преобладают обломки метаморфизованных пелитов: кристаллических сланцев, филлитов и слюдистых сланцев. Песчаники, в которых обломки пород представлены филлитами или аспидными сланцами, были ранее названы *сланцевыми аренитами* [116]. Филлареиты содержат значительное количество слюды и обычно немного полевых шпатов. При уменьшении содержания частиц таких пород эти песчаники переходят в *субфилларениты* (или протокварциты) и в конце концов в *кварцевые ареиты*. Для пород, содержащих значительное количество частиц других пород, был предложен термин *полилитареиты* [65].

Многие пески содержат обломки кремней, а в некоторых обломочные кремни составляют значительную или даже преобладающую часть. Это *кремневые ареиты*. Кремни, например, составляют от 20 до 90% зерен в нижнемеловых песчаниках Кат-Банк, Монтана [197]. Некоторые пески юрской формации Моррисон в Монтане также чрезвычайно богаты кремнями [199]. В этих и других подобных им песчаниках трудно отличить частицы кремней от девитрифицированного риолитового материала. Обычные лититовые пески нередко могут содержать от 5 до 15% обломочных кремней (табл. 6-3).

Пески, богатые кремнями, более подвержены диагенетическим изменениям, чем кварцевые пески, так как кремень более растворим, чем кварц. Вследствие этого между соседними зернами обычно возникают микростилолитовые контакты. Кремень, вероятно, более подвержен замещению карбонатами, чем кварц.

Такие обогащенные кремнями пески, вероятно, имеют очень локальные источники питания, где кремень представляет собой наименее растворимый остаток песчаной размерности, образующийся при разрушении известняковых толщ, или происходит из районов, богатых слоистыми кремнистыми породами.

Обломочные зерна карбонатов образуются из ранее существовавших карбонатных пород в ходе обычных процессов выветривания, эрозии и транспортировки. Другими словами, это — обломочные продукты разрушающейся суши, на которой обнажены известняки и доломиты. Большинство таких обломочных зерен представлено поликристаллическими агрегатами. По контрасту с термином «интракласт» для этих частиц был предложен термин «экстракласт» [29].

Обломочные карбонаты встречаются в современных песках, местами слагая значительную их часть. Они сравнительно редки в древних песчаниках, но известны исключения. Песчаники, в которых обломочные карбонаты составляют значительную часть породы, были названы *кальклититами* в отличие от *калькаренитов*, в которых обломки карбонатов имеют внутрибассейновое происхождение [65]. Содержание карбонатных обломков может превышать 50%.

Обломочные доломиты описаны в верхнемеловых песчаниках бассейна Юинта в штате Юта [183]. Здесь было установлено также присутствие «первичного доломита», представленного единичными кристаллами первичного происхождения, слегка затронутыми абразией до их вхождения в каркас песков. Доломиты этого типа считаются обычными в меловых песках на западе центральных районов США [183]. Закругленные углы некоторых доломитовых ромбоэдров и хорошая корреляция между размерами зерен доломита и ассоциирующихся с ними зерен обломочного кварца рассматриваются как доказательство совместной седиментации доломита и кварца. Так как доломитовые зерна встре-

Фиг. 6-6. Песчаник Осуиго (ордовик). Лититовый аренит.

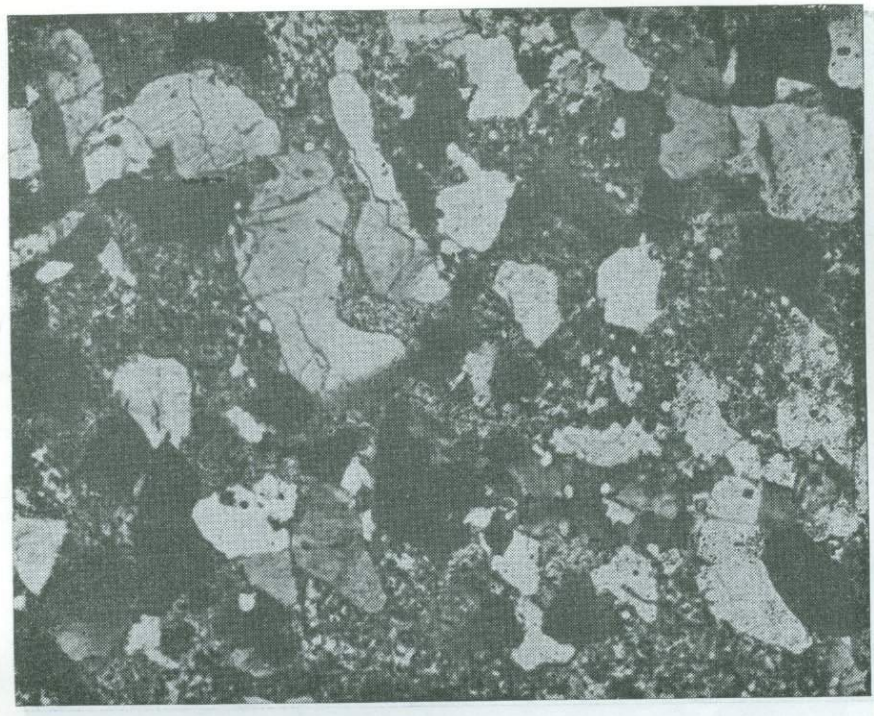
Гора Болд-Игл, близ Стейт-Колледжа, Пенсильвания, США. Порода состоит на 50% или более из кварца и на 30—40% из обломков пород. Первичные очертания кварца видны плохо; вторичный кварц делает границы между зернами взаимопроникающими, сутуровыми. Частицы пород представлены главным образом алевролитом, тонкозернистым кварцитом и филлитом низкой ступени метаморфизма. Полевые шпаты редки, 2—3%. Николи скрещены, ×20.

чаются только в морских песчаниках и отсутствуют в ассоциирующихся с ними континентальных песках, их считают скорее «первичными», чем обломочными. Однако доломитовые зерна такого же характера наблюдались в аркозах формации Фаунтин пенсильванского возраста в Колорадо. Их присутствие в речных песчаниках позволяет предполагать скорее обломочное, чем первичное их происхождение.

Хотя доломитовые частицы обычны для некоторых песчаников, кальклититы, как таковые, относительно редки. Они являются аналогами известняковых конгломератов, в ассоциации с которыми и встречаются. Песчаники Оквилл (миоцен) Техаса состоят из зерен меловых известняков [65]. Многие молассовые песчаники к северу от Альп более чем наполовину состоят из обломочных известняков и доломитов [71]. Уничтожение известняковых толщ в гумидных областях с низким рельефом происходит в большинстве случаев в результате их растворения; единственными остаточными продуктами, перемещаемыми поверхностными водотоками, являются красные глины и кремни. Поэтому кальклититы, вероятно, отражают быструю эрозию и, следовательно, высокий рельеф, тогда как кремнистые ареннты указывают на низкий рельеф и на вынос известняков в растворенном виде.

Кальклититы обычно сцементированы карбонатом, вероятно в результате автоцементации.

**Распространение и примеры.** Лититовые песчаники — весьма обычные породы. Они широко распространены в отложениях всех возрастных подразделений.



Фиг. 6-7. Грубозернистый плохо сортированный лититовый аренит, формация Потсвилл (пенсильваний).

Потсвилл, Пенсильвания, США. Состоит из кварца и частиц горных пород, которые, будучи частично представлены неустойчивыми глинистыми сланцами и алевролитами, образуют псевдоматрикс. Частицы горных пород пелитовые осадочные и метаморфические. Кварц, как правило, полуугловатый. Николи скрещены, ×20.

Хорошо известны и детально описаны различные палеозойские песчаники центральных Аппалачей: ордовикские формация Джуниата [224] и песчаники Осуиго [124], фиг. 6-6, девонский песок III Брадфорд [117], миссисипские формации Поконо [166] и Мок-Чанк [98, 147] и пенсильванская формация Потсвилл [147], фиг. 6-7. Все эти песчаники богаты кварцем, бедны полевыми шпатами и содержат большое количество частиц пород осадочного и метаморфического происхождения. За исключением песка III Брадфорд, все они образованы в аллювиальных условиях.

Многие подразделения нижнего древнего красного песчаника Англии сложены лититовыми аренитами [2].

Большинство песчаников, связанных с угленосными отложениями, во всем мире представлены лититовыми аренитами; вероятно, многие из них представляют собой протокварциты. К ним, возможно, относятся песчаники Иллинойсского бассейна, хотя содержание обломков пород в них невелико. Тем не менее они характеризуются значительным содержанием (примерно 8—10%) полевых шпатов, слюды и частиц пород [192]. Угленосные песчаники Вестфальского угольного бассейна Франции и Бельгии являются лититовыми аренитами [28].

Многие юрские и меловые песчаники на западе США представлены превосходными лититовыми аренитами (фиг. 6-8 и 6-9). В их число входят богатые кремнями юрские ареniты Монтаны [199], меловые пески Кат-Банк [197], меловые песчаники Белли-Ривер из Альберты, Ка-

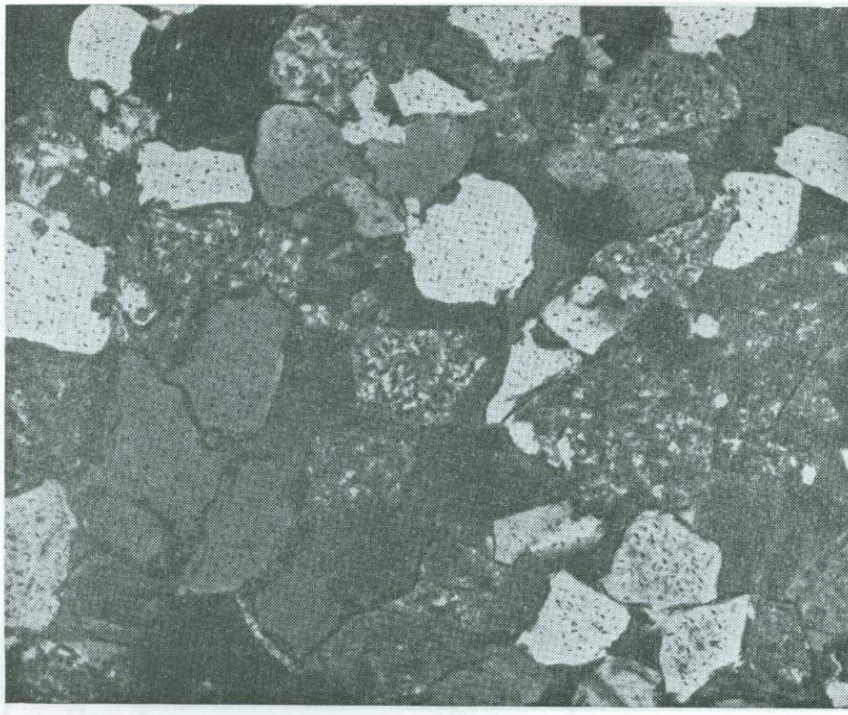
Фиг. 6-8. Умеренно сортированный лититовый аренит, формация Фронтир (мел).
Округ Фримонт, близ Дубойса, Вайоминг, США. Примерно одинаковое количество полуугловатых зерен кварца и кремня. Кремень представлен агрегатами от плотных изотропных до хорошо раскристаллизованных. Николи скрещены, ×55. См. фиг. 6-9.

нада [131], и песчаники меловой формации Чико в Калифорнии [222]. Известно и много других примеров.

Многие третичные пески побережья Мексиканского залива в действительности являются лититовыми аренитами. Среди хорошо известных примеров можно упомянуть олигоценовую формацию «Фрио» [154] и миоценовые песчаники Оквилл [65] в Техасе и эоценовую формацию Уилкокс в Луизиане [222].

Большая часть песчаников третичной молассы (фиг. 6-10) в Северных Альпах представлена лититовыми аренитами. Они содержат большое количество обломков пород и сравнительно мало кварца и полевых шпатов [70, 75]. Содержание кварца колеблется от 17 до 75%, составляя в среднем 20—30%. Содержание полевых шпатов — 1% или менее, максимум 27%, в среднем 2—18%. Количество частиц горных пород достигает 72%, причем в некоторых песках они преимущественно представлены зернами известняков и доломитов. Зерна карбонатов слагают от 18 до 33% объема этих песков. В более полевошпатовых песках обломки метаморфических пород преобладают над обломками карбонатных пород. Богатые карбонатами пески содержат также значительное количество кремней.

Значительное число песчаников ближе всего соответствует протокварцитам или сублитаренитам. Хорошими примерами этих пород являются докембрийские кварциты Серпент северного побережья озера Гурон, некоторые из силурийских кварцитов Тускарора в Аппалачах и пенсильванские песчаники Анвил-Рок Иллинойсского бассейна. Они могут представлять собой лититовые арениты, которые были слегка



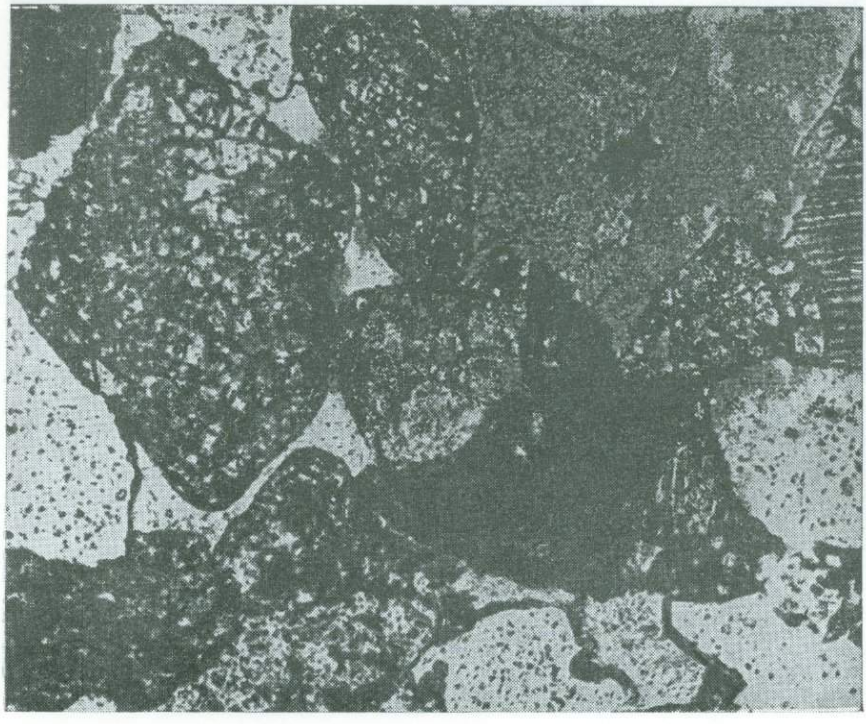
Фиг. 6-9. Лититовый аренит, песчаник Викинг, или Cardium «B» (мел).
Гаррингтон-Филд, Альберта, Канада. Порода сходна с изображенной на фиг. 6-8. Состоит из умеренно сортированной смеси полуугловатого до полуокатанного кварца и кремня, причем последний слагает почти треть структурообразующих зерен песка. Николи скрещены, ×55.

«очищены» в неритовой зоне, настоящие лититовые арениты, по всей вероятности, более характерны для аллювиальных отложений.

**Происхождение и значение.** Кажется вероятным, что большинство современных песков по составу являются лититовыми аренитами или протокварцитами. Хотя частицы пород в современных песках обычно остаются неучтенными (главным образом, вероятно, потому, что для их идентификации необходимо изучение прозрачных шлифов), они в общем преобладают над полевыми шпатами (табл. 2-4). Пески многих крупных рек содержат частицы пород в изобилии. Частицы пород присутствуют и на пляжах, но в меньших количествах, чем в водных потоках, возможно, потому, что они легко разрушаются более сильной абразией в зоне прибоя.

Древние лититовые арениты очень обычны. По имеющимся оценкам, они составляют от 20 [173] до 26% («граувакки низкого ранга» [150]) всех песчаников и, таким образом, значительно превосходят по распространенности аркозы. Чаще всего они встречаются в меловых и третичных флишевых разрезах, играя в них ту же роль, что и граувакки в более древних флишевых фациях [39], но в отличие от граувакк лититовые арениты встречаются и внутри геосинклиналей, и за их пределами. Типичный молассовый песчаник скорее всего является лититовым аренитом. Определения терминов «флиш» и «моласса» и даны в гл. 12.

Лититовые песчаники в большинстве случаев представлены незрелыми песками и, следовательно, как и другие подобные пески, формируются в условиях, благоприятных для образования и отложения срав-



Фиг. 6-10. Кальклитит, древняя моласса (третичная).

Близ Брегенца, Форарльберг, Австрия. Превосходный пример кальклитита. Обратите внимание на относительно низкое содержание кварца и очень большое количество равномернозернистых, микрокристаллических частиц пород — микритовых известняков и доломитов. Некоторые образцы этих песчаников содержат от трети до половины обломочного карбоната. Цемент карбонатный. Обычный свет, ×100.

нительно нестабильных материалов. Механизм возникновения больших объемов песка из тонкозернистых пород еще не совсем ясен. Полное разрушение должно поставлять материалы алевритовой и глинистой размерности. Дезинтеграция крупнозернистых пород без их полного разложения будет поставлять песок, но от дезинтеграции тонкозернистых пород можно было бы ожидать образования алевритов либо крупных обломков. Тем не менее тонкозернистые породы продуцируют большие объемы песка. Механическая непрочность большинства пелитового и метапелитового материала, подверженного кливажу, исключает возможность его дальнего переноса и сохранения, особенно в условиях прибоя. По этой причине лититовые арениты могут указывать на относительно локальные источники питания, может быть, даже в пределах поднятых участков того же осадочного бассейна.

Химически нестабильные частицы пород, обломки известняков и вулканических пород, свидетельствуют об эрозии не полностью выветрелого материала. Такая эрозия ускоряется высоким рельефом и (или) аридными условиями. Кремневые арениты являются исключением из этого правила. Они, как и кварцевые арениты, являются зрелыми песчаниками и свидетельствуют о длительном и глубоком выветривании.

Лититовые арениты отражают характер области питания. Если аркозы указывают на область питания, сложенную плутоническими породами — гранитами и гнейсами, — то лититовые арениты являются индикаторами супракрустальной области размыва, сложенной вулканическими, слабометаморфизованными и осадочными породами. Состав

лититовых аренитов отражает каждый из этих главных источников. Большинство лититовых аренитов возникает при денудации смешанных областей питания, сложенных осадочными и метаосадочными породами. При более глубоком расчленении должны вскрываться плутонические магматические и метаморфические породы более высоких ступеней метморфизма, в результате чего продуцируемые ими пески становятся более полевошпатовыми.

Из приведенного здесь краткого обзора видно, что лититовые арениты, по-видимому, представляют собой: 1) аллювиальные песчаники, накапливающиеся на флангах крупных поднятий в виде мощных толщ, тесно приуроченных к молассовым бассейнам, либо 2) аллювиальные песчаники, отложенные на платформах (кратонах) крупными реками, получающими значительную часть своего обломочного материала как с соседних, так и с отдаленных поднятий, и 3) морские турбидитные пески как в третичных геосинклинальных депрессиях, так и в *современных глубоких морях*. Аллювиальным пескам свойственны обычные текстуры подобных отложений: косая слоистость, базальное положение в циклах с уменьшающейся кверху крупностью зерен и т. п. Турбидитные пески входят в состав флишевидных толщ и обладают характерными для этих фаций обычной градационной слоистостью и донными знаками.

## ГРАУВАККИ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ПОРОДЫ. ВАККИ

**Определения и история термина.** Термин «граувакки» возбудил, вероятно, больше споров, чем любой другой термин в осадочной петрографии. Целый поток заметок и статей был посвящен этому классу пород и точному определению термина. Среди них можно назвать работы Босуэлла [19], Камминса [39], Крынина [118], Мак-Брайда [141], Мак-Элроя [145], Петтиджона [172], Шики и Мидзутани [190], Визенедера [220] и Дотта [51]. Пожалуй, наиболее полный обзор проблем номенклатуры сделан Доттом.

Дотт указывает, что этот термин, который приписывают Ласиусу [129], был первоначально введен им в 1789 г. для полевого определения верхнедевонских-нижнекаменноугольных слоев кульма в горах Гарца. Однако термин был использован Вернером еще в 1787 г. (см. [37]). С появлением микроскопических методов исследования мы лучше можем понимать эти породы и сформулировать более четкое определение. Недавние исследования Хельмбольда и ван Хоутена [94] и Маттиата [140], посвященные типовым грауваккам Гарца, дали нам петрологические «реперы», с которыми можно сравнивать граувакки других районов.

Авторы склоняются к мнению Камминса [39], который принимает определение Джемисона, сделанное с 1808 г.: граувакки — это «...вид песчаника, ... сложенного зернами песка разного размера, ... связанными друг с другом глинисто-сланцевой основой, которая придает породам их серый цвет и твердость». Это определение четко соответствует давнишнему описанию типовых граувакк гор Гарца, сделанному Науманом [155], так же как и совсем недавнему описанию этих же пород, данному Хельмбольдом и Маттиатом. Оно также согласуется с применением термина «граувакка» большинством геологов в течение последних полутораста лет.

Наиболее заметные отклонения от традиционного использования этого термина представляли определения, которые расширяют его значение, включая в него пески, обогащенные обломками пород, а в некоторых случаях и хорошо сортированные, и исключают пески, обогащенные полевыми шпатами. Последнее ограничение было снято, поскольку

классические граувакки Гарца сами являются существенно полевошпатовыми. Название «граувакки» в применении к чистым пескам, богатым частицами пород, теперь также обычно заменяют термином «лититовый песчаник» (лититовый аренит или литаренит) или «субграувакка».

Хотя точное определение дать трудно, существует достаточно однородная группа пород, сходных по своим основным характеристикам с типовыми песчаниками Гарца, которые по традиции называют «граувакками». Темный тонкозернистый матрикс, в котором размещены песчаные зерна, является главной характерной чертой этих пород.

Хотя характеристика матрикса слагается из относительных величин и, в частности, при определении граувакк использовались разные произвольные верхние границы размеров зерен в матриксе и его содержания в породе, это не препятствует установлению идентичности преобладающего большинства изученных и описанных граувакк. Граувакки — это не просто глинистые или алевристые песчаники или аркозы с порами, заполненными глинистым материалом. В отличие от граувакк аркозы содержат глину в виде отдельной фракции, и она представляет собой более тонкозернистый компонент. Аркозы, по-видимому, имеют четко бимодальное распределение зерен, тогда как в граувакках прослеживается непрерывный ряд от самых грубых до наиболее тонких частиц [100]. Более того, матрикс аркозов отличается от матрикса граувакк. Он обычно бывает каолинитовым и может иметь красную окраску в отличие от темной хлоритовой «пасты» граувакк.

Глинистые, богатые кварцем пески представляют собой обычно пески, образованные деятельностью роющих организмов, *биотурбатов,* и легко отличаются от граувакк. Ни они, ни глинистые аркозы не похожи на граувакки ни цветом, ни твердостью, ни химическим составом. Более того, по характеру залегания и типичной текстуре они коренным образом отличаются от граувакк. Главные трудности петрографы-осадочники испытывают при изучении водноотложенных туфов и подводных пепловых потоков с их цеолитовыми продуктами изменения стекла.

**Общее описание.** Граувакки, как отмечает большинство исследователей, представляют собой темно-серые или черные, обычно крепкие, хорошо затвердевшие породы. Во многих из них обнаруживаются градационная слоистость, а также конволютная и мелкая течениевая слоистость и разные донные знаки, такие, как трубки, желобки и слепки нагрузки. Граувакки обычно ритмично переслаиваются с алевролитами или сланцами. Эти особенности не универсальны, но присущи не только грауваккам, и, хотя их наличие представляет определенный интерес, сами по себе они не являются диагностическими признаками и поэтому не должны входить в определение.

Песчаная фракция обычно богата кварцем (соотношения между содержаниями полевого шпата и частиц пород самые разнообразные), обычно содержит небольшое количество обломочной слюды. Форма и размер кварцевых зерен варьируют, но, как правило, обломки весьма угловаты и часто обнаруживают хорошо выраженное волнистое угасание. Они часто составляют половину или менее песчаной фракции, а остальная ее часть представлена полевыми шпатами и частицами пород. Полевые шпаты, преимущественно плагиоклазы, всегда многократно сдвойникованные. Чаще встречаются натриевые, а не кальциевые плагиоклазы. Высокое содержание $Na_2O$ в граувакках вообще, как в классе пород, свидетельствует о том, что полевые шпаты представлены почти чистым альбитом. Калиевые полевые шпаты могут полностью отсутствовать, хотя в некоторых граувакках они содержатся в небольших количествах [10]. Хотя полевые шпаты обычно свежие, в некоторых из них наблюдаются включения серицита, хлорита и эпидота; последний,

Таблица 6-5

**Модальный минеральный состав граувакк**
(по Петтиджону [173], с добавлениями)

| | *А* | *Б* | *В* | *Г* | *Д* | *Е* | *Ж* | *З* | *И* | *К* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Кварц | 33 | 22 | 37 | 4 | 24 | 27 | 33 | 56 | 9 | Следы |
| Полевые шпаты | 15 | 5 | 12 | 10 | 32 | 19 | 21 | 37 | 43 | 30 |
| Обломки пород | 3 | 26 | 15 | 50 | 19 | 30 | 7 | 7 | 10 | 13 |
| «Матрикс» | 45 | 47 | 32 | 32 | П[1] | 21 | 33 | П[2] | 25 | 45 |
| Слюда и хлорит | — | — | — | — | 16 | — | 6 | — | 4 | — |
| Прочие | — | — | 3 | 2 | 8 | 3 | — | — | 4[3] | 10[3] |

[1] Отдельно не отмечен; 38% породы составляют «глина и алеврит». [2] Отдельно не отмечен. [3] Роговая обманка и пироксен.

*А* — полевошпатовая грауваккa (докембрий), Онтарио, Канада; среднее из трех анализов [167].
*Б* — литовая грауваккa (ордовик, сланцы Мартинсберг), Пенсильвания, США [142].
*В* — песчаник (грит) Абериститут (силур), Уэльс [161].
*Г* — лититовая грауваккa (девон), Австралия; среднее из пяти анализов [34].
*Д* — полевошпатовая грауваккa (девонско-миссисипская формация Таннер), горы Гарц, ГДР [93].
*Е* — грауваккa (кульм), Гарц, ГДР [140].
*Ж* — грауваккa (нижний мезозой), район Порируа, Новая Зеландия [217].
*З* — полевошпатовая грауваккa (францисканская формация, юра?), Калифорния, США; среднее из 17 анализов [204].
*И* — грауваккa Пурари (мел), Папуа; среднее из четырех анализов [54].
*К* — туфогенная грауваккa Ауре (миоцен), Папуа; среднее из двух анализов [53].

вероятно, является продуктом декальцификации плагиоклазов. Как и у кварцевых зерен, края полевых шпатов могут быть затуманенными, поскольку они как бы обволакиваются матриксом.

Частицы горных пород представлены преимущественно глинами, глинистыми сланцами, алевролитами, аспидными сланцами и аргиллитами, филлитами и слюдистыми сланцами. В изобилии могут присутствовать кремни и микритовые известняки (особенно первые), поликристаллический кварц и тонкозернистые кварциты. Многие грауваккы, однако, содержат частицы тонкозернистых изверженных пород, некоторые с микролитами полевых шпатов. Особенно часто встречаются кислые излившиеся породы, менее обычны обломки андезитов. В редких случаях присутствует серпентин [225]. Увеличение содержания вулканических пород и появление зональных плагиоклазов и расколотых идиоморфных кристаллов в грауваккe ведет к незаметному переходу их в субаквальные туфы и туфогенные песчаники. Пределы колебаний состава граувакк иллюстрирует табл. 6-5.

Обломочные слюды (биотит, хлоритизированный биотит и мусковит) являются обычными, но не широко распространенными компонентами. Среди второстепенных акцессориев встречаются карбонаты, вероятно близкие к анкериту, образующие неправильные пятна, замещающие матрикс, а также некоторые частицы пород и полевошпатовые зерна. Другие редкие акцессории представлены сульфидами, вероятно, главным образом, пиритом, который, как и карбонаты, образует неправильные пятна.

В отличие от большинства других песчаников с заполняющим поры минеральным цементом грауваккы связаны тонкозернистым матриксом, состоящим из тонковзаимопроросших хлорита, серицита и мелких (алевритовой размерности) частиц кварца и полевых шпатов. Содержание матрикса, по-видимому, тоже в какой-то мере является функцией размеров зерен песчаной фракции: чем мельче песок, тем выше содержание в нем матрикса [160]. Хуккенхольц [100] указывает, что точное значение термина «матрикс» требует двух четких максимумов на кривой распределения размеров зерен: одного в области песчаной и другого в области глинистой размерности. Согласно этому взгляду, большин-

Таблица 6-6

**Представительные химические анализы граувакк**
(по Петтиджону [173], с изменениями)

| | *А* | *Б* | *В* | *Г* | *Д* | *Е* | *Ж* | *З* | *И* | *К* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 60,51 | 61,39 | 76,84 | 69,11 | 68,85 | 74,43 | 73,04 | 71,10 | 68,84 | 65,05 |
| $TiO_2$ | 0,87 | 0,62 | — | 0,60 | 0,74 | 0,83 | 0,15 | 0,50 | 0,25 | 0,46 |
| $Al_2O_3$ | 15,36 | 16,97 | 11,76 | 11,38 | 12,05 | 11,32 | 10,17 | 13,90 | 14,54 | 13,89 |
| $Fe_2O_3$ | 0,76 | 0,39 | 0,55 | 1,41 | 2,72 | 0,81 | 0,56 | Следы | 0,62 | 0,74 |
| FeO | 7,63 | 5,32 | 2,88 | 4,64 | 2,03 | 3,88 | 4,15 | 2,70 | 2,47 | 2,60 |
| MnO | 0,16 | 0,12 | Следы | 0,17 | 0,05 | 0,04 | 0,18 | 0,05 | Не обн. | 0,11 |
| MgO | 3,39 | 3,84 | 1,30 | 2,06 | 2,96 | 1,30 | 1,43 | 1,30 | 1,94 | 1,22 |
| CaO | 2,14 | 3,21 | 0,70 | 1,15 | 0,50 | 1,17 | 1,49 | 1,80 | 2,23 | 5,62 |
| $Na_2O$ | 2,50 | 2,78 | 2,57 | 3,20 | 4,87 | 1,62 | 3,65 | 3,70 | 3,88 | 3,13 |
| $K_2O$ | 1,69 | 1,25 | 1,62 | 1,76 | 1,81 | 1,74 | 1,37 | 2,30 | 2,68 | 1,41 |
| $H_2O+$ | 3,38 | 2,44 | 1,87[1] | 4,13 | 2,30 | 2,15 | 2,36[1] | 1,90 | 1,60 | 2,30 |
| $H_2O^-$ | 0,15 | 0,06 | | 0,05 | 0,77 | 0,20 | | 0,26 | 0,35 | 0,28 |
| $P_2O_5$ | 0,27 | 0,19 | — | 0,03 | 0,06 | 0,18 | 0,23 | 0,10 | 0,15 | 0,08 |
| $ZrO_2$ | — | 0,07 | — | — | — | — | — | — | 0,05 | — |
| $CO_2$ | 1,01 | 0,08 | — | — | 0,08 | 0,48 | 0,84 | 0,12 | 0,14 | 2,83 |
| $SO_3$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,15 | — |
| S | 0,42 | 0,15 | — | — | 0,08 | 0,12 | 0,10 | Следы | — | 0,05 |
| $Cr_2O_3$ | — | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| BaO | — | 0,06 | — | — | Следы | — | — | — | 0,04 | — |
| C | — | — | — | — | 0,07 | 0,17 | 0,17 | 0,09 | — | — |
| Сумма | 100,24 | 99,75 | 100,18 | 99,69 | 99,94 | 100,45 | 99,80 | 99,80 | 99,93 | 99,77 |

[1] Потери при прокаливании.

*А* — граувакка (архей), озеро Маниту, Онтарио, Канада, аналитик Брунн [171].
*Б* — граувакка (архей), Найф-Лейк, Миннесота, США, аналитик Граут [85].
*В* — граувакка из сланцев Тайлер (докембрий, Анимики), Херли, Висконсин, аналитик Стокс [47].
*Г* — граувакка Ренселер (ордовик?), близ Спенсертауна, штат Нью-Йорк, аналитик Уиик [11].
*Д* — граувакка Таннер (верхний девон — нижний карбон), Шарцфельд, ГДР, аналитик Хельмбольд [93].
*Е* — граувакка из сланцев Стэнли (карбон), близ Мины, Арканзас, аналитик Брунн [171].
*Ж* — кульм (карбон), Штейнбак, Франкенвальд, ФРГ [54].
*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 Ричи [176].
*И* — францисканская формация (юра?), карьер компании Окленд-Пейвинг, Пидмонт, Калифорния, аналитик Хаусон [44].
*К* — граувакка (мел?), горы Олимпик, Вашингтон, близ Солдака, аналитик Брунн [171].

ство граувакк не имело бы матрикса. Однако этого ограничения в определении матрикса почти никто не придерживается. Матрикс до известной степени находится во взаимопрорастании с более крупными песчаными зернами. Во многих случаях бывает очень трудно отличать матрикс, как таковой, от плохо определимых тонкозернистых частиц пелитовых пород. Эта трудность может привести к переоценке содержания матрикса [18].

По химическому составу граувакки представляют собой удивительно однородную группу (табл. 6-6). Несмотря на отсутствие единого определения граувакк, общий химический состав их во всем мире очень похож независимо от их геологического возраста. Кроме того, он коренным образом отличается от состава аркозов (табл. 6-2, фиг. 6-2).

Фиг. 6-11. Полевошпатовая грауваккa, формация Реклуз, группа Эпуэрт нижний протерозой).

Залив Коронейшен, Северо-Западные территории, Канада. Порода состоит из плохо сортированной смеси угловатых обломков в тонкозернистом матриксе. Много кварца и полевых шпатов, но присутствует также некоторое количество обломков горных пород. Николи скрещены, ×20.

Как можно видеть из таблицы, граувакки богаты $Al_2O_3$, $FeO+Fe_2O_3$, $MgO$ и $Na_2O$. Высокое содержание $Na_2O$, несомненно, отражает альбитовую природу полевых шпатов; $MgO$ связан с хлоритовым матриксом, так же как и высокое содержание $FeO$. Отличительными особенностями химического состава являются преобладание $FeO$ над $Fe_2O_3$, $MgO$ над $CaO$ и $Na_2O$ над $K_2O$. Именно этими соотношениями граувакки заметно отличаются от аркозов.

Многие граувакки имеют валовой состав, весьма сходный с определенной материнской породой, скорее всего с гранодиоритом, а не с основной магматической породой, как полагали некоторые. Пески обычно отличаются по химическому составу от исходных пород вследствие выветривания и сортировки. Химически не дифференцированная природа граувакк свидетельствует о том, что один или оба процесса остались незавершенными. Пески современной реки Колумбии [219] имеют валовой химический состав, удивительно близкий к составу граувакк. Может быть, области питания древних граувакк и песков реки Колумбии были сходными?

**Разновидности и типы граувакк.** Как отмечалось ранее, мы отличаем аркозы, не имеющие матрикса, т. е. аркозовые арениты, от аркозов с каолинитовым глинистым матриксом, т. е. от аркозовых вакк. Существует ли подобное различие в семействе граувакк между лишенными матрикса и богатыми матриксом разностями? В нашем понимании название «граувакки без матрикса» было бы терминологическим противоречием. Порода грауваккового состава, лишенная матрикса, — это в большинстве случаев лититовый аренит. Хотя термин «зрелые грау-

вакки» и применялся к таким песчаникам, даже сам Фолк [65] заменил его термином «лититовые аренитьі».

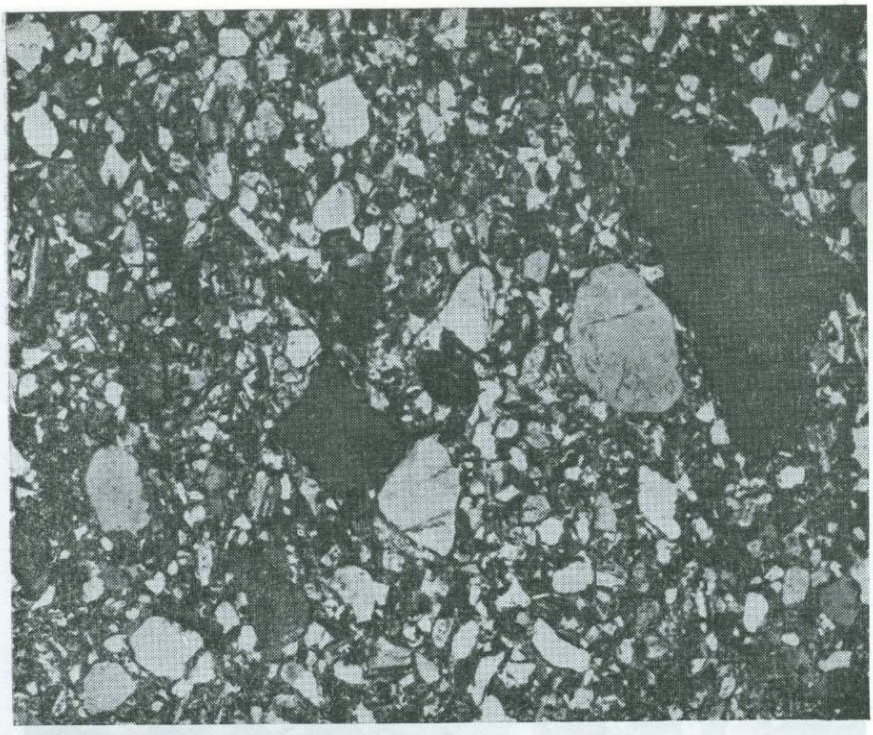
Можно, однако, различать ряд разновидностей граувакк. Граувакки, богатые обломками пород, называют *лититовыми грауваккамн,* богатые полевыми шпатами, — *полевошпатовыми грауваккамн.*

Некоторые граувакки очень бедны кварцем и содержат примесь явно вулканического материала, например вулканогенный кварц, идиоморфные кристаллы полевых шпатов или их обломки и заметные количества железомагнезиальных минералов. Это — вулканогенные граувакки. Они постепенно переходят в настоящие субаквальные туфы. Существуют и другие граувакки, аномально обогащенные кварцем и лишенные полевых шпатов. Это — «кварцвакки» Фишера [62]. Между бедными кварцем и богатыми кварцем разновидностями располагаются обычные, наиболее распространенные граувакки. Анализы *Г, И* и *К* табл. 6-5 представляют класс граувакк, бедных кварцем, большинство других анализов этой таблицы относится к промежуточной группе.

Крук [38] выделял три главных класса граувакк, считая, что их различия определяются областями питания. Он относил бедные кварцем разновидности (менее 15% кварца) к вулканическим областям питания, богатые кварцем (свыше 65%, а обычно 80% кварца) — к осадочным областям питания, а промежуточный класс (от 15 до 65% кварца) — к смешанным областям. В своих построениях Крук пошел настолько далеко, что связывал бедные кварцем типы с условиями островных дуг, класс, богатый кварцем, — с тектонически неактивными окраинами континентов, а промежуточный класс — с тектонически активными окраинами континентов и микроконтинентов.

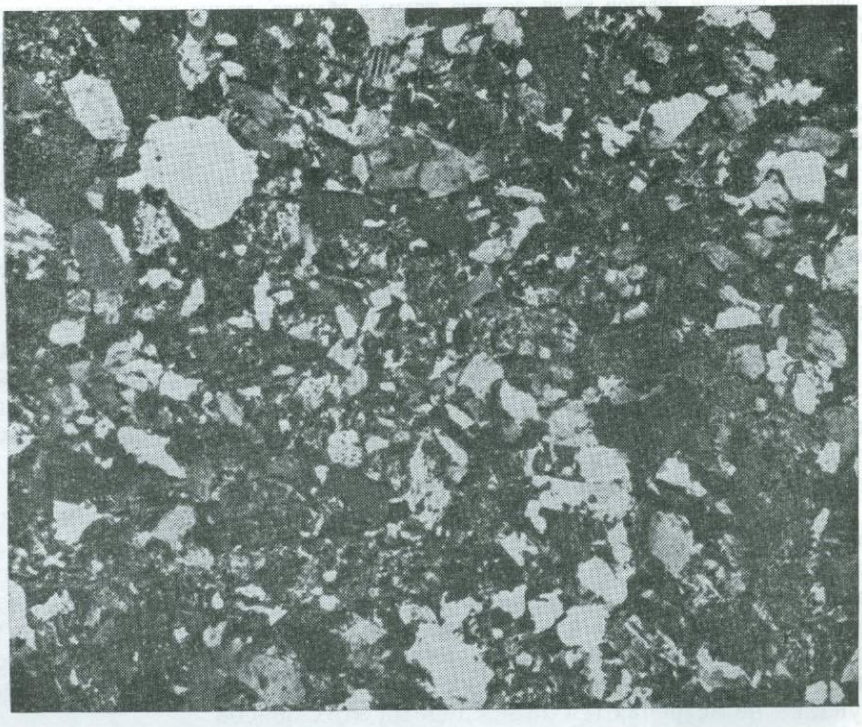
**Распространение и примеры.** Граувакки обычно встречаются в геосинклинальных областях, причем они могут сопровождаться и не сопровождаться вулканическими породами. Они, несомненно, являются характерными песчаниками эвгеосинклинальных поясов, где ассоциируются с подушечными лавами или «зеленокаменными породами» [9, 211, 213]. Возрастной диапазон этих граувакк очень широк — от древнейшего докембрия до третичного периода. Примерами самых древних могут служить многие архейские толщи Канадского щита [50, 167], Фенноскандии [193] и Южной Африки [7]. Сюда же относятся докембрийские дальредские грубозернистые граувакки (грауваккові гриты) Шотландии [200]. Сходные породы встречаются в древних палеозойских районах Уэльса [161, 223], в Южных нагорьях Шотландии (фиг. 6-12) [215], в Скандинавских горах и на Шпицбергене [213]. Ордовик Ньюфаундленда характеризуется таким же комплексом пород [58]. Этот комплекс обнаружен также в молодом герцинском складчатом поясе Корнуэлла и Девона и в соответствующих районах Европы, в частности в Гарце (фиг. 6-13) [62, 93, 140] и в Рейнских Сланцевых горах [95]. Хорошо описанные примеры известны также в нижнем мезозое округа Веллингтон в Новой Зеландии [176] и в юрской францисканской формации (фиг. 6-14) Береговых хребтов Калифорнии [44, 204]. Граувакки в ассоциации с зеленокаменными и кремнистыми породами обнаружены в мезозое и палеозое Аляски (фиг. 6-15) [27, 132], в горах Олимпик штата Вашингтон [163], в палеозое Нового Южного Уэльса в Австралии (фиг. 6-16) [34, 35] и в меловых толщах геосинклинали северо-западного Калимантана [90].

Граувакки встречаются также в геосинклинальных областях, где вулканизм не проявлялся или проявился в малой степени. Хорошие примеры можно встретить в анимикских (протерозойских) аспидных сланцах Тайлер, сланцах Мичигамм и сланцах Томсон близ Дулута [185], в Пенокском складчатом поясе к югу от озера Верхнего [103],



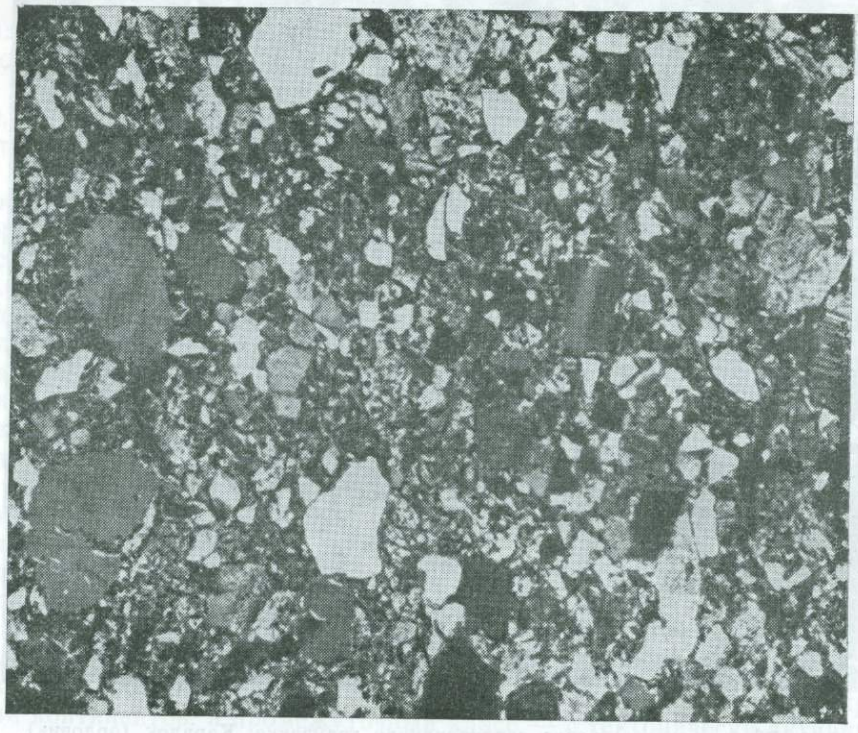
Фиг. 6-12. Грубозернистая плохо сортированная грауваккa, Карадок (ордовик).

Примерно 350 м к востоку от Гарвалда, Шотландия. Состоит из полуугловатых до полуокатанных зерен кварца и полевого шпата с небольшим количеством обломков пород, включая афанитовые вулканические породы. Николи скрещены, ×20.



Фиг. 6-13. Типичная, или «классическая», грауваккa (кульм, карбон).

Карьер возле Зёзетальшперре, около 7 км от Остероде, горы Гарц. Состоит главным образом из угловатых плохо сортированных зерен кварца (в среднем 26%), полевых шпатов (в среднем 19%), обломков горных пород (в среднем 38%) и тонкозернистого, обогащенного хлоритом матрикса. Николи скрещены, ×20.



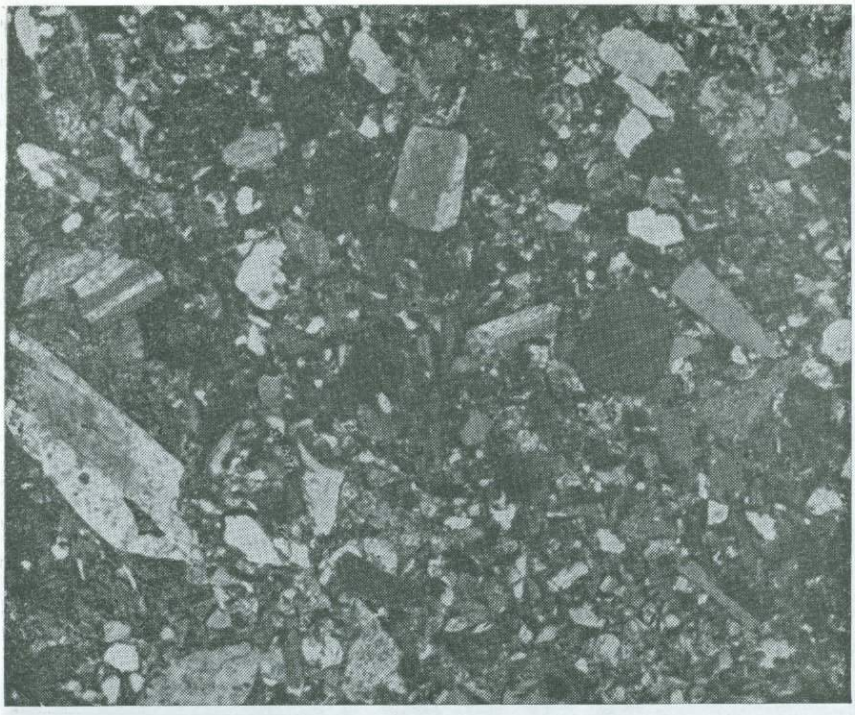
Фиг. 6-14. Типичная полевошпатовая граувакка, францисканская формация (верхняя юра?).

Примерно в 500 м к северу от моста Золотых Ворот возле Сан-Франциско, Калифорния, США. Состав породы: главным образом кварц, полевые шпаты и обломки горных пород в тонкозернистом хлорит-серицитовом матриксе. Обратите внимание на плохую окатанность и недостаточную сортированность материала. Николи скрещены, ×20.

так же как и в «песчаниках» Челмсфорд бассейна Садбери (фиг. 6-17). Песчаники из ордовикских глинистых сланцев Мартинсберг (фиг. 6-18) [142], коррелирующиеся с ними граувакки Ренселер [11] и глинистые сланцы Норманскилл [218] Аппалачских гор входят в эту категорию, так же как и песчаники из глинистых сланцев Стэнли каменноугольного возраста, песчаники Джэкфорк гор Уошито в Арканзасе и Оклахоме [17] и формации Хэймонд из округа Маратон в Техасе [144]. Хорошо описаны примеры этих пород мелового возраста в Японии [158, 159, 189]. Многие из сортированных песчаников Апеннин представлены граувакками (фиг. 6-19). Все эти граувакки из миогеосинклинальных областей характеризуются бóльшим содержанием частиц пород, чем полевых шпатов. Хотя в некоторых из этих геосинклинальных разрезов обнаружены немногочисленные туфовые слои, интенсивный подводный вулканизм в них не проявлялся.

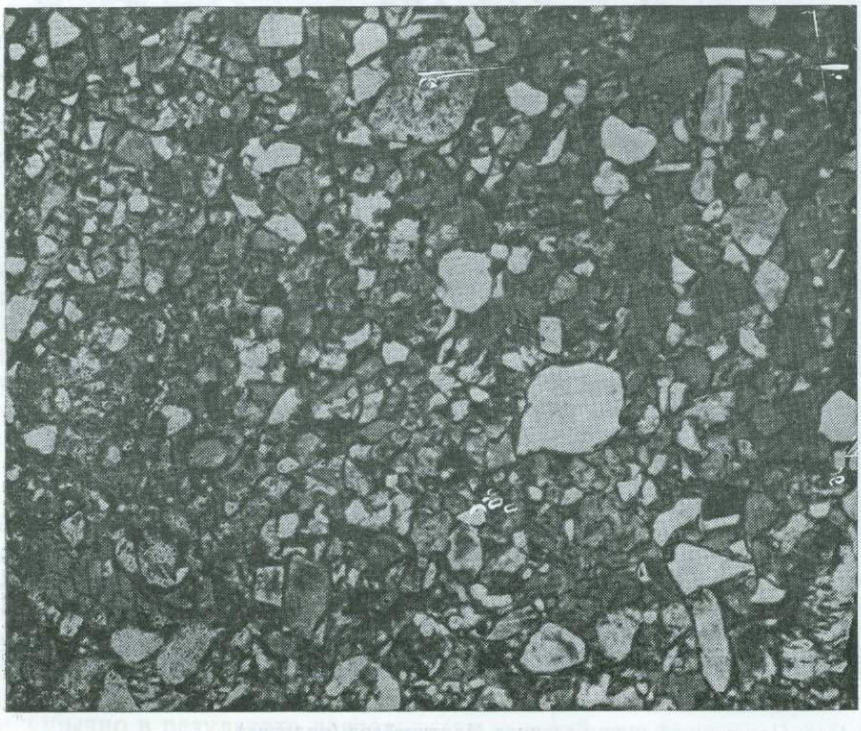
Граувакки четко приурочены к альпинотипным орогенным поясам и отсутствуют в разрезах недеформированных стабильных или платформенных областей. В общем они морского генезиса, а в приведенных выше примерах их считают главным образом турбидитовыми песками, входящими в так называемые флишевые фации. Не все флишевые песчаники, даже и турбидитного происхождения, и не все песчаники орогенных поясов являются граувакками. Однако, по всей вероятности, граувакки не встречаются за пределами этих поясов.

Подсчитано, что граувакки составляют примерно пятую или четвертую часть всех песчаников [150, 173]. Предполагается, что в ранние



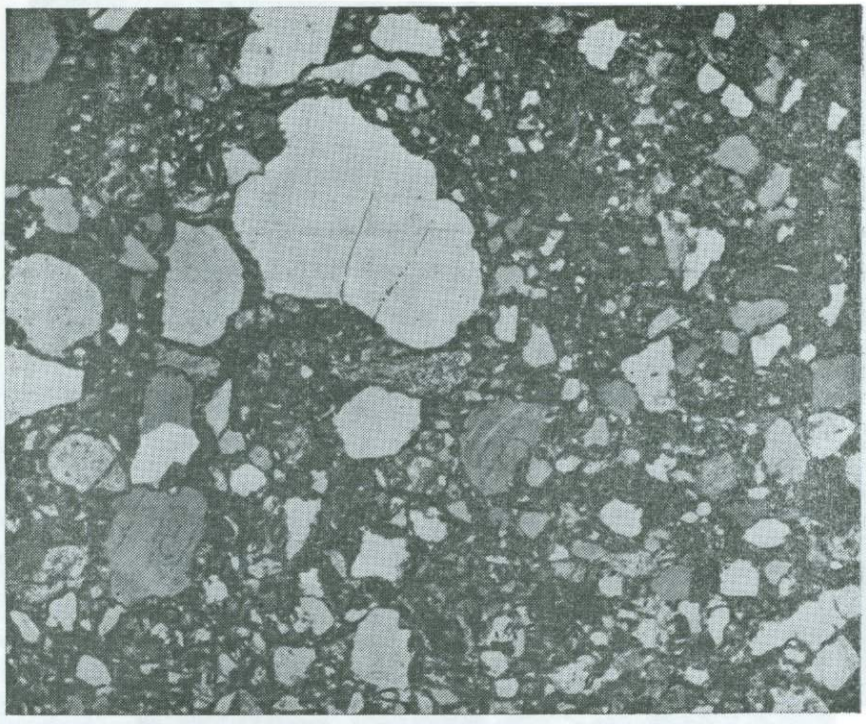
Фиг. 6-15. Грауваккa, Кускоквим (мел?).

Водораздел Криби-Крик — Джордж-Ривер, район Кускоквим. Аляска. Грауваккa отличается низким содержанием кварца и большим количеством полевых шпатов, частично представленных гипидиоморфными кристаллами, а также большим количеством обломков афанитовых пород со структурами течения. Очень плохая сортированность. Несомненная грауваккa со значительным привносом вулканического материала. Николи скрещены, ×20.



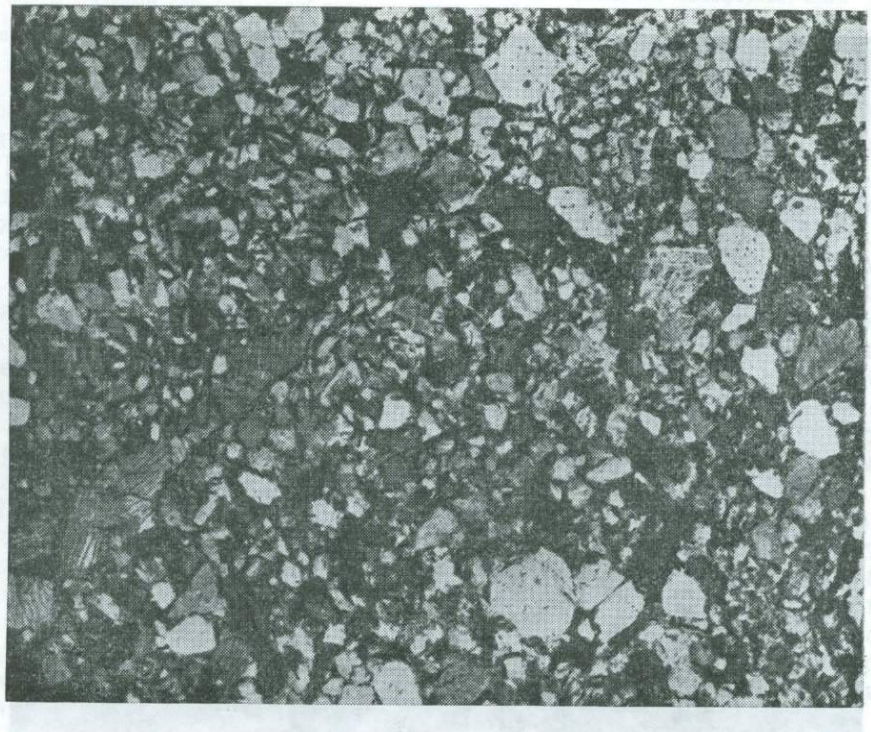
Фиг. 6-16. Грауваккa из группы Неранлей (вероятно, силур).

Район Арендэйл, Новый Южный Уэльс, Австралия. Грауваккa отличается низким содержанием кварца и большим содержанием полевых шпатов и частиц пород, среди которых присутствуют вулканические породы. Обычный свет, ×20.



Фиг. 6-17. Песчаник Челмсфорд (докембрий).

Район Садбери, близ Челмсфорда, Онтарио, Канада. Грауваккa с обычно не сортированными, плохо окатанными зернами кварца, полевого шпата и частиц горных пород в тонкозернистом матриксе. Николи скрещены, ×20.



Фиг. 6-18. Песчаник из толщи сланцев Мартинсберг (ордовик).

Бродфординг, округ Вашингтон, Мэриленд, США. Лититовая грауваккa, состоящая из плохо сортированных, почти не окатанных обломков песчаной размерности в тонкозернистом матриксе. Грауваккн Мартинсберг содержат 20—60% кварца, 1—12% полевых шпатов и 3—44% (в среднем 24%) обломков пород, главным образом осадочного происхождения. Матрикс составляет 30—48% породы. Николи скрещены, ×20.

Фиг. 6-19. Песчаник Пьетрафорте (мел).

Фьезоле, близ Флоренции, Тоскана, Италия. Хорошая граувакка, состоящая из плохо сортированных угловатых обломков — главным образом кварца, полевых шпатов и частиц пород. Некоторые образцы этого песчаника содержат до 17% обломочного доломита. Николи скрещены, ×20.

этапы истории Земли они играли более важную роль. Основания для этих предположений рассмотрены в гл. 12.

**Проблема матрикса.** Матрикс является характерной особенностью граувакк и, как отметил Камминс [39], «сутью граувакковой проблемы». Согласно определению, содержание матрикса превышает 15%, а в некоторых случаях даже 50%. Правильность этих оценок, однако, была поставлена под сомнение [18], поскольку незрелые обломочные осадки, особенно граувакки, часто анализируются неправильно. Границы обломочных зерен в большинстве случаев маскируются проявлениями перекристаллизации. В результате содержание матрикса значительно переоценивается. Де-Бой [18] утверждает, что содержание матрикса во многих типичных граувакках не превышает нескольких процентов. Конечно, при скрещенных николях очень трудно точно разграничить несколько измененные обломки пород и перекристаллизованный серицитовый и хлоритовый матрикс. Во многих случаях также трудно отличать обломки мягких пелитовых пород, которые могут быть деформированы и вдавлены в поры между более прочными зернами кварца, от настоящего матрикса. Такие обломки создают ложный матрикс, или псевдоматрикс.

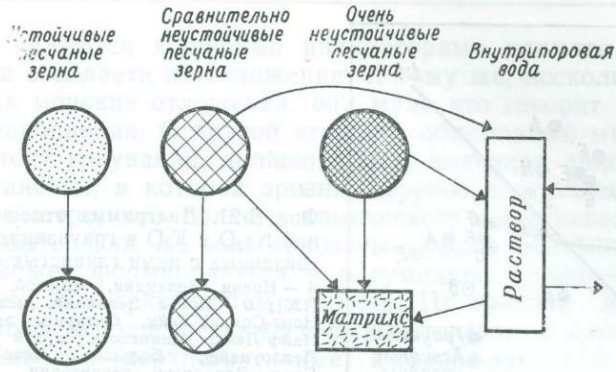
Матрикс интерпретировали по-разному. Его считали продуктом перекристаллизации первично обломочного компонента и, так как по составу он соответствует аспидному сланцу, предполагали, что первичный материал был глиной. Если это так, то проблема состоит в том, чтобы объяснить одновременное отложение глины и песка в одном и том же месте. Обычно в результате деятельности течений эти фракции накапливаются отдельно. Даже бары в нижнем течении Миссисипи — реки, пе-

реносящей преимущественно ил, — сложены чистыми песками. Предполагалось, что коагуляция электролитами морской воды должна осаждать материал глинистой размерности [223]. Доказательств правильности этого взгляда, в общем, не существует. Чрезвычайно редко современные прибрежные и мелководные морские пески имеют такой характер, чтобы вместе с заполняющей их поры глиной стать со временем, после литификации, граувакками.

Матрикс в граувакках в последнее время связывают со способом их переноса и отложения. Многие граувакки геологического прошлого несут ясные следы деятельности мутьевых потоков и по сути дела являются турбидитами. Как отмечено Кюненом и Мильорини [128], «...все исключительные и приводящие в замешательство особенности типичных серий сортированных граувакк легко можно объяснить деятельностью мутьевых потоков высокой плотности». Они отметили, что такие потоки взвешенного тонкого глинистого материала способны переносить песок вниз по подводному склону, а будучи подпружены, прекращают свое существование, отлагая совместно груз песка и взвешенного глинистого материала, образуя сортированную граувакку. Отложение в глубоких морских впадинах объясняет, почему обычно не удается обнаружить современных аналогов древних граувакк. Однако рассмотрение скоростей оседания и анализ экспериментов на лотке не подтверждают мнения о том, что большое количество глинистого матрикса может быть отложено простым оседанием глины вместе с песком (гл. 9). Кроме того, граувакки, т. е. богатые матриксом пески, по-видимому, не так уж часто встречаются среди современных глубоководных песков предположительно турбидитного происхождения [97]. В более позднем обзоре проблемы Кюнен [127] пришел к выводу, обоснованному теоретически и экспериментально, что содержание первоначального матрикса в более грубозернистых породах, если он вообще имеется, много ниже 10%.

Эмери [56] и Клейн [112] полагали, что глина могла быть привнесена механически, при перемещении поровых вод из перекрывающих и подстилающих слоев, и что первоначально чистые и хорошо сортированные турбидиты превращались таким образом в богатые матриксом граувакки. Кюнен отверг это предположение и пришел к выводу, что матрикс грубозернистых граувакк в большинстве случаев представляет собой вторичное образование и что нет никакой нужды предполагать, что такие граувакки переносились и отлагались мутьевыми потоками какого-то другого типа или с помощью механизма, чем-то отличающегося от того, который принимается для современных глубоководных песков или третичных турбидитов.

Совершенно очевидно, что матрикс действительно представляет собой перекристаллизованный материал. Он состоит из хлорита, серицита и кварца в древних граувакках и из цеолитов и монтмориллонита в молодых. Ирвинг и Ван-Хайз [103] полагали, что матрикс образуется в результате «...слюдистого или хлоритового изменения полевых шпатов». То, что часть материала матрикса действительно аутигенна, было отмечено Крыниным [117], который наблюдал замещение обломочного кварца серицитом. Такие же взаимоотношения наблюдались и между хлоритом и кварцем. Первоначальные, созданные водной обработкой ограничения кварцевых зерен полностью исчезают, а новые представляют собой как бы клубы («chevaux-de-frise») зеленых кристаллов хлорита, вдающихся в светлые зерна кварца [82]. Позже Камминс [39] рассматривал все или почти все матриксы как продукт диагенеза. Бренчли [20] показал, что матрикс некоторых ордовикских вулканогенных граувакк, составляющий от 40 до 60% породы, является диагенетическим. Там, где присутствует кальцитовый цемент, матрикса нет



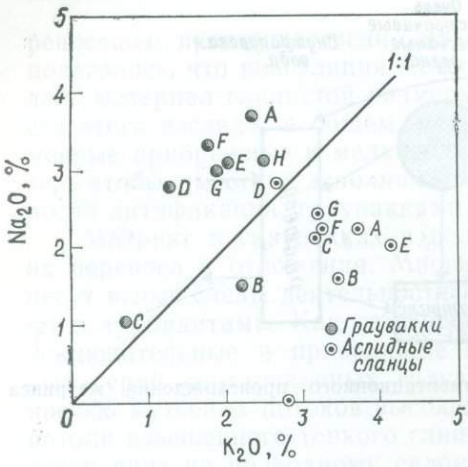

Фиг. 6-20. Схема предполагаемого постседиментационного происхождения матрикса граувакк (по Камминсу [39], с изменениями).

и порода представляет собой хорошо сортированный песчаник. Это позволяет прийти к выводу, что накопление раннего кальцитового цемента препятствует формированию матрикса. Эти различия обнаруживаются даже в смежных частях одного и того же слоя. Хотя наблюдения Бренчли имеют большое значение, остается неясным, почему палеозойские и более древние граувакки в общем так богаты матриксом, если карбонатный цемент препятствует ее образованию. Безусловно, эти породы должны были бы гораздо чаще иметь карбонатный цемент.

Эксперименты с песками, химически сходными с граувакками, показали, что минералы матрикса возникают при температуре 250 °С и давлении воды 1 кбар. Эти наблюдения подтверждают мнение о том, что матрикс граувакк может формироваться в процессе диагенеза и не обязательно быть перекристаллизованной тонкой обломочной фракцией [91].

Камминс отмечал, что большинство третичных и современных турбидитов не обладает таким обильным матриксом, который встречается в сопоставимых турбидитах более древних флишевых разрезов. Последние предположительно подвергались глубокому погребению и начальному метаморфизму, включающему в себя растворение под давлением на контактах зерен и особенно изменение неустойчивых компонентов, — главным образом обломков неустойчивых пород, но также и полевых шпатов (фиг. 6-20). Хотя в некоторых глубоководных турбидитах из кернов скважин, пробуренных по программе JOIDES (1970), была обнаружена литификация, которая, как показали предварительные исследования, большей частью связана с окремнением в результате растворения и переосаждения биогенного кремнезема. Мы можем, следовательно, заключить, что современные аналоги богатых матриксом древних граувакк представляют собой незрелые пески с большим количеством обломков глинистых и (или) вулканических пород, отложенных в бассейнах, где их ожидает глубокое погребение и слабый метаморфизм или интенсивный диагенез, названный Кюненом «грауваккизацией».

В заключение можно сказать, что матрикс — тонкий внутрипоровый материал, характерный для граувакк (и некоторых аркозов) — скорее всего имеет разное происхождение. Диккинсон [46] выделил различные типы матрикса: *протоматрикс, ортоматрикс, эпиматрикс* и *псевдоматрикс*. Первый — это захваченная порами обломочная глина, второй — перекристаллизованный материал, третий — диагенетический продукт изменения песчаных зерен и четвертый — деформированные и раздавленные обломки пород. Диккинсон привел критерии выделения каждого типа.




Фиг. 6-21. Диаграмма отношения содержаний $Na_2O$ и $K_2O$ в граувакках и генетически связанных с ними глинистых сланцах.

*A* — Новая Зеландия, мезозой, средняя проба [176]; *B* — Новая Зеландия, мезозой [176]; *C* — Норт-Спирит-Лейк, Онтарио, архей [50]; *D* — Найф-Лейк, Миннесота, архей [85]; *E*, *F*, *G* — Йеллоунайф, Большое Невольничье озеро, Северо-Западные территории, архей [Гендерсон, личное сообщение], *H* — Касаммит-Лейк, Онтарио, архей [Horwood, 1938].

**Проблема $Na_2O$.** Предлагались различные объяснения причин высокого содержания $Na_2O$ в граувакках [57]. Оно, по-видимому, обусловлено высоким содержанием альбитовых полевых шпатов. Граувакка Таннер, например, содержит 3,5% $Na_2O$. Для этого количества $Na_2O$ требуется 30% альбитового полевого шпата; эта оценка хорошо подтверждается наблюдениями, согласно которым полевые шпаты составляют 30—40% этой породы, а 85—90% из них имеют состав $An_{3-10}$.

Полевые шпаты, несомненно, являются обломочным компонентом. Но был ли первичный материал альбитовым, или альбитовый состав полевых шпатов — это постседиментационная особенность? Тесная ассоциация многих (хотя и не всех) граувакк со спилитовыми породами позволяет предполагать, что эта проблема связана с происхождением спилитов [211]. Имеются определенные доказательства альбитизации *in situ*. Неправильные включения карбонатов, которые не являются ни обломочным материалом, ни заполняющим поры цементом и замещают как обломочные зерна, так и матрикс, несомненно, являются постседиментационным продуктом. Вероятно, альбитизация полевых шпатов дает $CaO_2$, который и отлагается в виде карбонатов. Вспомним бесчисленные жеоды и прожилки кальцита, ассоциирующиеся с альбитизированными зеленокаменными породами. Но если изменение полевых шпатов — постседиментационный процесс, то почему ассоциирующиеся и переслаивающиеся с граувакками аспидные сланцы также не обогащены $Na_2O$? Например, в Новой Зеландии пелитовые слои, переслаивающиеся с граувакками, имеют нормальное отношение $Na_2O/K_2O$ в отличие от сингенетичных граувакк (фиг. 6-21) [176]. Гаррелс и др. [74] предполагают, что высокое значение отношения $K_2O/Na_2O$ в глинистых и аспидных сланцах также является диагенетической особенностью, отражающей рост иллита за счет монтмориллонитовой, смешанослойной и каолинитовой минеральной ассоциации. Таким образом, $Na_2O$ связан с полевыми шпатами, а $K_2O$ — со слюдами. Менее вероятно, что первичные пески были столь обогащены $Na_2O$, так как они формировались почти исключительно из альбитсодержащих материнских пород, в то время как более тонкий материал, продукт выветривания, был беден $Na_2O$ из-за обычного выщелачивания во время выветривания. Предполагалось, что отсутствие калиевых полевых шпатов обусловлено постседиментационным растворением и не является первичной особенностью [78]. Это соответствует совместимости альбита и мусковита при низких и умеренных температурах.

**Значение граувакк.** Многие, если не большинство граувакк, представляют собой переотложенные пески. В общем такие переотложенные

осадки не являются хорошими индикаторами климата ни в области питания, ни в области их отложения. К тому же, поскольку большинство граувакк морские отложения, они мало что говорят нам о климате места их накопления. С другой стороны, обломочный материал, из которого состоят граувакки, должен, как и материал аркозов, требовать такой обстановки, в которой эрозия, перенос и отложение происходят настолько быстро, что полного химического выветривания материала не может быть. Так же как аркозовые пески, обломочный материал граувакк может формироваться и в гумидных тропических условиях, и в аридном, и в арктическом климате. По мнению Крынина [116], обоснованному литологическими и фаунистическими данными, граувакки серии Сивалик (верхнетретичные) в северо-западной Индии отлагались в тропических условиях, изменявшихся от условий саванны к условиям прерии и степи. Фишер [62], изучавший граувакки Центральной Европы, также пришел к выводу, что они могли формироваться в нескольких различных климатических обстановках. Тальяферро [204] полагал, что граувакки францисканской формации (верхняя юра) формировались в результате сноса «...с высокой, расчлененной, недавно поднятой суши в суровых климатических условиях, при большом количестве осадков и, возможно, холодном климате в горах с залесенными склонами». Этот вывод основан на обилии свежих полевых шпатов и обугленных обломков древесины.

Так как распространение граувакк не ограничивается докембрием или даже додевоном, отсутствие сосудистых наземных растений не кажется необходимым условием их формирования, как это предполагалось Кайзером [105].

Граувакки, однако, указывают на особую тектоническую обстановку. Фишер называл их «насыпным» типом осадков. Если граувакки являются турбидитами, каждый их слой образовывался в сущности мгновенно. Их приуроченность к геосинклинальным областям и их преобладание во флише древних систем позволяют предполагать, что многие или большинство граувакк являются морскими турбидитами. Хотя, согласно определению, граувакки не обязательно должны быть турбидитами, фактически большинство известных граувакк — это турбидиты. Как предполагает Камминс, турбидиты молодых орогенных флишевых толщ являются предшественниками граувакк и будут превращены в граувакки диагенетическими изменениями или метаморфизмом низких ступеней. Такие изменения, сопровождаемые обогащением $Na_2O$, которое в свою очередь связано с морской обстановкой, могут создать характерные особенности граувакк. Согласно этой интерпретации, граувакки представляют собой продукт интенсивного диагенеза или слабого метаморфизма. Однако некоторые авторы не считают этот вопрос решенным [190].

Неясно, существуют ли и в каком количестве континентальные граувакки. Как отмечалось выше, Крынин [116] описал несколько предположительно континентальных граувакк, по Каммингсу [40], но подавляющее большинство граувакк прошлого было, по-видимому, морскими образованиями. Некоторые исследователи считали, что граувакки отражают восстановительные условия, может быть даже восстановительную атмосферу [133], исходя, видимо, из высокого отношения $FeO/Fe_2O_3$. Существование палеозойских и более молодых граувакк исключает представление о восстановительной атмосфере. Ассоциирующиеся с ними сланцы обычно лишены аномально высоких содержаний органического углерода или раннедиагенетического пирита, указывающих на резко восстановительные условия.

До известной степени граувакки и аркозы действительно отражают

различные области питания. Аркозы характеризуют гранитные области питания. И хотя граниты или родственные им породы очень обычны и широко распространены в некоторых районах, они дают начало аркозам далеко не всегда, а при сравнительно ограниченных условиях. С другой стороны, для граувакк число возможных областей питания, по-видимому, менее ограниченно, в частности, обильные кварц и полевые шпаты в некоторых из них, смешанные с частицами слабо метаморфизованных пород и даже с вулканическим обломочным материалом, свидетельствуют о более разнообразных областях питания, чем у аркозов. Происходит ли это потому, что граувакки обычно являются переотложенным осадком, обломочный материал которого приносится крупными реками, имеющими обширные бассейны питания с разнообразной литологией, или протяженными вдольбереговыми морскими течениями? Как предполагает Шики [189], возможно существование по меньшей мере двух типов граувакк, различающихся своими областями питания. Граувакки первого типа богаты полевыми шпатами, и, следовательно, их источники связаны с кристаллическими интрузивными породами, а второго — представлены лититовыми разновидностями, и их источниками являются супракрустальные породы. Кроме того, граувакки, типичные для эвгеосинклиналей, могут получать значительное количество вулканического материала. Эти взгляды совпадают со взглядами Крука [38], который связывает граувакки с низким содержанием кварца с вулканическими областями питания, а богатые кварцем разновидности — с осадочными. Безусловно, граувакки не являются железомагнезиальным аналогом аркозов [212].

## КВАРЦЕВЫЕ АРЕНИТЫ (ОРТОКВАРЦИТЫ)

**Определения и номенклатура.** Почти все пески содержат обломочный кварц; большинство из них богаты кварцем, т. е. количество его превышает 25%, а очень многие состоят почти исключительно из обломочного кварца. Следовательно, термин «кварцевый песчаник» более или менее излишен. Однако он необходим для обозначения тех конечных продуктов эволюции песка, которые характеризуются преобладанием кварца. Для этого класса песков применялся термин *ортокварцит*. Примененный впервые Тиеж [209], этот термин был популяризован Крыниным [121], который применял его к пескам, полностью сложенным кварцевыми зернами, сцементированными кремнеземом. Это — осадочные кварциты в отличие от кварцитов метаморфического происхождения (метакварцитов). Термин «кварцит» в традиционном значении применяют к породам, настолько сильно сцементированным, что при их раскалывании трещины рассекают зерна, а не обходят их. Однако, как указывал Крынин [122], многие из них содержат некоторую примесь карбонатного цемента как дополнительного конечного продукта и, по мере того как количество этого несиликатного материала возрастает, ортокварциты становятся менее вязкими. Хотя термин «ортокварцит» был принят и применялся к этим менее вязким породам и даже к рыхлым или современным кварцевым пескам, он порождает некоторую путаницу из-за давнишнего представления о кварците как о прочной, нерыхлой породе [139]. Поэтому предлагались и другие термины. Наиболее приемлемый из них — *кварцевый аренит* (или *кварцаренит*), предложенный Гилбертом [222] и Мак-Брайдом [143]. Хотя авторы использовали термин «ортокварцит» в течение многих лет, они в настоящее время склонны считать термин «кварцевый аренит» лучшим для обозначения этого класса песчаников. В литературе последних лет проявляется тенденция признать эту точку зрения.

**Общее описание.** Кварцевые арениты — весьма обычный, может быть, самый известный тип песчаников. Им можно дать простое определение: это — пески, обломочная фракция которых на 95% или более представлена кварцем. Обычно они сцементированы кварцем, отложившимся кристаллографически и оптически единообразно с обломочным кварцем, и во многих случаях сцементированы настолько хорошо, что действительно являются кварцитами.

Кварцевые арениты обычно белые породы, некоторые окрашены в розовые оттенки, а немногие — в более глубокие красные тона. Розовая или красноватая окраска обусловлена пленками или «рубашками» гематита на зернах. Однако содержание окислов железа во всей породе может составлять только процент или доли его. Кварцевые арениты часто слагают относительно маломощные, но обширные по площади песчаные пласты с минимальным количеством пропластков глинистых сланцев. Встречаются и мощные, 1000 м или более толщи, как в некоторых докембрийских формациях. Характерные текстуры в них — знаки ряби и косая слоистость.

Как уже отмечалось, многие из них являются настоящими кварцитами и, будучи прочными и устойчивыми к эрозии, образуют высокие гряды или холмы. Другие, особенно те, которые сцементированы карбонатами, меньше похожи на кварциты и в некоторых случаях, возможно обусловленных выщелачиванием цемента, бывают рыхлыми. Однако во многих рыхлых песках на зернах кварца наблюдается обрастание кремнеземом, ведущее к восстановлению формы кристаллов кварца с блестящими правильными гранями, отражающими свет так, что пески сверкают на солнце.

Это те пески, в которых, как отмечалось выше, кварц составляет 95% или более обломочной фракции. Во многих разновидностях, особенно в тех, которые сцементированы кварцем, валовые химические анализы отражают это преобладание кварца, показывая содержание кремнезема 99% или даже больше (табл. 6-7). Такие отложения являются самыми крупными и самыми чистыми концентрациями кремнезема в земной коре и представляют собой промышленный источник кремнезема для производства стекла и для других нужд.

Кварц этих песков в основном монокристаллический, так как поликристаллические зерна, по-видимому, из-за меньшей прочности обычно уничтожаются [15]. По тем же причинам в этих песках обычно понижено содержание кварца с волнистым угасанием [16]. Кварцевые зерна большинства ортокварцитов превосходно окатаны — некоторые приближаются к совершенно округлой форме. Многие зерна имеют матовую поверхность. Поскольку и сортировка их совершенна, эти пески и по структурам, и по составу являются наиболее зрелыми из всех песков, и некоторые близки к теоретическим конечным членам эволюции песков.

Другие компоненты, если они имеются, обычно представлены немногочисленными истертыми зернами кремней или других столь же прочных пород. Будучи незначительными по объему, эти немногие частицы горных пород тем не менее могут быть ключом к познанию области питания и происхождения тех или иных кварцевых аренитов. Фракция тяжелых минералов, как правило, крайне ограниченна и состоит только из очень хорошо окатанных турмалина и циркона с некоторым количеством ильменита или лейкоксена.

Валовой химический состав может существенно изменяться за счет цемента. Конечно, в песках, сцементированных кремнеземом, не обнаруживается таких изменений, но в песках с кальцитовым или ангидритовым цементом относительное содержание кремнезема снижается добавлением $CaO$ и $CO_2$ или $SO_3$.

**Таблица 6-7**

**Химический состав представительных ортокварцитов [173]**

| | *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 |
| $Al_2O_3$ | 0,41 | 2,85 | 0,31 | 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 |
| MgO | 0,04 | 0,04 | 0,10 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,01 | 0,30 | 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 | — |
| $H_2O^+$ | 0,17 | — | — | 0,54 | — | — | 0,25 | 0,04 | — | — |
| $H_2O^-$ | | — | — | 0,14 | — | — | — | 0,01 | — | — |
| $TiO_2$ | — | — | — | 0,05 | 0,05 | — | 0,03 | 0,02 | 0,28 | — |
| $P_2O_5$ | — | — | — | 0,02 | — | — | — | Нет | — | — |
| MnO | — | — | — | 0,01 | — | — | — | Следы | 0,003 | — |
| $ZrO_2$ | — | — | — | — | — | — | — | <0,01 | 0,06 | — |
| $CO_2$ | — | — | — | — | — | 6,93[2] | — | — | — | — |
| П. п. п. | — | 1,44 | 0,03 | — | 0,27 | — | — | 0,28 | — | 1,43 |
| Сумма | 99,91 | 100,00 | 99,62[1] | 99,94 | 99,99 | 100,13[3] | 100,51 | 100,05[4] | 99,57 | 99,51 |

[1] Включает $SO_3$ 0,13. [2] По расчету. [3] Включает органическое вещество — 0,006. [4] Включает $Cr_2O_3$ 0,00008, BaO и SrO отсутствуют; NiO менее 0,001; CuO менее 0,00027; CoO менее 0,0002.

*А* — кварциты Меснард (докембрий), округ Маркетт, Мичиган, США, аналитик Холл [130].
*Б* — кварциты Лоррен (докембрий), район Пламмер, Онтарио, Канада, аналитик Коннор [33].
*В* — кварциты Сиу (докембрий), Сиу-Фолс, Южная Дакота, США [180].
*Г* — песчаники Лаухавури (кембрий?), Тиилихарью, Финляндия, аналитик Оянперя [194]. 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, Миннесота. США, аналитик Уильям [207].
*Е* — пески Симпсон (ордовик), Кул-Крик, Оклахома, США [26].
*Ж* — кварциты Тускарора (силур), Хайндмен, Пенсильвания, США [61].
*З* — песчаники Орискани (девон), карьер Беркли-Спрингс, Беркли-Спрингс, Западная Виргиния, США, аналитики компаний Пенсильвания Гласс-Сэнд и Шарп-Шуртц.
*И* — Формация Мансфилд (нижнепенсильванская), округ Крофорд, Индиана, США, аналитики Коллер, Лейнингер, Блейкли. Расчетный минеральный состав: кварц — 95,3; ортоклаз — 1,2; каолин — 3,0; ильменит — 0,3 [153].
*К* — песчаники Берна (миссисипские), Берна, Огайо, США, аналитик Лорд. Протокварцит [41].

Кремнезем является наиболее распространенным цементирующим материалом, и даже в тех песках, где преобладает другой цемент, присутствует некоторое количество кремнеземного цемента. Кремнезем почти всегда представлен кварцем, отложенным в оптическом и кристаллографическом согласии с окатанным обломочным кварцем. В песках, не полностью сцементированных, обрастания образуют правильно оформленные грани кристаллов, благодаря которым в прозрачных шлифах появляются прямолинейные границы. В более рыхлых песках на регенерированных идиоморфных кристаллах кварца видны хорошо оформленные пирамидальные верхушки кристаллов. Беглое изучение показывает, что оси кристаллов имеют тенденцию приблизительно совпадать с длинными осями обломочных ядер. По мере того как идет цементация, каемки обрастания смыкаются друг с другом по извилистым границам, так что конечным результатом этого процесса является взаимопрорастающая мозаика кварца, в элементах которой можно увидеть округлые очертания обломочных зерен, очерченные тонким кольцом пылевидных включений. В некоторых кварцевых аренитах эта линия разграничения почти не видна или полностью отсутствует.

Явления растворения под давлением хорошо известны. Во многих

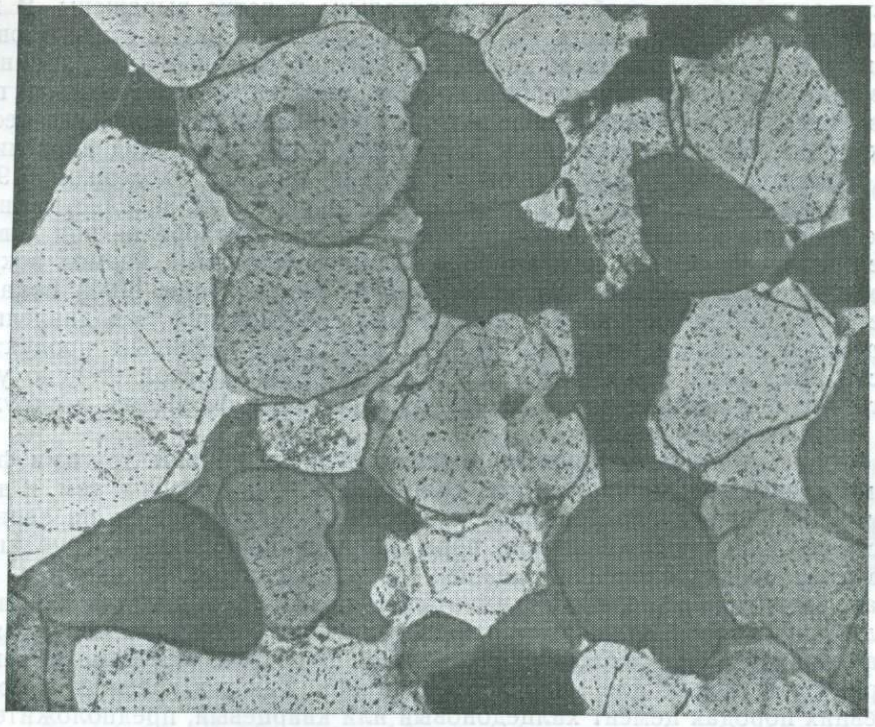
ортокварцитах они особенно примечательны и четко выражены. В некоторых случаях присутствуют четкие и хорошо развитые стилолитовые швы [92]. Микростилолиты, захватывающие обломочные зерна кремней, известны в других случаях. Можно предполагать, что растворение под давлением вдоль границ зерен ведет к превращению кварцевого песка в кварцит. Это превращение в результате растворения под давлением на контактах между зернами было детально описано Сколником [196]. Во многих случаях бывает трудно понять, являются ли извилистые шовные границы в кварцевой мозаике результатом растворения под давлением, или они результат взаимопрорастания вторичных каемок вокруг зерен. Изучение методом люминесцентной микроскопии [195] показывает, что многие случаи предполагаемого растворения под давлением в действительности являются не чем иным, как конечным продуктом роста кварцевых зерен. Катодная люминесценция позволяет ясно увидеть, что обломочные зерна имеют ненарушенные очертания и окружены вторичным кварцем.

Лишь немногие кварцевые арениты сцементированы другими формами кремнезема — опалом или халцедоном, — а иногда и тем, и другим. Опал может образовывать конкреционные «рубашки» на зернах, частично или нацело заполняя поры. Отсутствие опаловых «рубашек» в местах соприкосновения смежных кварцевых зерен показывает, что опал, вероятнее всего, постседиментационное образование, так же как и халцедон, который отличается от опала двупреломлением и иногда микроволокнистой вееpоподобной структурой. В общем, опаловые цементы характерны только для молодых песчаников. Как и в кремнях, в более древних породах цемент халцедоновый или кварцевый, предположительно образовавшийся в результате девитрификации опала.

Карбонаты, чаще всего кальцит, являются обычным цементом в других кварцевых песках. Они образуют разные типы цемента. В большинстве случаев каждая отдельная пора заполнена одним кристаллом кальцита; во многих породах кальцит кристаллизуется в крупных «пойкилитовых» участках, которые включают многочисленные песчаные зерна. Это так называемые глянцево-крапчатые песчаники [28]. Примечательной чертой таких песчаников является отражение от плоскостей кливажа в этом крупнокристаллическом кальцитовом цементе. Кроме того, кальцит образует друзовые «рубашки» на отдельных кварцевых зернах. Хотя кальцит является обычным карбонатным цементом, изредка пески содержат другие виды карбонатов. В некоторых песках присутствует сидерит, из которого при окислении образуются окислы железа, могущие также стать цементом. Нам кажется, однако, что кварцевые арениты с сидеритовым цементом редки; сидерит чаще встречается как цемент лититовых песчаников.

Пески, сцементированные доломитом, довольно обычны, но распространены не так широко, как пески с кальцитовым цементом [201]. Доломит встречается в виде небольших ромбических кристаллов, в некоторых случаях примерно того же размера, что и зерна песка.

Другие цементы встречаются значительно реже. Описаны пески, сцементированные ангидритом, баритом и целестином. Баритовый цемент развивается в виде небольших конкрециеподобных тел, состоящих из таблитчатых кристаллов барита, образующих розетки [187, 206]. Целестиновая цементация — также очень локальное и ограниченное явление [201]. Кварцевые зерна, включенные в баритовый или целестиновый цемент, значительно меньше корродированы цементом, чем зерна, в карбонатном цементе. В отличие от барита и целестина ангидрит более обычен в качестве цемента. Он, как правило, сопровождается другими цементирующими минералами и осаждается обычно последним [214].

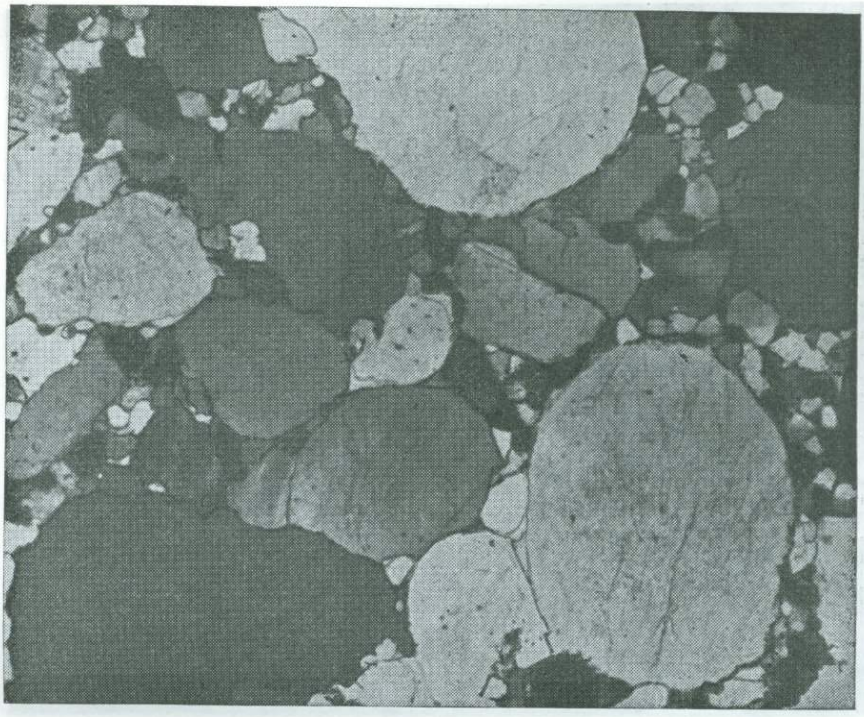


Фиг. 6-22. Типичный ортокварцит, кварциты Сиу (докембрий).
Делл-Рапидс, Южная Дакота, США. Настоящая кварцитовая порода, образовавшаяся в результате цементации кварцевого аренита. Обратите внимание на хорошо сохранившиеся границы превосходно окатанного обломочного кварца, отделяющие обломочное ядро от каемки вторичного обрастания. Практически 100% кварца. Николи скрещены, ×55.

**Разновидности.** Так как кварцевые арениты на 95% или более состоят из кварца, различия между ними невелики, за исключением различий в цементе. Наиболее заметен контраст между аренитами, сцементированными кварцем и карбонатами.

Очень важно, когда это возможно, отличать кварцевые арениты, образованные непосредственно из плутонических материнских пород, от аренитов, возникших в результате размыва ранее существовавших песчаников. Установить такое различие очень трудно. Пески первого цикла должны быть менее окатанными, содержать большее количество поликристаллического и волнисто угасающего кварца, чаще содержать небольшое количество полевых шпатов и большее разнообразие тяжелых минералов или по крайней мере содержать мало окатанные зерна циркона и турмалина. С другой стороны, пески, прошедшие через много циклов, могут содержать зерна более древних кварцитов и обломочные кремни, особенно в составе более крупных фракций. Стертые каемки обрастания могли бы быть доказательством прохождения через второй цикл. К сожалению, такие особенности встречаются редко.

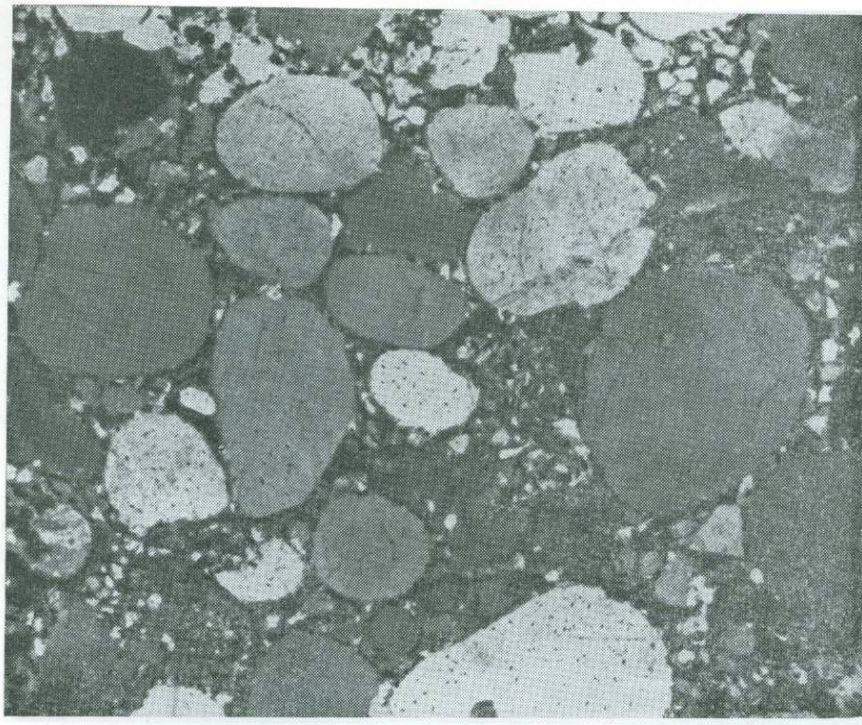
Многоцикловые кварцевые арениты обычно ассоциируют с переходными типами — с субаркозами и особенно с протокварцитами (сублитаренитами). Предполагается, что они представляют собой лучше «очищенные» пески. Нередко пески в осадочных толщах обнаруживают постепенное уменьшение содержания полевых шпатов или частиц пород по мере увеличения возраста. «Эволюционная» последовательность, заканчивающаяся ортокварцитами, свидетельствует о том, что последние действительно являются многоцикловыми песками.



Фиг. 6-23. Ортокварцит, кварциты Лоррен (гурон, докембрий).
Близ рудников Брус, Онтарио, Канада. Содержит около 97% кварца, хорошо сортированные и хорошо окатанные зерна. Первичные границы зерен хорошо видны. Николи скрещены, ×55.

Своеобразной чертой некоторых кварцевых аренитов является их бимодальная структура. Особое внимание на эту особенность обратил Фолк [66], который связывал ее с воздействием ветра в пустынных районах. Предполагается, что она образована селективным выносом фракции тонкого песка (0,1—0,3 мм), более крупные и более мелкие частицы оставались на месте. Фолк описал современные бимодальные пески пустыни Симпсон в Австралии. Такая же бимодальная структура обычна для многих кембрий-ордовикских и некоторых докембрийских песков. Эти образования могут быть морскими, флювиальными или эоловыми, но окончательное их гранулометрическое распределение формировалось в условиях эоловой дефляции. Фолк [66] обобщил 21 пример бимодальных песков Северной Америки. Хорошим примером докембрийских образований такого рода является формация Оджик из геосинклинали залива Коронейшен.

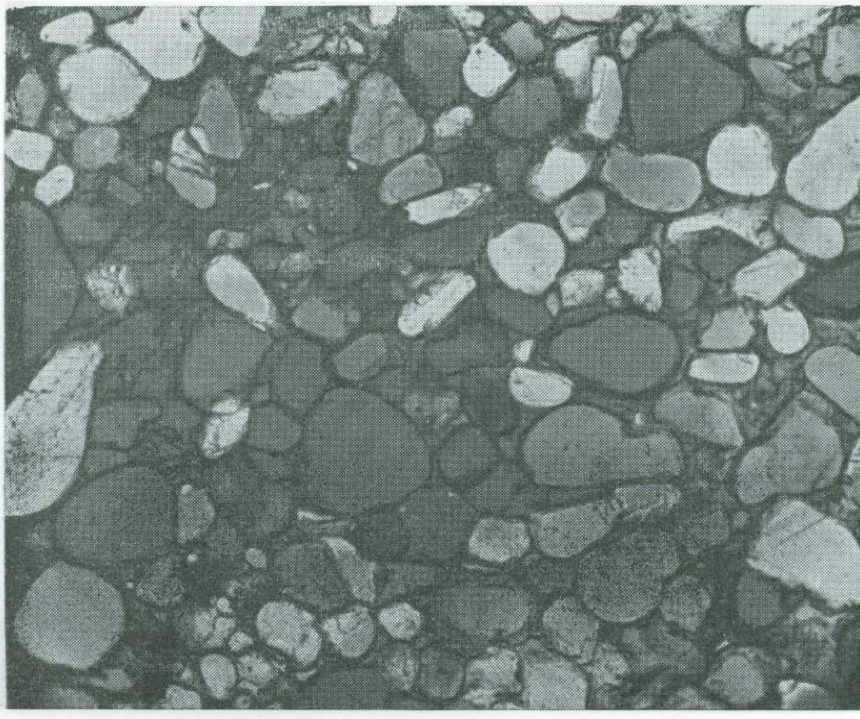
**Распространение и примеры.** Кварцевые арениты распространены по всему миру. К известным примерам в Северной Америке относятся мощные, широко распространенные докембрийские кварциты: кварциты Сиу (фиг. 6-22) в Миннесоте, Айове и Южной Дакоте [180], кварциты Барабу и Ватерлоо в Висконсине [21], кварциты Стерджон из северного Мичигана и сопоставимые с ними кварциты Меснард из района Маркетт близ озера Верхнего, кварциты Палмс из района Гогибик и из верхних горизонтов формации Лоррен (фиг. 6-23) на побережье озера Гурон и формация Оджик (фиг. 6-24) на Северо-Западных территориях. Формация Уишарт из Лабрадорского трога содержит превосходные кварцевые арениты [48]. Песчаники Хинкли из Миннесоты и пес-



Фиг. 6-24. Кварцевый аренит, формация Оджик, группа Эпуэрт, нижний протерозой.
Залив Коронейшен, Северо-Западные территории, Канада. Кварцевый аренит с бимодальным гранулометрическим распределением, предположительно указывающим на эоловое происхождение. Обратите внимание на чрезвычайно хорошую окатанность крупных зерен кварца, промежутки между которыми содержат менее крупные (и хуже окатанные) зерна. Крупные микрокристаллические зерна — кремень. Николи скрещены, ×20.

чаники Сибли из района Тандер-Бей на берегу озера Верхнего [208] относятся к ортокварцитам группы Кивино. Формация Атабаска из северного Саскачевана довольно типична для многих докембрийских кварцевых аренитов [59]. Она, по-видимому, занимала очень большую площадь, и даже в настоящее время площадь ее распространения составляет 104 тыс. км². Эта формация заключает в себе некоторое количество кварцевой гальки и гравия, обнаруживает следы единого направления переноса материала, почти полностью лишена глинистых сланцев, максимальная мощность ее составляет около 1510 м. Формация Телон, Северо-Западные территории Канады, состоит в основном из песчаников и по характеру протяженности, а может быть, и по возрасту подобна формации Атабаска [49]. Докембрийская группа Юинта-Маунтин из Юты содержит кварцевые арениты, которые Крынин отнес к образованиям первого цикла [119].

Песчаники кембрия — ордовика в верховьях долины Миссисипи в основном представлены кварцевыми аренитами. Они включают в себя кембрийские песчаники Дресбах, Франкония и Джордан [81] и ордовикские песчаники Нью-Ричмонд и Сент-Питер (фиг. 6-25). Кварцевые арениты аналогичного возраста и сходного характера встречаются в Миссури, это кембрийские песчаники Ламотт [157] и песчаники ордовикской формации Рубиду; в Оклахоме — пески группы Симпсон (ордовик), включающие в себя, например, песчаники формации Тулип-Крик из района Арбакл и песчаники Блейкли и Кристал-Маунтин в горах Уошито. В районе Нью-Йорка кембрийские песчаники Потсдам

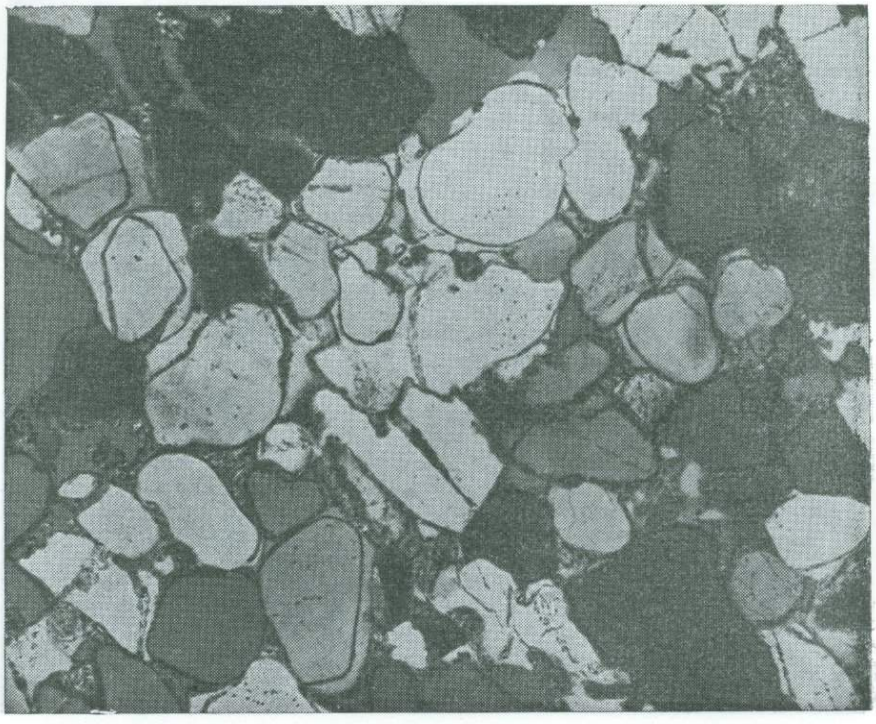


Фиг. 6-25. Песчаник Сент-Питер (ордовик).

Кирпичный завод Туин-Сити, Сент-Пол, Миннесота, США. Знаменитый кварцевый аренит, полностью состоящий из очень хорошо сортированных и прекрасно окатанных зерен монокристаллического кварца. В большинстве случаев рыхлый песок с небольшим количеством цемента или без него. Образец пропитан смолой, николи скрещены, ×55.

большей частью являются кварцевыми аренитами, так же как и песчаники кембрийской формации Гейтсберг, кварциты Чиккиз из Пенсильвании и песчаники Антайтам из Мэриленда и Западной Виргинии [183]. На западе Соединенных Штатов для кембрия характерны кварцевые арениты, включающие в себя кварциты Флатхед из Вайоминга и нижнекембрийские кварциты Британской Колумбии. Ордовикские кварциты Юрика из Невады и их аналоги, кварциты Суон-Пик из Айдахо являются отложениями высокой чистоты, состоящими более чем на 99% из превосходно окатанных матовых зерен кварца [109]. Пенсильванские песчаники Тен-Слип из Вайоминга и их фациальные аналоги из формации Каспер и кварцитов Уибер в Юте являются хорошими кварцевыми аренитами, причем последние, по мнению Крынина [119], представлены образованиями второго цикла. Так же интерпретируются конгломераты Шавангунк и кварциты Тускарора (силур) из Пенсильвании и Нью-Джерси. Девонские песчаники Орискани из Западной Виргинии (фиг. 6-27), местами представляющие собой стекольные пески, являются хорошим примером морских кварцевых аренитов. Песчаники Дакота (мел) Великих равнин во многих местах представлены кварцевыми аренитами (фиг. 6-28). Некоторые миоценовые пески из Нью-Джерси являются очень чистыми кварцевыми песками, содержащими 97—99% кварца. Местами они настолько хорошо сцементированы опалом, халцедоном или кварцем, что могут называться кварцитами (фиг. 6-29) [68].

В Европе известно множество кембрийских кварцевых аренитов. Среди них можно назвать песчаники Хардеберга в Швеции [88], пес-

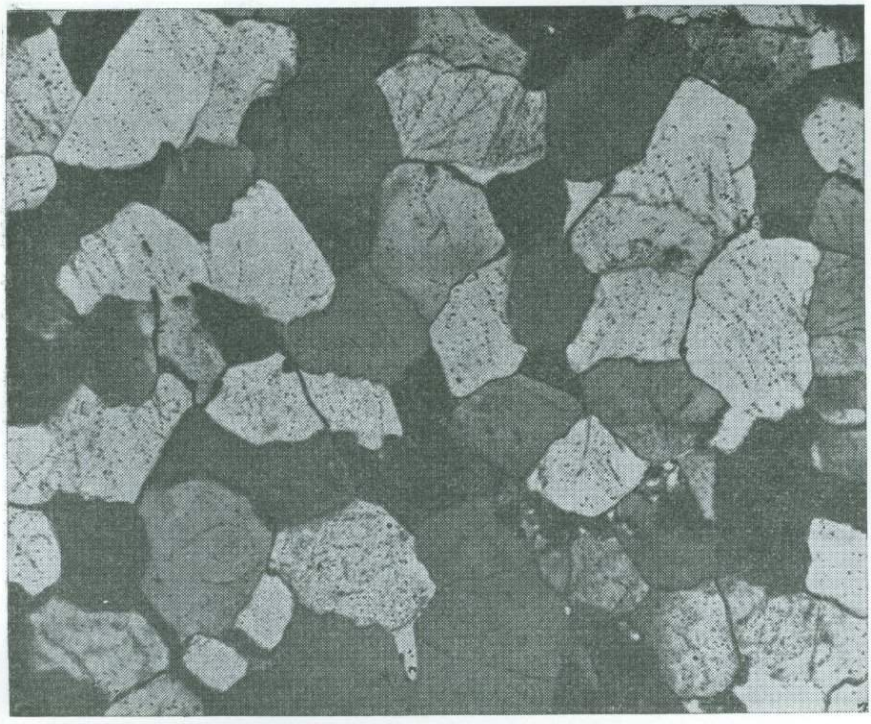


Фиг. 6-26. Красный песчаник (ордовик).
Потсдам, штат Нью-Йорк, США. Необычайно хороший пример вторичного обрастания зерен хорошо окатанного кварца. Границы между обломочным ядром и выростами очень четкие благодаря «рубашкам» из окислов железа на первичных обломочных зернах. Николи скрещены, ×55.

чаники из Лаухавуори, Финляндия [194] и кембрийские кварциты Малверн в Англии. Мел, по-видимому, также был временем развития кварцевых аренитов. Нижнесенонский песчаник Квадер из Гарца в ГДР является прекрасным примером [178], так же как и песчаник Ашдаун (нижний Уилден) из Сассекса [3]. Среди других европейских кварцевых аренитов можно назвать пески из лейаса близ Селле и из доггера близ Брауншвейга [69] и третичные песчаники Фонтенбло во Франции [28]. Нубийские песчаники Египта, по крайней мере частично, являются хорошими кварцевыми аренитами, так же как и докембрийские песчаники Скарп из системы Виндхья, развитые вдоль реки Сон в Индии.

**Распределение в пространстве и времени.** Так как кварцевые аренитыпо определению являются существенно кварцевыми песками, содержащими менее 5% других компонентов, они являются необычными песками. Они необычны в том смысле, что пески такого характера в настоящее время, по-видимому, не формируются. Современные пески этого типа если и встречаются, то только в виде небольших скоплений, произошедших из древних кварцевых аренитов или образованных в результате их переотложения. Так, по-видимому, обстоит дело с чистыми кварцевыми песками Ливийской пустыни в Египте, которые содержат 95% или больше кварца [151], переотложенного, по-видимому, из разрушающихся нубийских песчаников. С другой стороны, в прошлом ортокварцитовые пески были и обычны, и широко распространены.

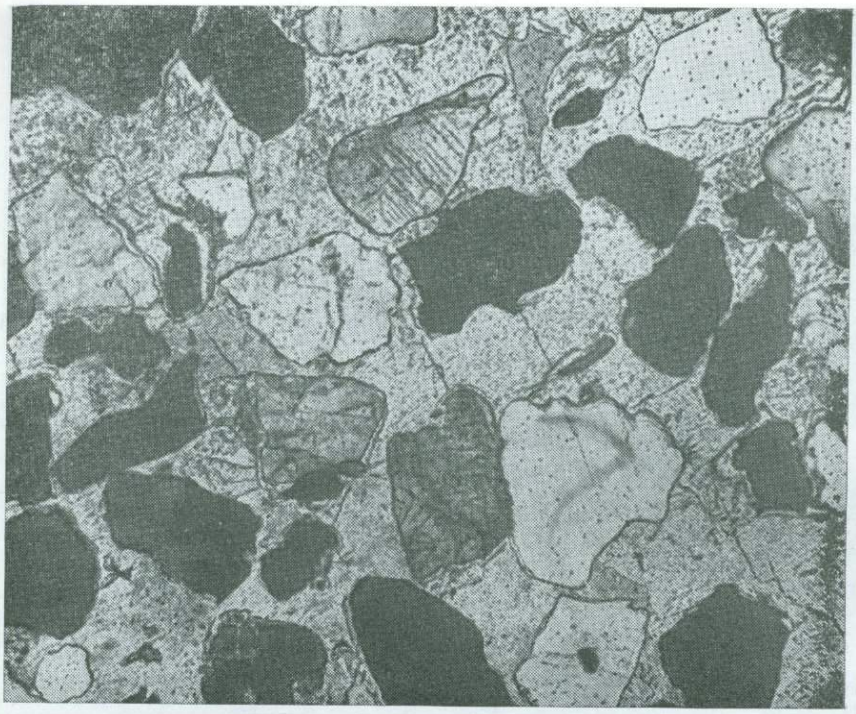
Хотя, по имеющимся оценкам, кварцевые аренитысоставляют около одной трети всех песчаников [173], они неравномерно распространены на площади земного шара; распространенность их менялась в течение



Фиг. 6-27. Песчаник Орискани (девон).
Близ Беркли-Спрингс, Западная Виргиния, США. Стекольный песок, состоящий исключительно из кварца. Отлично сортированный, с хорошей морской фауной. Очертания первичных зерен очень нечеткие. Николи скрещены, ×55.

геологического времени. Вероятно, не случайно, что из сорока четырех примеров, приведенных выше, все, кроме пяти, относятся к докембрию или палеозою и около одной трети — к кембрию. По-видимому, имеется лишь несколько примеров мезозойских и кайнозойских кварцевых аренитов, хотя нубийские песчаники приближаются к настоящим кварцевым аренитам так же, как и меловые песчаники, например песчаники Дакота в Канзасе [201], пески Вудбайн в Техасе и песчаники Квадер из Гарца. Похоже, что древние песчаники формировались за счет размыва кратонов, тогда как более молодые — за счет размыва орогенных поясов или орогенной суши и поэтому являются менее зрелыми. Предполагалось даже, что широкое развитие позднедокембрийских и кембрийских кварцевых аренитов связано с более интенсивной приливо-отливной деятельностью, что обусловлено меньшим, чем теперь, расстоянием между Землей и Луной [148].

Хотя кварцевые арениты являются, по-видимому, характерными песчаниками стабильных кратонных областей (платформ), а в геосинклинальных или орогенных поясах играют лишь незначительную роль, имеются весьма примечательные исключения. Кварцевые пески, возникающие при размыве кратонов, простираются в миогеосинклинальные пояса, достигая наибольшего развития вдоль границ этих прогибов с кратонами. Так, например, Кетнер [110] описал очень чистый ордовикский кварцит мощностью более 300 м в Кордильерской миогеосинклинали. Он, видимо, возник в результате размыва кембрийских песчаников в северной Альберте и переноса материала более чем на 1600 км

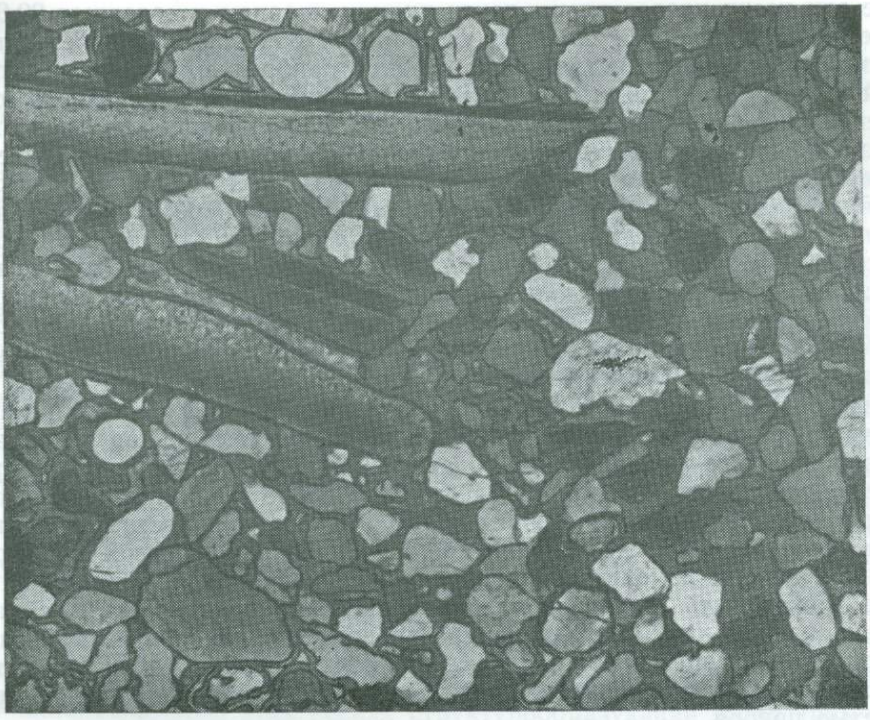


Фиг. 6-28. Песчаник Дакота (мел).
Канзас, США. Превосходный пример кварцевого песка, сцементированного кальцитом. Коррозия и втеки на кварцевых зернах указывают на растворение и замещение. Карбонатный цемент имеет одинаковую кристаллографическую (и оптическую) ориентировку по всему полю зрения. Николи скрещены, ×55.

к югу вдоль оси геосинклинали. Эвгеосинклинали в общем лишены настоящих кварцевых аренитов — типичными аренитами этих областей являются граувакки. Однако в редких случаях чистые кварцевые арениты были описаны и в эвгеосинклиналях. Силурийский кварцит Клу [14], являющийся метаморфическим кварцитом, несомненно, образован за счет кварцевого аренита с морской ископаемой фауной, залегает в середине эвгеосинклинального разреза в Новой Англии. Кетнер [109] описал ордовикские кварциты высокой чистоты (формация Вальми) из эвгеосинклинальной области Невады. Эти кварциты ассоциируются с кремнистыми сланцами и зеленокаменными вулканитами.

**Значение и происхождение кварцевых аренитов.** Какое геологическое значение имеют эти пески? Наиболее существенными чертами их, нуждающимися в объяснении, являются: 1) сверхзрелая петрография, 2) пластовая геометрия, 3) кратонное происхождение и 4) распределение преимущественно на кратонах или их окраинах, а не в геосинклиналях.

Кварцевые арениты обнаруживают лучшую сортированность, лучшую окатанность, самую высокую концентрацию кварца и наиболее ограниченный набор тяжелых минералов по сравнению со всеми другими песками. На основании этих особенностей большинство исследователей приходит к выводу, что такие пески не могли возникать непосредственно за счет размыва выветрелых гранитов и что источником их были ранее существовавшие песчаники. Короче говоря, они являются многоцикловыми. Данные экспериментальных работ, особенно работ Кюнена [125], и полевых наблюдений на некоторых современных круп-



Фиг. 6-29. Кварцевый аренит, формация Керквуд (миоцен).
Гринвич, Нью-Джерси, США. Сцементирован халцедоном и содержит окремнелые обломки раковин. Наблюдаются халцедоновые «рубашки» (в одном случае опаловая) на кварцевых зернах. Остающиеся пустоты заполнены волокнистым халцедоном. Первичный кварц хорошо сортирован и имеет разную степень окатанности. Николи скрещены, ×20.

ных водотоках [181] заставляют считать невероятным, чтобы кварцевые аренитовые пески того типа, который встречается в геологических разрезах, могли образоваться в результате переноса реками, каким бы дальним он ни был.

Согласно Кюнену [126], песок может эффективно окатываться только в условиях пустынных дюн. Это заключение позволяет предполагать, что большинство песков из класса кварцевых аренитов проходило эоловую обработку в какую-то стадию своей истории — не обязательно последнюю, представленную современной аккумуляцией. Матовая поверхность зерен, наблюдаемая во многих из этих песков, рассматривается как подтверждение эолового воздействия, так же как и их бимодальная структура, описанная Фолком [66]. Отсутствие глинистых сланцев также рассматривают как следствие эолового этапа в истории этих песков. Воздействие ветра эффективно удаляет или отвеивает частицы глинистой размерности из кварцевых песков. Этот процесс дефляции, кроме того, почти всегда является роковым для слюд [120].

Кюнен исключает из рассмотрения также и пляжевые процессы как слишком ограниченные, чтобы быть количественно значимыми, даже если бы можно было доказать, что эти процессы способны окатывать и концентрировать кварц до требующейся степени. Нельзя, однако, полностью игнорировать возможность того, что интенсивное выветривание и вслед за ним воздействие прибоя могут приводить к образованию кварцевого аренита. Большинство современных пляжевых песков не является кварцевыми аренитами, хотя имеются районы, например такие, как побережье Мексиканского залива в северо-западной Флориде,

где эти пески представлены почти чистым кварцем и содержат 99,65% кремнезема [23]. Эти пески, однако, могли образоваться в результате размыва меловых или третичных осадков прибрежной равнины. С другой стороны, имеются и некоторые доказательства прогрессивного «очищения» песков пляжевыми процессами. Известно немало осадочных разрезов, в которых лититовые аренитыили аркозы сменяются кверху кварцевыми аренитами. В районе рудников Брус, Онтарио, нижняя пачка кварцитов Лоррен (докембрий) мощностью 2100 м, представлена аркозами, содержащими 25—30% полевых шпатов. Количество последних убывает кверху, так что верхи формации представлены чистыми ортокварцитами с содержанием полевых шпатов менее 1%. В кварцитах Тускарора (силур), Западная Виргиния, нижние слои содержат 50—70% кварца, а верхние — более 95% [64]. Это увеличение содержания кварца вверх по разрезу компенсируется уменьшением количества частиц горных пород (15—35%) и кремней (от 3—6%) до 5% и менее. Точно так же самые нижние из пенсильванских песчаников в Антрацитовом бассейне Пенсильвании содержат 15—20% частиц горных пород, а самые верхние — менее 3% [147]. Вряд ли во всех приведенных примерах области питания нижних и верхних слоев существенно отличались друг от друга. Если изменение характера песков вверх по разрезу не обусловлено изменением характера поступающего материала, значит, оно может быть результатом определенных процессов уже в области осадконакопления. Фолк интерпретировал это изменение следствием перехода от существенно флювиальной обстановки к обстановке пляжа и считал, что обогащение верхних песков кварцем обусловлено деятельностью прибоя.

Некоторые из кварцевых аренитов, несомненно, являются морскими, о чем свидетельствует содержащаяся в них морская фауна [186]. Для других морское происхождение предполагается даже при отсутствии ископаемых, потому что они переслаиваются с морскими известняками и доломитами или фациально замещаются ими. Так как современные мелководные пески ограничены главным образом узкой литоральной зоной, предполагается, что эти пласты ортокварцитовых песков отображают трансгрессивное наступание береговой линии. Например, Тиль [207] считал, что ордовикские песчаники Сент-Питер в верховьях долины Миссисипи представляют собой результат морского осадконакопления, происходившего в условиях неоднократного отступания и наступания моря, и ветровой обработки, обусловившей окатанность и матовую поверхность зерен. Размеры и характер косой слоистости и знаков ряби, а в некоторых случаях ассоциация с известняками и доломитами, по-видимому, указывают на морское происхождение многих докембрийских кварцевых аренитов или по крайней мере на отложение их в стоячей воде.

Проблема, возникающая при изучении этих и других кварцевых аренитов, заключается в малочисленности ассоциирующих с ними глинистых сланцев. В отличие от лититовых и аркозовых песчаников и граувакк кварцевые ареиниты почти никогда не переслаиваются с глинистыми сланцами, а в строении мощных толщ глинистых сланцев никогда не принимают участие кварцевые ареиниты. Хотя отсутствие глин можно объяснить эоловой обработкой, более вероятной причиной нам представляется то, что большинство кварцевых аренитов прошлого накапливалось в мелководных морских шельфах, где, судя по современным обстановкам, значительная часть глины находится во взвешенном состоянии и выносится за пределы шельфов (см. гл. 11).

Таким образом, условия, необходимые для формирования кварцевых аренитов, включают в себя чрезвычайно интенсивное выветривание,

уничтожающее полевые шпаты в сочетании с наиболее эффективным удалением глины и окатыванием кварцевых зерен. Достигалось последнее действием пустынной эоловой обработки или деятельностью прибоя, остается неясным.

Хорошо известные примеры кварцевых аренитов, в особенности по Северной Америке, свидетельствуют о том, что они отлагались, по-видимому, в пределах стабильных кратонных участков континентов, а те маломощные кварцевые ареniты, которые встречаются в окраинных геосинклиналях, представляют собой продукты размыва кратонов (платформ) или щитов. Лучшими примерами осадконакопления на кратоне являются кембро-ордовикские пески внутренних частей Северо-Американского континента. Их источники питания также располагались на кратоне [175]. Такие пески, как кембрийские кварциты Чиккиз и песчаники Антайтам, залегающие не на кратоне, а в окраинной геосинклинали, образовались, вероятно, за счет материала щита. Знаменитые докембрийские ортокварциты района озера Верхнего, вероятно, также возникли в результате размыва внутренних частей Канадского щита [170]. Все палеозойские и некоторые докембрийские кварцевые ареniты, по-видимому, отложились в результате морской трансгрессии на эту стабильную внутреннюю платформу.

## ГИБРИДНЫЕ ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ

**Введение.** Пески, которые мы до сих пор рассматривали, называют *эпикластическими*. В этих песках структурообразующие зерна (обычно кварц, полевые шпаты и обломки горных пород) представлены обломочным материалом разрушающейся суши, т. е. образуются за счет ранее существовавших пород или осадков. Теперь мы вкратце рассмотрим такие пески, значительная часть структурообразующих зерен которых имеет другое происхождение — формируется *внутри* бассейна осадконакопления путем химического или биохимического осаждения или образуется вне его в результате вулканической деятельности. Эти пески, таким образом, не являются ни эпикластическими, ни пирокластическими, ни эндогенетическими, а представляют собой смесь некоторых из них и, следовательно, являются *гибридными* песками.

Примеры песков, содержащих и внутри-, и внебассейновые структуроопределяющие элементы, включают в себя зеленоцветные пески, существенным компонентом которых является глауконит, фосфатные пески, в которых фосфатные минералы играют роль структуроопределяющих зерен (а не цемента), и, наконец, наиболее распространенные из всех — пески, состоящие из смеси обломочного кварца и раковин или других известковых обломков, возникающих внутри бассейна осадконакопления.

**Глауконитовые пески.** Глауконит встречается в виде зерен, которые могут смешиваться с обычным песком в любых пропорциях. Некоторые глауконитовые пески содержат более 50% глауконита, он может концентрироваться в отдельных слоях или быть рассеянным по всей толще песка и, присутствуя в достаточном количестве, придает породе пеструю окраску.

Под бинокулярным микроскопом зерна глауконита кажутся очень темными, почти черными, они имеют гладкую окатанную поверхность, иногда с округлыми выступами, и различную форму, большей частью яйцевидную. В прозрачных шлифах цвет глауконита варьирует от бледного синевато-зеленого до зеленовато-желтого и темного травянисто-зеленого. В результате окисления он приобретает коричневато-желтый или красновато-коричневый цвет. Зерна окатаны, имеют примерно те

Таблица 6-8

**Химический состав различных песчаников [173]**

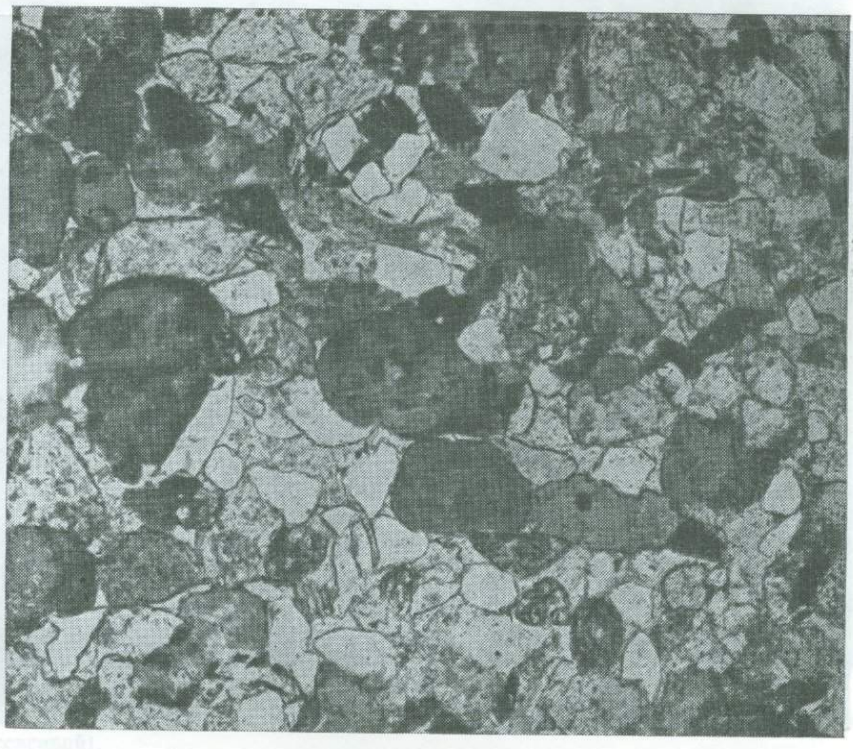
| | *А* | *Б* | *В* | *Г* | *Д* | *Е* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57,40 | 50,74 | 75,95 | 45,43 | 48,85 | 51,32 |
| $Al_2O_3$ | 6,89 | 1,93 | 2,91 | 0,03 | 11,82 | 2,92 |
| $Fe_2O_3$ | 11,98 | 17,36 | 10,29 | 2,92 | 1,83 | 0,72 |
| FeO | 3,04 | 3,34 | — | — | 1,22 | — |
| MgO | 2,41 | 3,76 | 1,37 | 0,61 | 0,45 | 0,58 |
| CaO | 1,78 | 2,86 | 0,10 | 26,21 | 12,85 | 24,70 |
| $Na_2O$ | 1,11 | 1,53 | 0,35 | 0,34 | 0,47 | — |
| $K_2O$ | 4,85 | 6,68 | 2,99 | 0,16 | 0,64 | — |
| $H_2O^+$ | 5,36 | 9,08 | 5,40 | 2,78 | 2,75 | — |
| $H_2O^-$ | 4,46 | — | — | — | — | — |
| $TiO_2$ | 0,29 | — | 0,20 | 0,11 | Следы | 0,30 |
| $P_2O_5$ | 0,22 | 1,79 | — | 16,05 | 10,70 | — |
| $CO_2$ | — | 0,88 | — | 3,12 | 3,40 | 20,00[4] |
| MnO | 0,03 | — | — | 0,02 | — | — |
| $SO_3$ | 0,45 | — | — | 0,86 | — | Следы |
| F | — | — | — | 1,87 | 2,86 | — |
| Сумма | 100,29[1] | 99,95 | 99,56 | 101,25[2] | 97,84 | 100,54 |
| $-O_2 = F$ | | | | —0,79 | —1,20 | |
| | | | | 100,46[3] | 96,64 | |

[1] Включает BaO 0,02. [2] Включает C 0,45 и $FeS_2$ 0,29. [3] В подлиннике — 99,01. [4] По расчету.

*А* — глауконитовый песок (средний эоцен), полуостров Пахи, Новая Зеландия [69].
*Б* — глауконитовый песчаный мергель (верхний мел), Нью-Джерси, США, аналитик Бейли [137].
*В* — глауконитовый песок, цемент опаловый (танетский ярус), Антр, Бельгия [28].
*Г* — фосфатный песчаник, верхний фосфоритовый пласт (сеноман), Курск, Щигры, СССР [25]. Около 38% кварца, 45% фосфорита, 5% глауконита.
*Д* — фосфатный песчаник, Сент-По, Буланнэ; Франция [28].
*Е* — известковистый песчаник, формация Лойалханна (миссисипская), Пенсильвания, США [96].

же размеры, что и зерна кварца, извилистые очертания, обычно лишены текстуры, иногда в них обнаруживаются трещины усыхания, выклинивающиеся внутрь. Некоторые зерна деформированы и образуют наросты на кварцевых зернах или вдавлены в поры. При скрещенных николях видно, что глауконит образует микрокристаллические агрегаты. Двупреломление высокое, так что при скрещенных николях зерна имеют почти тот же вид, что и в обычном свете. В стандартных шлифах их цвет варьирует от бледно-зеленого до яркого травянисто-зеленого. Окисленные зерна желтоватые или коричневые.

Глауконит не приурочивается к каким-либо определенным типам песков. Он встречается в некоторых почти чистых кварцевых аренитах, равно как и в менее зрелых полевошпатовых и слюдистых песках. Как правило, он ассоциируется с ракушечным материалом, причем глауконитовый песок заполняет раковины, а в более молодых песках раковины фораминифер могут быть заполнены одним лишь чистым глауконитом. Часто ракушечный материал кембрийских песчаников имеет фосфатовый состав. Подавляющее большинство глауконитовых песчаников—морского происхождения. В некоторых песках глауконит ассоциируется с фекальными комочками (многие из них частично превращены в глауконит) или с чешуйками биотита, которые также обнару-



Фиг. 6-30. Глауконитовый песок формации Форт-Огастес (мел).

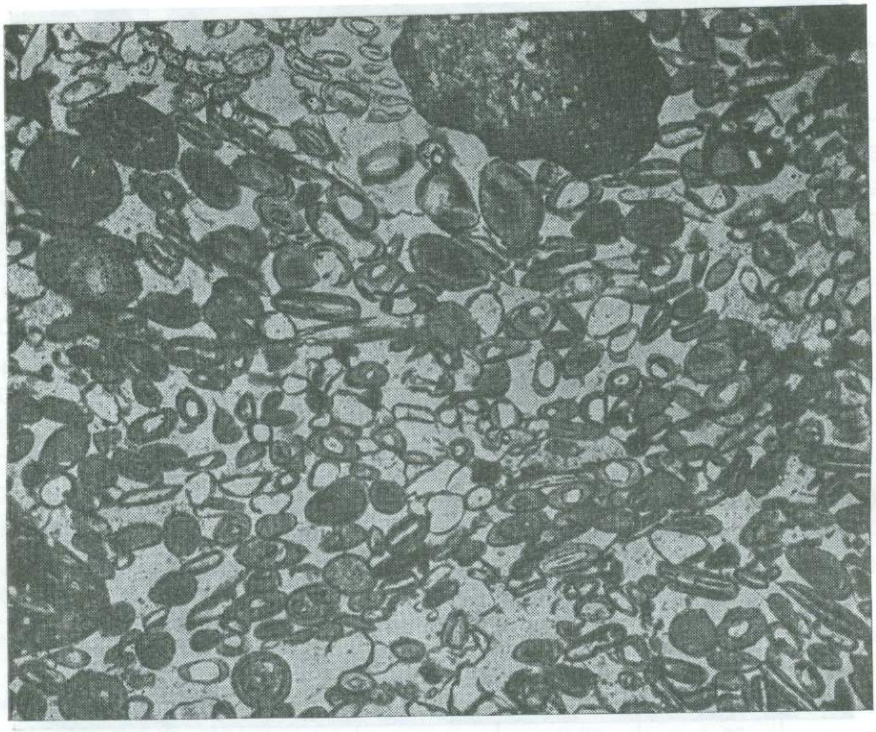
Форт-Огастес, Альберта, Канада. Песчаник, богатый глауконитом (крупные круглые комочки) и плохо окатанным кварцем, цемент карбонатный, содержит также некоторое количество обломочных кремней. Обычный свет, ×55.

живают все степени глауконитизации. Иногда глауконит образует «рубашку» на зернах других минералов — даже тяжелых минералов, особенно ильменита [84].

По минералогии глауконита имеется обширная литература и, следовательно, много анализов минерала как такового. Анализы же глауконитовых песчаников малочисленны. В табл. 6-8 к глауконитовым пескам относятся три анализа (*А, Б* и *В*). Как и следовало ожидать, состав глауконитовых песков изменяется в широких пределах в зависимости от содержания обломочного материала, порового кальцита и вторичного сидерита.

Глауконитовые пески характеризуются высоким суммарным содержанием железа, в основном $Fe_2O_3$, и высоким содержанием $K_2O$. Весьма обычно также, как можно видеть на примере глауконитовых песков Нью-Джерси, высокое содержание фосфора. Как и предполагалось, они содержат также значительное количество связанной воды. Некоторые глауконитовые пески содержат достаточное количество железа, для того чтобы относить их к железистым породам или железнякам (более 15% Fe).

Хотя глауконитовые песчаники довольно широко распространены как в пространстве, так и во времени и, вероятно, встречаются среди пород всех геологических систем, складывается впечатление, что в одних системах они более обычны, чем в других. Например, они особенно характерны для пород кембрия. Глауконитовые отложения известны в песчаных прослоях сланцев Брайт-Анджел в Большом Каньоне, в песчаниках Риган в Оклахоме, в песчаниках Франкония в Вискон-

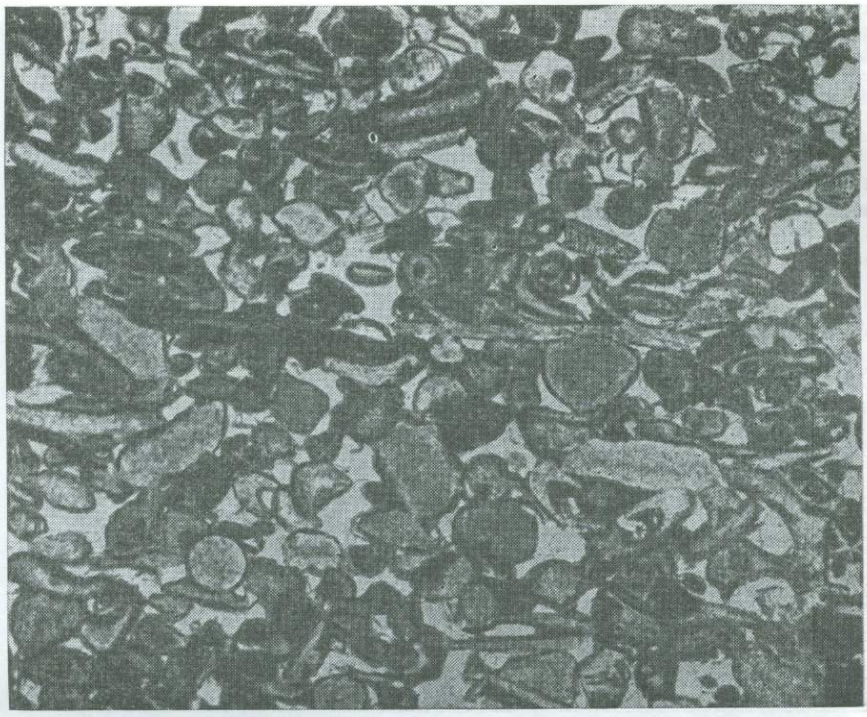


Фиг. 6-31. Фосфатный песчаник формации Фосфория (пермь).
Округ Джефферсон, Монтана, США. Оолитовая фосфатная порода. Многие оолиты содержат кварцевые зерна в ядре. Обычный свет, ×20.

сине (все кембрийского возраста) и в нижне- и среднекембрийских породах Уэльса и Скандинавии [89]. Меловой период, по-видимому, тоже был временем формирования глауконита (фиг. 6-30). Глауконитовые пески этого возраста встречаются на востоке Англии (зеленые пески Кембридж) и в Европе. Этот период формирования глауконитовых песков продолжался в палеоцене и эоцене на Атлантической прибрежной равнине (формация Аквия) [52]. Глауконитовые пески сравнительно редки в породах докембрийского возраста, хотя они известны в серии Семри системы Виндхья предположительно докембрийского возраста на полуострове Индостан [8].

Глауконит широко распространен на дне современных морей. Хорошим примером этому может служить залив Монтерей, Калифорния [72].

В вопросе о происхождении и значении глауконита все еще существует значительная неопределенность [5, 24, 32, 80, 89, 203]. Он, по-видимому, требует морских условий для своего формирования, хотя может переотлагаться, обычно окисляясь, в континентальные пески. Видимо, он более морской, чем шамозит, поскольку, например, оолитовый гематит-шамозитовый железняк Клинтон (силур) в Аппалачах к востоку переходит в полуконтинентальный гематитовый песчаник, а к западу — в чисто морские глауконитовые слои [101]. Для его формирования требуются нормальная соленость, слабо восстановительная среда и малая скорость отложения. Минерал, по-видимому, является продуктом диагенеза, возникающим в результате изменения биотита [72], или преобразования и обогащения железом фекальных и иловых комочков, за-



Фиг. 6-32. Хорошо сортированный скелетный известняк Бедфорд из известняков Сейлем (миссисипий).

Карьер близ Бедфорда, округ Лоренс, Индиана. Биокалькаренит, сцементированный прозрачным кристаллическим кальцитом (биоспарит). Скелетные обломки включают в себя раковины форминифер, остатки криноидей, мшанок и брахиопод. Продолговатые обломки ориентированы параллельно слоистости. Хороший пример скелетного карбонатного песка. Обычный свет, ×20.

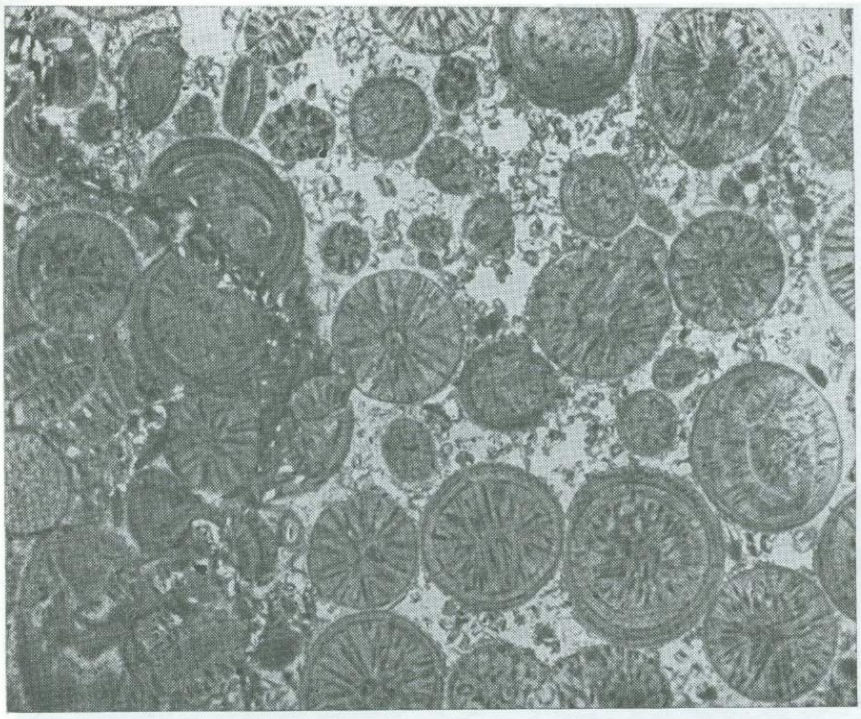
мещения раковин и других обломков [203], или даже осаждения в пустотах и в виде «рубашек» на обломочных зернах [84].

Он все-таки встречается в докембрии [8, 87], хотя некоторые исследователи придерживаются противоположного мнения [32]. Его более широкое распространение в кембрийских и мел-эоценовых слоях не находит удовлетворительного объяснения. Его происхождение и особенности распространения все еще нуждаются в дальнейшем изучении.

**Фосфатные песчаники.** Фосфатный песчаник представляет собой песок, сцементированный фосфатом кальция (карбонатным фторапатитом), а также песчаник, содержащий значительное количество фосфатных обломков или осажденных зерен и оолитов фосфатов.

Небольшое количество фосфатных обломков, главным образом фосфатных скелетов, содержат многие пески. Особенно часто бывают фосфатными глауконитовые пески. Однако в большинстве фосфатных песков фосфат присутствует в виде цемента, или друзовых «рубашек» на кварцевых зернах, или микрокристаллического заполнения пор [25]. Некоторые фосфориты сами являются «песками», состоящими из зерен фосфата песчаной размерности, или ооидов, которые могут смешиваться в различных пропорциях с обломочным кварцем (фиг. 6-31).

**Калькаренитовые песчаники.** Самые широко распространенные пески «смешанного» происхождения — это те, которые состоят из смеси обломочного кварца с зернами химического или биохимического карбоната песчаной размерности. Им дали название *калькаренитовых песков* [171], чтобы отличать от известковистых песков, в которых карбонаты

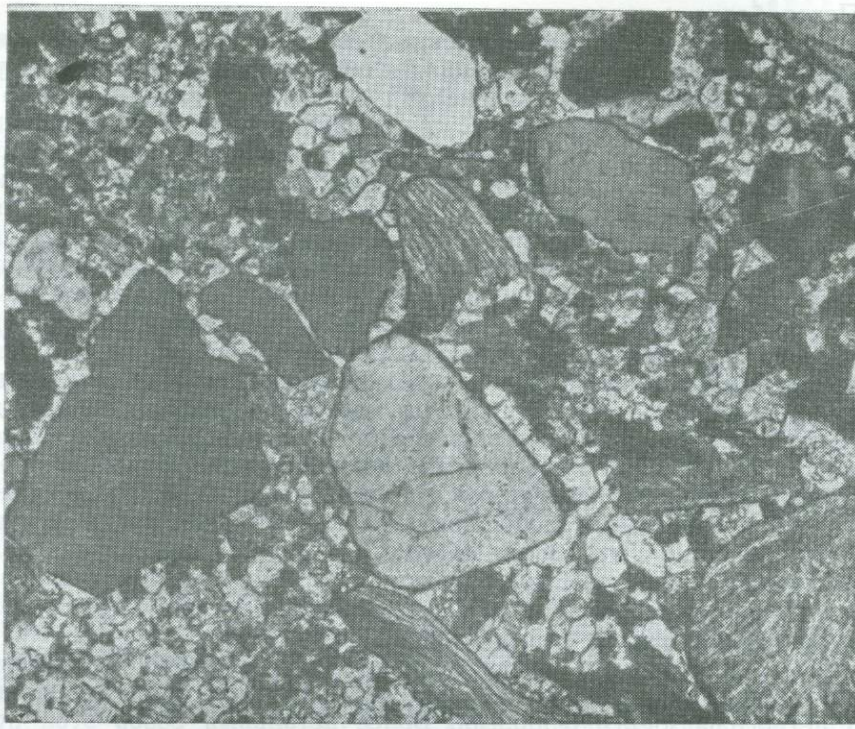


Фиг. 6-33. Оолитовый калькаренит, формация Уорриор (кембрий).
Тайрон, Пенсильвания, США. Этот калькаренит (ооспарит) состоит из сферических оолитов радиальной и концентрической структуры, включенных в карбонатный цемент. Содержит рассеянные частицы кварца алевритовой размерности. Обратите внимание на стилолитовый шов, пересекающий оолиты, вдоль которого имеется остаточный материал, богатый частицами кварца. «Концентрационный» песок — первоначально оолитовый песок. Обычный свет, ×20.

присутствуют в виде цемента, а не в качестве структурообразующего компонента. С увеличением содержания карбонатного материала калькаренитовые пески переходят в калькаренитовый класс известняков (фиг. 6-32 и 6-33). Требуется особое внимание, чтобы отличить калькаренитовые песчаники от кальклититов, которые являются лититовыми песчаниками, возникающими при разрушении более древних известняков или доломитов.

Под микроскопом видно, что калькаренитовые песчаники состоят из такого карбонатного материала, как обломки фораминифер, раковин и скелетов, карбонатные интракласты, фекальные комочки и карбонатные оолиты, смешанные в различных пропорциях с кварцем и другими эпикластическими обломками. Цемент чаще всего кальцитовый. Поскольку весь материал песчаной размерности отлагается течениями, породы имеют текстуры, характерные для песчаников. Во многих наблюдается хорошо выраженная косая слоистость. Как и следовало ожидать, песчаники этого типа богаты Ca и $CO_2$ — богаче, чем известковистые песчаники, — и относительно бедны $SiO_2$ (табл. 6-8, *E*).

Примеры современных песков этого типа многочисленны, но особого упоминания заслуживают пески восточного побережья Флориды, силикатные компоненты которых приносятся с севера прибрежным течением и смешиваются с обломками раковин местного происхождения. На севере кварц составляет большую часть песка; далее к югу содержание карбонатного обломочного материала увеличивается до тех пор, пока этот материал не составляет уже более половины породы [138].



Фиг. 6-34. Известняк Кау-Крик (мел).

Район Кау-Крик, плато Эдуардс, возле Фредериксберга, Техас, США. Состоит из полуокатанного обломочного кварца, обломков скелетов (волокнистой структуры) и микритовых карбонатных зерен, сцементированных кальцитом. Николи скрещены, ×55.

Примеры древних пород этого типа также многочисленны, причем одним из наиболее полно охарактеризованных является миссисипский известняк Лойалханна в Пенсильвании и Мэриленде [1]. Формация Лойалханна обладает, наверное, самой ярко выраженной косой слоистостью в центральных Аппалачах. Типичный образец содержит 38% монокристаллического и 5% поликристаллического кварца, 1% кремней, 26% карбонатных обломков (интракласты, ооиды и обломки скелетов) и 28% карбонатного цемента. (табл. 6-8, *E*).

Толщи известняков Конокочиг (кембрий) и Гров (кембрий — ордовик) в Мэриленде содержат слои калькаренитовых песчаников. Меловая формация Кау-Крик (фиг. 6-34) из округа Бернет в Техасе также является калькаренитовым песком, вероятно представляющим собой пляжевые отложения. Почти любой разрез известняков, переслаивающихся с песчаниками, содержит какое-то количество слоев смешанного состава.

**Туфовые песчаники.** Вулканические извержения очень часто продуцируют огромный объем туфового материала, который, выпадая, подавляет нормальное осадконакопление и образует туфы. Распознать полностью развитый туф, особенно возникший недавно, не представляет особой проблемы. С другой стороны, обнаружить пирокластические обломки там, где такой материал разбавлен и смешан с песками другого происхождения, не легко. Такой материал нередко остается незамеченным. Кроме того, трудно отличить вновь образованный пирокластический материал от обломков, образующихся при разрушении более древних вулканических пород.

Переработка и перераспределение пирокластического материала — обычное явление, и эти переотложенные обломки могут смешиваться с другими песками в любых пропорциях и образовывать гибридную породу — туфовый песчаник (в отличие от туфа). Внимательный петрограф будет искать характерные черты, свидетельствующие о контаминации пирокластикой. Одним из критериев можно считать наличие идиоморфных кристаллов полевых шпатов, часто расколотых, обычно зональных с волнистым угасанием. Особое значение имеет вулканический кварц с его характерными бипирамидальными формами, нередко округленными или имеющими затеки благодаря магматическому растворению. Такие минералы, как оливин и пироксен, редко встречающиеся в обыкновенных песках, обычно также указывают на туфогенное происхождение. Стекло в различных формах, таких, как оболочки, окружающие кристаллы, осевшая пемза или девитрифицированные или измененные осколки со следами пемзовой текстуры, является одним из лучших доказательств контаминации вулканическим материалом. Пески со значительным количеством туфового материала имеют аномально низкое содержание кварца (в некоторых случаях меньше 10%). Такое низкое содержание кварца имеет особое значение в тех случаях, когда песчаники, ассоциирующие с туфовыми породами, содержат нормальное количество кварца. Точно так же большая величина отношения полевых шпатов к кварцу является важным показателем, особенно если полевые шпаты представлены идиоморфными кристаллами.

Умение отличать туфы, отложенные в водной среде, от туфовых песчаников и граувакков — одна из самых трудных задач, встающих перед петрографами-осадочниками. Более детальный обзор этой проблемы и более полное описание вулканокластических песков читатель найдет в следующей главе.

## ОТНОСИТЕЛЬНАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ПЕСЧАНИКОВ И «СРЕДНИЙ» ПЕСЧАНИК

Опубликовано несколько оценок распространенности обычных типов песчаников [122, 150, 171, 173, 205]. Вследствие некоторых разногласий относительно определяющих параметров некоторые оценки заметно отличаются друг от друга (табл. 6-9). Оценки Мидлтона и Петтиджона довольно близки между собой, и, поскольку они были получены весьма различными способами — одна по опубликованным химическим анализам, а другая по университетской коллекции пород, — их можно принять с наименьшими оговорками.

Если грауваккн действительно являются диагенетическим дериватом лититовых аренитов, мы должны объединять их с лититовыми песками. В этом случае содержание кварцаренитовых песков составит 34%, аркозовых песков 15—16% и лититовых песков 46—50%. Лититовые пески определенно преобладают — почти половина всех песков относится к этой категории. В этом вопросе между Мидлтоном, Крыниным и Петтиджоном нет разногласий.

Ранее мы приводили средний химический состав основных типов песчаников, а также различные оценки валового химического состава среднего песчаника (гл. 2). Но каков минеральный состав этого песчаника? Средний песчаник Петтиджона [173] может быть представлен приблизительно следующим образом: кварц 59%, полевые шпаты 22%, каолин 6%, хлорит 4%, кальцит 6% и окислы железа 2%. Такой расчетный минеральный состав не показывает различий между зернами и цементом и не позволяет оценить долю частиц горных пород. Последняя, вероятно, входит в число, приведенное для каолина, хлорита и полевых

Таблица 6-9

**Относительная распространенность классов песчаников**

| Класс | Крынин (1948)[1] | Толмен (1949)[2] | Мидлтон (1960)[3] | Петтиджон (1963)[4] |
|---|---|---|---|---|
| Кварцевые арениты (ортокварциты) | 22,5 | 45 | 34 | 34 |
| Аркозы | 32,5 | 17 | 16 | 15 |
| Лититовые арениты (граувакки «низкого ранга», или субграувакки) | 35,0 | 17 | 24 | 26 |
| Граувакки (высокого ранга) | 10,0 | 21 | 26 | 20 |
| Смешанные | — | — | — | 5 |

[1] Основания для оценки не указаны.
[2] Основана на средней пробе из 275 образцов песчаников от кембрийского до третичного возраста из разных районов США.
[3] Основана на результатах химических анализов 167 образцов песчаников, которые были опубликованы.
[4] Основана на данных о 121 песчанике из коллекции Университета Джона Хопкинса, для которых имелись прозрачные шлифы. Возраст и распространение образцов даны в работе Петтиджона [173].

шпатов. Если считать, что весь каолин, хлорит и третья часть полевых шпатов присутствуют в виде частиц пород, средний песчаник будет состоять из 65% кварца, 15% полевых шпатов и 18% частиц пород без учета цемента (карбонаты и окислы железа опущены). Кларк [31] дает расчетный минеральный состав среднего песчаника: 66,8% кварца, 11,5% полевых шпатов, 11,1% карбонатов и 10,6% «прочих» минералов.

Как выглядят эти основанные на расчетах оценки в сравнении с действительным модальным составом? Средний песчаник Русской платформы, по данным Ронова и др. [179], состоит из 69,7% кварца, 15,3% полевых шпатов, 2,6% частиц горных пород, 2,9% слюды и 1,8% карбонатов.

Для получения очень хорошей оценки действительного состава среднего современного песка мы не располагаем достаточными данными. Поскольку мы можем с некоторым основанием «догадываться», что аллювиальные пески являются самым распространенным типом песка в геологических разрезах, и особенно в мощных геосинклинальных разрезах, пески крупных рек должны, следовательно, быть ближе всего к среднему песчанику. Современный средний речной песок состоит примерно из 22% полевых шпатов, 20% частиц пород и, наконец, 58% кварца. Эти цифры достаточно хорошо согласуются с оценкой, полученной путем пересчета химического состава «среднего» песчаника с учетом неопределенности в процессе пересчета и неадекватности данных о современных речных песках.

Эти расчеты и оценки, какими бы грубыми они ни были, ведут к нескольким важным заключениям. Как отмечено во введении (гл. 1), основная масса песков мира располагается на континентах и большинство их находится в складчатых поясах, а не на кратонных платформах. Если Аппалачская геосинклиналь является типичным миогеосинклинальным поясом, а мы полагаем, что это так и есть, большая часть ее песков относится к аллювиальным. Как показано выше, средний песчаник обнаруживает наибольшее сходство с песками современных рек. Различия могут отражать особенности данных по современным водотокам, обусловленные избыточным содержанием в пробах ледникового материала, вынесенного со щита и поэтому аномально богатого

полевыми шпатами; они могут также объясняться включением прибрежных морских песков в средние данные по древним пескам, что ведет к уменьшению содержания в них полевых шпатов и росту доли кварца.

## ПЕТРОГЕНЕЗ ПЕСЧАНИКОВ

**Общие вопросы.** После нашего обзора петрографии песчаников, приведенного в этой главе, возникает естественный вопрос, как объяснить разнообразие песчаников. Как мы объясним то разительное различие в составе и количестве матрикса между белыми кварцевыми аренитами, серыми лититовыми аренитами, грубозернистыми красноватыми аркозами и темными граувакками? Обусловлены ли эти различия разными источниками питания, отличающимися друг от друга обстановками осадконакопления, или, как полагают некоторые исследователи, различиями тектонических условий в областях питания и областях осадконакопления, или и тех, и других? Насколько существенна роль климата? Обстановка осадконакопления, материнские породы и тектоника в определенной степени взаимозависимы, так что к любому толкованию следует, вероятно, привлекать комбинацию этих трех факторов, а также данные о климате. Мы сделаем краткий обзор основных гипотез, а затем, прежде чем делать какие-либо заключения, обратимся за критикой и доказательствами к самой геологической летописи.

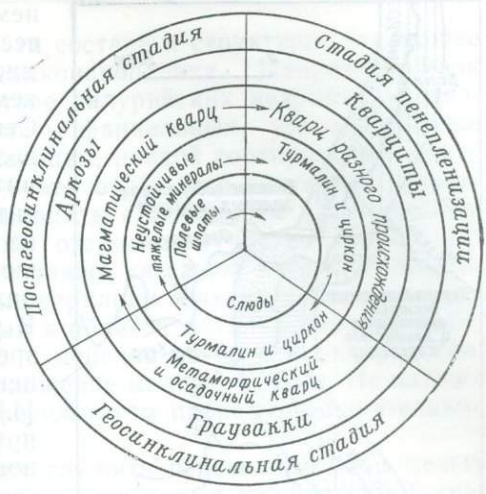
**Гипотезы.** *Роль исходных материалов.* Предполагается как само собой разумеющееся, что состав песчаника в значительной мере определяется типом исходных пород, за счет которых они образовались. Иными словами, источники питания контролируют петрологическое разнообразие структурообразующих зерен песчаников. Поступающие минералы, однако, подвергаются преобразованию под воздействием избирательного выветривания, причем одни разрушаются, а другие нет. Избирательность выветривания зависит от разницы в стабильности и реактивности исходных минералов. Это в свою очередь связано с климатом, который контролирует тип и интенсивность выветривания и является важным фактором скорости эрозии. Последняя определяет независимо от климата количество не полностью выветрелых минералов.

Согласно гипотезе об источниках питания, аркозы и грауваккн рассматриваются как продукты разрушения областей, сложенных гранитами и метаморфическими породами, а вулканические ареннты — как продукты вулканических регионов и т. д. Кварцевые ареннты связывают с повторной переработкой ранее существовавших песков или рассматривают их как конечный продукт разложения кварцсодержащих плутонических пород в чрезвычайно суровых климатических условиях.

*Роль обстановки.* То, что обстановка осадконакопления оказывает заметное влияние на структурные особенности песков, уже давно считается бесспорным. Предполагается также, что она оказывает влияние и на минералогию. Считается, что более мягкие и трещиноватые минералы и частицы горных пород разрушаются и удаляются из песчаной фракции по мере улучшения сортировки и окатанности остаточных продуктов. Следовательно, длительная абразия теоретически может превратить незрелые полевошпатовые или лититовые пески в чистые кварцевые пески, причем тонкий обломочный материал отделяется от структурообразующих зерен продолжающейся сортировкой. Полагают, что это влияние абразии минимально в водных потоках и максимально на пляжах или в дюнах.

*Роль тектоники.* Некоторые авторы считают тектонический фактор самым главным в определении состава песчаников, полагая, что кварцевые ареннты соответствуют «стабильным шельфам», аркозы — бас-

сейнам, ограниченным разломами, а граувакки — эвгеосинклиналям [42]. Такой точки зрения придерживался и Крынин [120]; он связывал первый цикл образования ортокварцитов с пенепленизацией, граувакки (и ортокварциты второго цикла) с геосинклинальным осадконакоплением, а аркозы с послегеосинклинальным этапом, обычно с поднятием по разломам деформированной и прорванной интрузиями геосинклинальной области (фиг. 6-35).



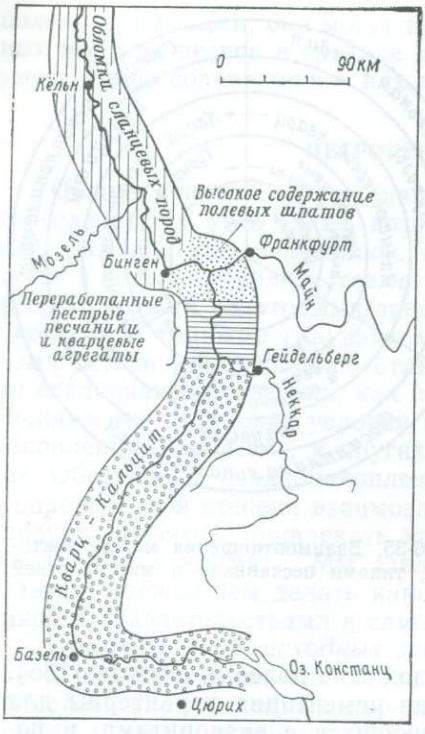

Фиг. 6-35. Взаимоотношения между тектоникой, типами песчаников и минералогией [121].

*Роль климата.* Климат, привлекший к себе вновь внимание за последние годы, рассматривается как важный фактор, контролирующий состав структурообразующих зерен [36, 96, 198], особенно в аркозах, которые традиционно считаются продуктом аридных или ледниковых климатов, обусловливающих минимальное разложение полевых шпатов [135]. Полевошпатовые песчаники и железистая цементация характерны для многих красноцветов, обычно ассоциирующихся с эвапоритами, и поэтому могут быть отнесены к продуктам аридного или семиаридного климата. Считается, что климат оказывает значительное влияние на структуру пород: продукты аридного климата грубее продуктов гумидных областей [73].

**Доказательства.** Какие же доказательства, кроме их правдоподобия, могут быть приведены в пользу предположений о петрогенезе песчаников или против них? Какие экспериментальные данные или результаты изучения современных и древних песчаников имеют отношение к этой проблеме? К сожалению, данные критических наблюдений не слишком многочисленны.

*Исходные материалы.* То, что источники питания играют важную роль, определяющую состав песков, подтверждено наблюдениями над современными песками, особенно речными, которые легко можно увязать с исходными породами. Потоки, дренирующие ледниковые области или протекающие по гранитным массивам, отличаются обычно высоким содержанием полевых шпатов. Пламли [174] отмечает до 35% полевых шпатов в песках потоков, дренирующих докембрийские граниты гор Блэк-Хилс в Южной Дакоте. Вулканические районы богаты обломками вулканических горных пород, например, в реках, дренирующих Мексиканскую вулканическую область, содержится 57% таких частиц. Более того, реки, эродирующие сверхзрелые кварцевые арениты, могут дать для структурообразующих зерен песков только хорошо окатанный кварц.

Местный контроль обломочных структурообразующих зерен бесспорен. Колдевейн [114] наглядно продемонстрировал, как состав легкой фракции в осадках вдоль Рейна отражает влияние притоков и коренных пород: кварц и кальцит приносятся из Швейцарии, кварцевые агрегаты и переработанный розовый кварц из песчаника Бантер добавляются Неккаром, значительное количество полевых шпатов — Майном, а обломки пород Рейнских Сланцевых гор становятся обычными в ниж-




Фиг. 6-36. Схема, показывающая содержание характерных легких минералов в песках Рейна ниже Базеля [114].

нем течении (фиг. 6-36). В древних песчаниках подобные вариации отмечались над несогласиями. Базальный кембрийский песчаник Ламотт в горах Сент-Франсис, Миссури, является аркозовым там, где он залегает на гранитах, и становится вулканическим лититовым аренитом там, где залегает на риолитах [157]. Однако эти различия характерны только для самых нижних нескольких метров разреза. В региональном масштабе это обычно зрелый песчаник — в основном кварцевый аренит. Наблюдения Клейна [111] над трисовыми отложениями прибрежных провинций Канады также показывают, что базальные пески могут отражать характер подстилающих пород. Эти наблюдения не объясняют, почему одни песчаники, например ордовикская формация Мартинсберг в Аппалачах, повсюду представлены граувакками, тогда как другие, например девонская формация Орискани, распространенная в том же районе, — сверхзрелыми кварцевыми аренитами.

Но всегда ли состав определяется источниками питания? Что отражают изменения песков, имеющих, по-видимому, одну и ту же область питания,— изменения климата в том районе или вскрытие новых источников питания? Или причиной изменений являются условия накопления?

*Обстановка.* Хотя об отношениях между структурными параметрами современных песков и условиями их формирования было написано довольно много, об отношениях между обстановкой и составом структурообразующих зерен известно мало. За исключением граувакк (главным образом морских турбидитов), можно назвать лишь немного случаев прямой корреляции между типом пород и обстановкой осадконакопления — кварцевые арениты, например, могли отлагаться на пляжах, на морском шельфе или в пустынных дюнах. Но может ли, например, обстановка пляжа или дюн превратить лититовый песчаник в кварцевый аренит? Анализ данных табл. 2-1 о содержании полевых шпатов в современных песках, видимо, показывает, что пески пляжей и дюн содержат меньше полевых шпатов, чем пески водных потоков тех же географических районов. Например, пески пляжей и дюн побережья Каролины содержат только половину того количества полевых шпатов, которое характерно для рек этого района [77]. Утверждение, что пляжевые и дюнные пески отлагаются только из осадков, переносимых реками, сомнительно, так как пока вообще не доказано, что пляжевые пески не приносятся, по крайней мере частично, из других источников и не «загрязнены» более зрелыми песками, залегающими вдали от берега.

Некоторые доказательства влияния условий седиментации дает и геологическая летопись. Песчаники одного и того же разреза, происходящие, как полагают, из одного и того же источника питания, обнару-

живают заметные различия в зрелости состава и структуры, что скорее всего обусловлено обстановкой осадконакопления. Например, Фолк [64] связывает изменения в характере силурийских кварцитов Тускарора в западной Виргинии с влиянием фациальных условий. Самые нижние красноцветы с угловатым кварцем, плохой сортировкой и высоким содержанием обломков пород — это отложения эстуариев. Завершающие разрез Тускароры белые кварциты с окатанным и хорошо сортированным кварцем и фактическим отсутствием частиц горных пород — типичный продукт обстановки пляжа «высокой энергии». Можно было бы предположить, что подобные вариации связаны с тектоническими или климатическими изменениями в области питания. Однако быстрые, метр за метром, вертикальные изменения не только минералогии, но и окатанности делают это предположение маловероятным. Не похоже также, чтобы эти изменения были результатом процесса избирательной сортировки.

Хорошим примером могут также служить переходные слои между ордовикской формацией Джуниата и силурийскими кварцитами Тускарора на юге центральной Пенсильвании. Красноцветные песчаники подстилающей формации Джуниата с полууглова тыми зернами кварца и многочисленными частицами пелитовых горных пород обладают хорошо выраженной косой слоистостью. Они перекрыты белыми, очень зрелыми кварцевыми аренитами Тускарора, со знаками ряби и иногда с косой слоистостью. Выше следуют розовые косослоистые кварциты с хуже окатанным кварцем, большим количеством поликристаллического кварца и малым количеством частиц пород. Региональная система палеотечений и другие соображения указывают на общий источник питания для всех этих песчаников. Петрологические вариации, по-видимому, лучше всего можно объяснить «очищением» и окатыванием поступающего песка: формация Джуниата, вероятно, является флювиальной, нижние слои формации Тускарора — пляжевыми, а верхние слои Тускароры отражают возврат к флювиальному режиму. Изучая влияние обстановки на состав структурообразующих зерен древних песчаников, следует проявлять особую тщательность при установлении постоянства географического положения и состава пород области питания. Анализ палеотечений, стратиграфические взаимоотношения внутри бассейна и знание региональной геологии за пределами бассейна являются важными элементами такой оценки. Постепенные, метр за метром, вертикальные петрографические изменения свидетельствуют, как правило, о влиянии местных условий осадконакопления, а не об изменениях состава материала, поступающего издалека.

Экспериментальное изучение абразии песка не дало убедительных доказательств эффективности процесса избирательного истирания, хотя в недавних работах высказывается другое мнение [152]. Полевые исследования современных песков также не дают безоговорочных доказательств этой эффективности. Изучение влияния переноса в реках большой протяженности указывает на то, что избирательная потеря минералов, по-видимому, невелика или вообще отсутствует [181], хотя нужно иметь в виду, что потеря полевых шпатов в горных реках с крутым уклоном может быть значительно большей. Реки почти не увеличивают окатанности песков [182]. Сравнительное изучение пляжевых и эоловых процессов еще предстоит произвести.

Следует, однако, помнить, что структура зависит от силы течений и сортировки, т. е. таким образом обстановка осадконакопления может изменять тип песчаника. Например, пенсильванская формация Фаунтин в Колорадо в руслах древних потоков представлена аркозовыми конгломератами и песчаниками, слюдистыми аркозами на прибрежных рав-

нинах и в дельтовых и озерных фациях кварцевыми аркозами (полевошпатовыми песчаниками) [99].

*Тектоника.* Предположение о тектоническом контроле петрографических изменений песков основано главным образом на изучении геологических разрезов. Наблюдения показывают, что широко распространенные пласты песчаников, возникающих за счет внутренних источников на стабильных платформах и окраинах щитов, обычно представлены весьма зрелыми разновидностями, тогда как песчаники, отлагающиеся в геосинклиналях на заключительных стадиях их заполнения, представляют собой незрелые граувакки и аркозы. Это позволяет предполагать определенную связь между петрологией и тектонической стабильностью.

В геологической истории многих геосинклиналей обычно проявляются изменения в характере песчаников, связанные со структурной эволюцией. Во многих случаях первое усиление орогенической активности предвещается появлением незрелого обломочного материала. Количество этого материала затем увеличивается, и он образует мощные орогенные осадочные толщи — флиш. Следующие за этапом кульминации осадки становятся более грубыми и полевошпатовыми — возникают аркозовые молассы.

Различие между петрологическими особенностями песков «стабильных шельфов» и «подвижных поясов» было причиной возникновения концепции тектонического контроля. Это положение оспаривалось Кеем [106], который считал, что «тип осадка не является характерным признаком геосинклинали». Ван Андел [6] в своей работе о песчаниках западной Венесуэлы также считает, что основное влияние на состав песчаников оказывают источники питания, а не тектоника и что обстановка осадконакопления контролирует лишь структуру и структурную зрелость. Он указывает, что «систематического тектонофациального контроля структуры и структурной зрелости не существует», более того, «минералогическая зрелость не отражает тектонофаций бассейна осадконакопления» [6], а петрография осадков отражает тектонику лишь постольку, поскольку тектоника контролирует морфологию области питания.

Петрографическим составом пород областей питания пытались также объяснять геосинклинальную последовательность Крынина: ортокварциты — граувакки — аркозы. Считалось, что источник питания кварцевых аренитов располагался в основном вне геосинклиналей, тогда как у более поздних граувакк и аркозов питание связано главным образом с внутренними источниками, т. е. с каннибализмом, вулканизмом и синтектоническими гранитными плутонами.

Другие исследователи отмечали, что современные пески в пределах одного бассейна заметно изменяют свой состав от места к месту, так же как и в некоторых древних осадочных бассейнах, и даже в геосинклиналях [111]. Это может привести к заключению о том, что ни один из типов осадков не может считаться характерным для геосинклиналей. Такие наблюдения, в некоторых случаях к тому же недостаточно хорошо выполненные, не могут объяснить поразительные крупномасштабные изменения по вертикали в петрологии песчаников, залегающих в таких бассейнах, как Аппалачский или Маратон на западе Техаса. Это не означает, что специфические типы песчаников не могут случайно встречаться в любых обстановках, хотя никто не наблюдал граувакк на кратонных платформах, но преобладающий характер геосинклинального разреза отличается от характера платформенного (кратонного) разреза. Другими словами, геосинклинальный песчаник нельзя идентифицировать по отдельному образцу или прозрачному шлифу, но в геологическом разрезе геосинклинальные свиты распознаются.

*Климат.* Какие факты относятся к взаимоотношениям между петрографией песчаников и климатом? Наблюдения Крынина [115] над современными песками тропической Мексики ясно показывают, что полевые шпаты не обязательно являются критерием аридного или ледникового климата. Осадки жаркого гумидного климата также могут быть полевошпатовыми. Рельеф в большей мере, чем климат, контролирует содержание полевых шпатов — к этому заключению пришел Гибс [76], изучавший бассейн Амазонки. Красный цвет некоторых песчаников также не является надежным показателем отложения в аридных условиях. Пески современных аридных областей лишь в исключительных случаях бывают красными. Более того, изобилие остатков позвоночных, тесно связанных с красными песчаниками в триасе Коннектикута [123], и наблюдения, показывающие, что красные почвы характерны для областей с теплым гумидным климатом, заставили отказаться от представлений, что красная окраска является определенным критерием аридности.

Гарнер [73] в результате изучения четырех районов в Андах пришел к выводу, что климат, а не рельеф является основным фактором, определяющим размер обломков. Аридное выветривание — преимущественно механический процесс, в результате которого обычно образуется грубый аллювий, а мелкие частицы удаляются дефляцией; гумидное выветривание дает главным образом алевриты и глины. С другой стороны, Гибс [76] показал, что в бассейне Амазонки размер частиц является функцией главным образом рельефа и что климат оказывает на него ничтожное влияние. Даже если Гарнер был прав, остается неясным, может ли климатический фактор отражаться на петрографии песчаников.

Эксперименты Кюнена [126] привели его к заключению о том, что эффективное окатывание песков может происходить только в результате деятельности ветра, а такая деятельность становится количественно значимой лишь в пустынных районах. Хорошо окатанные пески, следовательно, являются критерием пустынной обстановки. Окатанность, к сожалению, может быть и «унаследованной» особенностью, приобретенной не в той обстановке, в какой песок отлагался в последний раз.

Короче говоря, бесспорных следов влияния климата на петрографию песков, по-видимому, не существует.

**Заключение.** Какое же заключение можно сделать после этого краткого обзора доказательств? Является ли петрографическая характеристика данного песчаника результатом комплексного взаимодействия факторов, из которых ни один не играет решающей роли? Мы думаем, что нет. Каково же относительное значение источников питания, обстановки осадконакопления, тектоники и климата? Мы полагаем, что из этих четырех факторов основное влияние на петрографию песчаников оказывает тектоника, частично потому, что терригенное осадконакопление само по себе в значительной степени зависит от тектоники и без движений земной коры в конце концов прекратилось бы. Этого нельзя сказать ни об источниках питания, ни об обстановках осадконакопления, ни о климате.

Более того, тектоника до некоторой степени управляет тремя другими факторами. Тектоническое поднятие определяет рельеф, а следовательно, влияет на скорость и глубину эрозии, контролируя таким образом объем, а до известной степени и характер обломочного материала, поступающего в бассейн осадконакопления. Косвенным образом тектоника определяет основные типы пород, подвергающихся денудации, так как при неглубокой эрозии обнажаются обычно лишь осадоч-

ные или, может быть, эффузивные вулканические породы, тогда как глубокая эрозия делает доступными грубозернистые полевошпатовые магматические или метаморфические породы.

Тектонические поднятия, если они достаточно велики, несомненно, изменяют климат в областях питания. Однако с геологической точки зрения значение рельефа в выветривании, вероятно, более велико, чем климата, так как при высоком рельефе механическая денудация преобладает над химическим выветриванием.

Поднятия создают градиент высот, т. е. склоны, по которым движется вниз обломочный материал. Хотя перенос материала изучен еще далеко не достаточно, по-видимому, можно считать его второстепенным фактором, определяющим петрологию песков, хотя деятельность потоков с крутым уклоном или пляжевые процессы могут оказывать заметное влияние на структуру и состав песков.

Погружения бассейнов и тектонические поднятия не обязательно сочетаются друг с другом, особенно в тех случаях, когда области питания значительно удалены от бассейнов осадконакопления, как это наблюдается на большинстве крупных речных систем. Однако погружения бассейна и поднятие области питания тем не менее взаимодействуют между собой, так как отношение количества приносимых осадков к емкости бассейна контролирует осадочные фации в бассейне независимо от того, является ли бассейн преимущественно морским, континентальным или даже не заполненным осадками вообще. Большое количество поступающего материала при недостаточном погружении ведет к регрессии моря и преобладанию аллювиального заполнения; при преобладании погружения уровень осадочного заполнения опускается ниже уровня моря и аккумуляция становится преимущественно морской. Минимальный принос материала создает истощенный (некомпенсированный) бассейн. Пески, отлагающиеся в таких различных обстановках, различны по текстуре и особенностям залегания, а до некоторой степени и по своей петрологии.

Наконец, может быть, наиболее убедительным доказательством доминирующей роли тектоники среди факторов, контролирующих петрологию песчаников, является строгая корреляция между характером песков и тектонической или структурной эволюцией геосинклинали. Поскольку этот вопрос рассмотрен более подробно в гл. 12, мы отметим только, что такая корреляция существует и что изменяющийся во времени характер песков зависит от относительного вклада внешнего (кратонного) и внутреннего (поднятия внутри геосинклиналей) источников питания. Характер обломочного материала, поступающего из этих источников, различен, так как он отражает, вероятно, рельеф каждого из них (фактор, контролируемый тектоникой) и меняющееся значение этих двух источников в ходе развития геосинклинали: господство кратоновых источников на ранних стадиях и подавление его на поздних.

В заключение мы должны отметить, что петрология песчаников является результатом сложного взаимодействия многих факторов и, хотя мы считаем, что большую часть времени тектоника является господствующим фактором, конкретная комбинация или взаимодействие таких факторов, как климат (температура и атмосферные осадки), перенос (включая его энергию и продолжительность), привнос материала и погружение, могут произвести определенный тип песчаника, не особенно отличающийся от того, который был бы образован при несколько иной комбинации факторов. Одной петрологии недостаточно, например, для того, чтобы суметь различить тектонический аркоз, связанный с резким поднятием, от остаточного аркоза, сформированного на стабильном древнем гранитном массиве и погребенного морской трансгрессией.

Вероятно, больше, чем что-либо другое, нас должна беспокоить наша неспособность подразделить и оценить влияние нескольких факторов, контролирующих петрологию песчаников. Мы оказались неспособными найти решающие доказательства для нескольких гипотез. Иными словами, геологи смогли выдвинуть все возможные гипотезы, но пока, видимо, не могут ни одну из них подтвердить экспериментально, полевыми или лабораторными исследованиями. Может быть, следует продолжать исследования современных песков, именно тех путей их эволюции, которые кажутся наиболее важными. Тщательное петрографическое изучение современных песков, отобранных в районах с известным климатом, рельефом, источниками питания и обстановкой осадконакопления, может оказаться хорошей отправной точкой.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Adams R. W.,* Loyalhanna Limestone — cross-bedding and provenance, in: *Fisher G. W., Pettijohn F. J., Reed J. C., Jr., Weaver K. N.,* eds., Studies of Appalachian Geology — Central and Southern, 83—100, New York, Interscience, 1970.
2. *Allen J. R. L.,* Petrology, origin, and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. Journ. Sed. Petrology, **32**, 657—697, 1962.
3. *Allen P.,* Wealdon petrology: The Top Ashdown Pebble Bed and the Top Ashdown Sandstone, Geol. Soc. London Quart. Journ., **104**, 257—321, 1949.
4. *Allen V. T.,* Terminology of medium-grained sediments, Rept. Comm. Sedimentation 1935—1936, Natl. Research Council, 18—47, 1936.
5. *Allen V. T.,* A study of Missouri glauconite, Am. Mineralogist, **22**, 1180—1183, 1937.
6. *Van Andel Tj. H.,* Origin and classification of Cretaceous Paleocene and Eocene sandstones of western Venezuela, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 734—763, 1958.
7. *Anhaeusser C. R., Mason R., Vijoen M. J., Vijoen R. P.,* A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 2175—2200, 1969.
8. *Auden J. B.,* Vindhyan sedimentation in the Son Valley, Mirzapur District. India Geol. Survey Mem., **62**, pt. 2, 250 p., 1933.
9. *Bailey E. B.,* Sedimentation in relation to tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., **47**, 1716—1718, 1936.
10. *Bailey E. H., Irwin W. P.,* K-feldspar content of Jurassic and Cretaceous graywackes of northern Coast Ranges and Sacramento Valley, California, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **43**, 2797—2809, 1959.
11. *Balk R.,* The structure of graywacke areas and Taconic Range, east of Troy, New York. Geol. Soc. Am. Bull., **64**, 811—864, 1953.
12. *Barth T. F. W.,* Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway, Norwey, Norsk geol. tidsskr., **18**, 54—65, 1938.
13. *Barton D. C.,* The geological significance and genetic classification of arkose deposits, Journ. Geol., **24**, 417—449, 1916.
14. *Billings M. P.,* The geology of New Hampshire, New Hampshire State Planning and Development Commission, 203 p., 1956.
15. *Blatt H.,* Original characters of clastic quartz, Journ. Sed. Petrology, **37**, 401—424, 1967.
16. *Blatt H., Christie J. M.,* Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks, Journ. Sed. Petrology, **33**, 559—579, 1963.
17. *Bokman J.,* Lithology and petrology of the Stanley and Jackfork formations, Journ. Geol., **61**, 152—170, 1953.
18. *de Booy T.,* Petrology of detritus in sediments, a valuable tool, Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch., Proc., Ser. B, **64**, 277—282, 1966.
19. *Boswell P. G. H.,* The term graywacke, Journ. Sed. Petrology, **30**, 154, 1960.
20. *Brenchley P. J.,* Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales. Journ. Sed. Petrology, **39**, 1297—1301, 1969.
21. *Brett G. W.,* Cross-bedding in the Baraboo Quartzite of Wisconsin, Journ. Geol., **63**, 143—148, 1955.
22. *Brongniart A.,* De l'arkose, caractères minéralogiques et histoire géognostique de cette roche, Ann. sci. nat., 8, 113—163, 1826.
23. *Burchard E. F.,* Notes on various glass sands mainly undeveloped, U. S. Geol. Survey Bull., **315**, 377—382, 1907.

24. *Burst F. F.*, «Glauconite» pellets; their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 310—327, 1958.
25. *Buchinsky G. I.*, Structure and origin of the phosphorites of the U.S.S.R. Journ. Sed. Petrology, **5**, 81—92, 1935.
26. *Buttram F.*, The glass sands of Oklahoma, Oklahoma Geol. Survey Bull., **10**, 91 p., 1913.
27. *Cady W. M., Wallace R. E., Hoare J. M., Webber E. J.*, The central Kushokwim region, Alaska, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, **268**, 132 p., 1955.
28. *Cayeux L.*, Les roches sédimentaires de France, Roches siliceuses, 774 p., Paris, Impr. Nationale, 1929.
29. *Chanda S. K.*, Calclithite fragments vs. extraclasts: A discussion, Journ. Sed. Petrology, **39**, 1640—1641, 1969.
30. *Clarke F. W.*, Report of work done in the division of chemistry and physics, U. S. Geol. Survey Bull., **60**, 174 p., 1890.
31. *Clarke F. W.*, Data of geochemistry, U. S. Geol. Survey Bull., **770**, 841 p., 1924.
32. *Cloud P. E., Jr.*, Physical limits of glauconite formation, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **39**, 484—492, 1955.
33. *Collins W. H.*, North shore of Lake Huron, Canada Geol. Survey Mem., **143**, 160 p., 1925.
34. *Crook K. A. W.*, Petrology of graywacke suite sediments from the Turon River-Coolamigal Creek districts, N.S.W. Journ. and Proc. Royal Soc. New South Wales, **88**, 97—105, 1955.
35. *Crook K. A. W.*, Petrology of Tamworth Group, Lower and Middle Devonian, Tamworth-Nundle District, New South Wales, Journ. Sed. Petrology, **30**, 353—369, 1960.
36. *Crook K. A. W.*, Weathering and roundness of quartz sand grains, Sedimentology, **11**, 171—182, 1968.
37. *Crook K. A. W.*, Graywackes, in: Encyclopaedia Brittanica, 1970a.
38. *Crook K. A. W.*, Geotectonic significance of graywackes, Relevance of Recent sediments from Niugini, 42nd ANZAAS Congress, Port Moresby, Niugini, August, 1970b.
39. *Cummins W. A.*, The greywacke problem, Liverpool Manchester Geol. Journ., **3**, 51—72, 1962a.
40. *Cummins W. A.*, Greywacke in Lower Siwaliks, Simla Hills, Nature, **196**, 1085, 1962b.
41. *Cushing H. P., Leverett F., Van Horn F. R.*, Geology and mineral resources of the Cleveland district, Ohio, U. S. Geol. Survey Bull., **818**, 138 p., 1931.
42. *Dale C. L.*, The problem of the St. Peter sandstone, Missouri Univ. School Mines and Metal., Bull. (tech. Ser.), **6**, 158 p., 1921.
43. *Dapples E. C., Krumbein W. C., Sloss L. L.*, Petrographic and lithologic attributes of sandstones, Journ. Geology, **61**, 291—317, 1953.
44. *Davis E. F.*, The Franciscan sandstone, California Univ. Publ., Bull. Dept. Geology, **11**, 6—16, 1918.
45. *Dickinson W. R.*, Singatoka dune sands, Viti Levu (Fiji), Sedimentary Geology, **2**, 115—124, 1968.
46. *Dickinson W. R.*, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose, Journ. Sed. Petrology, **40**, 695—707, 1970.
47. *Diller J. S.*, The educational series of rock specimens, etc, U. S. Geol. Survey Bull., **150**, 84—87, 1898.
48. *Donaldson J. A.*, Marion Lake Map-area, Quebec-Newfoundland, Canada Geol. Survey Mem., **338**, 85 p., 1966.
49. *Donaldson J. A.*, Two Proterozoic clastic sequences, A sedimentological comparison, Geol. Assoc. Canada Proc., **18**, 33—54, 1967.
50. *Jackson G. D.*, Archean sedimentary rocks of North Spirit Lake Area, northwestern Ontario, Canadian Journ. Earth Sci., **2**, 622—647, 1965.
51. *Dott R. H., Jr.*, Wacke, graywacke and matrix — what aproach to immature sandstone classification? Journ. Sed. Petrology, **34**, 625—632, 1964.
52. *Drobnyk J. W.*, Petrology of the Paleocene-Eocene Aquia formation of Virginia, Maryland and Delaware, Journ. Sed. Petrology, **35**, 626—642, 1965.
53. *Edwards A. B.*, The petrology of the Miocene sediments of the Aure Trough, Papua, Royal Soc. Victoria Proc. (N. S.), **60**, 123—148, 1950a.
54. *Edwards A. B.*, The Petrology of the Cretaceous greywackes of the Purari Valley, Papua, Royal Soc. Victoria Proc. (N. S.), **60**, 163—171, 1950b.
55. *Eigenfeld R.*, Die Kulmconglomerat von Teuschnitz im Frankenwalde, Sächs. Akad. Wiss. Abh., math. phys. Kl., **42**, 58, 1933.
56. *Emery K. O.*, Turbidites — Precambrian to present, in: Studies on Oceanography, 568 p., Tokyo, Univ. Tokyo Press, 1964.
57. *Engel A. E. J., Engel C. G.*, Grenville series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Geol. Soc. Am. Bull., **64**, 1013—1097, 1953.

58. *Espenshade G.,* Geology and mineral deposits of the Pilleys Island area, Dept. Natl. Resources Newfoundaland, Geol. Survey Bull., **6**, 56 p., 1937.
59. *Fahrig W. F.,* The geology of the Athabasca formation, Canada Geol. Survey Bull., **68**, 41 p., 1961.
60. *Ferrar H. T.,* The geology of the Dargaville-Rodney Subdivision, New Zealand Geol. Survey Bull., **34**, 78 p., 1934.
61. *Fettke C. R.,* Glass manufacture and the glass sand industry of Pennsylvania, Topog. and Geol. Survey Rept., **12**, 278 p., 1918.
62. *Fischer G.,* Die Petrographie der Grauwacken, Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt, **54**, 320—343, 1933.
63. *Folk R. L.,* The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature, Journ. Geol., **62**, 344—359, 1954.
64. *Folk R. L.,* Petrography and origin of the Tuscarora, Rose Hill, and Keefer formations, Lower and Middle Silurian of eastern West Virginia, Journ. Sed. Petrology, **30**, 1—58, 1960.
65. *Folk R. L.,* Petrology of sedimentary rocks, 170 p., Austin, Texas, Hemphill's Bookstore, 1968a.
66. *Folk R. L.,* Bimodal supermature sandstones, Product of the desert floor, XXIII Intern. Geol. Congress Proc., **8**, 9—32, 1968b.
67. *Foster R. J.,* Tertiary geology of a portion of the central Cascade Mountains, Washington, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, 99—125, 1960.
68. *Friedman M.,* Miocene orthoquartzite from New Jersey, Journ. Sed. Petrology, **24**, 235—241, 1954.
69. *Füchtbauer H.,* Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine, Erdöl und Kohle, **12**, 605—613, 1959.
70. *Füchtbauer H.,* Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen, Eclogae geol. Helvetiae, **57**, 157—298, 1964.
71. *Füchtbauer H.,* Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen, Geol. Rundschau, **56**, 266—300, 1967.
72. *Galliher E. W.,* Glauconite genesis, Geol. Soc. Am. Bull., **46**, 1351—1366, 1935.
73. *Garner H. F.,* Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, 1327—1368, 1959.
74. *Garrels R. M., Mackenzie F. T., Siever R.,* Sedimentary cycling in relation to the history of the continents and oceans in: *Robertson E. C.,* ed., The nature of the solid earth, 93—121, New York, McGraw-Hill, 1971.
75. *Gasser Urs.,* Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern), Geologic and Sedimentologie, Eclogae geol. Helvetiae, **61**, 229—319, 1968.
76. *Gibbs R. J.,* The geochemistry of the Amazon River System, Part I, The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids, Geol. Sco. Am. Bull., **78**, 1203—1232, 1967.
77. *Giles R. T., Pilkey O. H.,* Atlantic beach and dune sediments of the southern United States, Journ. Sed. Petrology, **35**, 900—910, 1965.
78. *Gluskoter H. J.,* Orthoclase distribution and authigenesis in the Franciscan Formation of a portion of western Marin County, California, Journ. Sed. Petrology, **34**, 335—343, 1964.
79. *Goldman M. I.,* Petrographic evidence on the origin of the Catahoula Sandstone, Am. Journ. Sci., Ser. 4, **39**, 261—287, 1915.
80. *Goldman M. I.,* General character, mode of occurrence and origin of glauconite, Journ. Washington Acad. Sci., **9**, 501—502, 1919.
81. *Graham W. A. P.,* A textural and petrographic study of the Cambrian sandstones of Minnesota, Journ. Geology, **38**, 696—716, 1930.
82. *Greenly E.,* Incipient metamorphism in the Harlech Grits, Edinburgh Geol. Soc. Trans., **7**, 254—258, 1899.
83. *Griffiths J. C.,* Petrographical investigations of the Salt Wash sediments, U. S. Atomic Energy Comm., Tech. Rept. RME — 3122 (Pts. I and II), 84 p., 1956.
84. *Grim R.,* The Eocene sediments of Mississippi, Mississippi State Geol. Survey Bull., **30**, 240 p., 1936.
85. *Grout F. F.,* Contact metamorphism of the slates of Minnesota by granite and gabbro magmas, Geol. Soc. Am. Bull., **44**, 989—1040, 1933.
86. *Gruner J. W.,* Structural geology of the Knife Lake area of northeastern Minnesota, Geol. Soc. Am. Bull., **52**, 1577—1642, 1941.
87. *Gulbrandsen R. A., Goldich S. S., Thomas H. H.,* Glauconite from the Precambrian Belt Series, Montana, Science, **140**, 390—391, 1963.
88. *Hadding A.,* The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, III, The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden, Lunds Univ. Årsskr., N. F. Adv. 2, **25**, № 3, 287 p., 1929.
89. *Hadding A.,* IV, Glauconite and glauconitic rocks, Medd. Lunds Geol. Min. Inst., № 51, 175 p., 1932.

90. *Haile N. S.*, The Cretacous-Cenozoic Northwest Borneo Geosyncline, British Borneo Geol. Survey Bull., **4**, 1—18, 1963.
91. *Hawkins J. W., Whetten J. T.*, Graywacke matrix minerals, Hydrothermal reactions with Columbia River sediments, Science, **166**, 868—870, 1969.
92. *Heald M. T.*, Stylolites in sandstone, Journ. Geology, **63**, 101—114, 1955.
93. *Helmbold R.*, Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken, Heidelberger Beiträge Min. Pet. 3, 253—288, 1952.
94. *Helmbold R., Van Houten F. B.*, Contribution to the petrography of the Tanner graywacke, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, 301—314, 1958.
95. *Henningsen D.*, Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Giessener Grauwacke, Geol. Rundschau, **51**, 600—626, 1961.
96. *Hickok IV, W. O., Moyer F. T.*, Geology and mineral resources of Fayette County, Pennsylvania Geol. Survey Bull., **C-26**, 530 p., 1940.
97. *Hollister C. D., Heezen B. C.*, Modern graywacke-type sands, Science, **146**, 1573—1574, 1964.
98. *Hoque M.*, Sedimentologic and paleocurrent study of Mauch Chunk sandstones (Mississippian) of south-central and western Pennsylvania, Am. Assoc. Petroleum Geologists, **52**, 246—263, 1968.
99. *Hubert J. F.*, Petrology of the Fountain and Lyons formations, Front Range, Colorado, Colorado School Mines Quart., **55**, № 1, 242 p., 1960.
100. *Huckenholtz H. G.*, Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France), Journ. Sed. Petrology, **33**, 914—918, 1963.
101. *Hunter R. E.*, Facies of iron sedimentation in the Clinton Group, in: *Fisher G. W. and oth.*, eds., Studies of Appalachian geology, 101—121, Central and southern New York, Interscience, 1970.
102. *Irving R. D.*, The copper-bearing rocks of Lake Superior, U. S. Geol. Survey Mon., **5**, 464, 1883.
103. *Irving R. D., Van Hise C. R.*, The Penokee iron-bearing series of Michigan and Wisconsin, U. S. Geol. Survey Mono., **19**, 534 p., 1892.
104. *Jacobsen L.*, Petrology of Pennsylvanian sandstones and conglomerates of the Ardmore Basin, Oklahoma Geol. Survey Bull., **79**, 144 p., 1959.
105. *Kaiser E.*, Der Grundsatz des Aktualismus in der Geologie, Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **83**, 401—402, 1932.
106. *Kay M.*, North American Geosynclines, Geol. Soc. Am. Mem., **48**, 143 p., 1951.
107. *Keith M. L.*, Sandstone as a source of silica sands in southern Ontario, Ontario Dept. Mines Ann. Rept., **55**, pt. 5, 36 p., 1949.
108. *Kennedy W. Q.*, Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation, Geol. Mag., **88**, 257—266, 1951.
109. *Ketner K. B.*, Comparison of Ordovician eugeosynclinal and miogeosynclinal quartzites of the Cordilleran geosyncline, in: Geological Survey Research 1966, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 550 — C, C 54 — C 60, 1966.
110. *Ketner K. B.*, Origin of Ordovician quartzite in the Cordilleran miogeosyncline, in: Geological Survey Research 1968, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 600 B, B 169 — B 177, 1968.
111. *Klein G. de Vries*, Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1127—1146, 1962.
112. *Klein G. de Vries*, Analysis and review of sandstone classification in the North American geological literature, 1940—1960, Geol. Soc. Am. Bull., **74**, 555—576, 1963.
113. *Klein G. de Vries*, Dispersal and petrology of sandstones of Stanley-Jackfork boundary, Ouachita fold belt, Arkansas and Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **50**, 308—326, 1966.
114. *Koldewijn B. W.*, Provenance, transport and deposition of Rhine sediments, II, An examination of the light fraction, Geol. Mijnb. (N. S.), **17**, 37—45, 1955.
115. *Krynine P. D.*, Arkose deposits in the humid tropics, a study of sedimentation in southern Mexico, Am. Journ. Sci., **29**, 353—363, 1935.
116. *Krynine P. D.*, Petrography and genesis of the Siwalik Series, Am. Journ. Sci., **34**, 422—446, 1937.
117. *Krynine P. D.*, Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, Pennsylvania State Coll. Bull., **29**, 134 p., 1940.
118. *Krynine P. D.*, Graywackes and the petrology of Bradford Oil Field, Pennsylvania, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **25**, 2071—2074, 1941a.
119. *Krynine P. D.*, Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites (abstr.), Geol. Soc. Am. Bull., **52**, 1915, 1941b.
120. *Krynine P. D.*, Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle, Anales 1st Congreso Panamerican Ingenieria de Minas y Geologia, Geology, part 1, 2, 537—561, 1942.
121. *Krynine P. D.*, Sediments and the search for oil, Producers Monthly, **9**, 12—22, 1945.

122. *Krynine P. D.*, The megascopic study and field classification of sedimentary rocks, Journ. Geology, **56**, 130—165, 1948.
123. *Krynine P. D.*, Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut, Connecticut State Geol. Nat. Hist. Survey Bull., **73**, 247 p., 1950.
124. *Krynine P. D., Tuttle O. F.*, Petrology of Ordovician-Silurian boundary in central Pennsylvania (abstr.), Geol. Soc. Am. Bull., **52**, 1917—1918, 1941.
125. *Kuenen Ph. H.*, Experimental abrasion, 3, Fluviatile action on sand, Am. Journ. Sci., **257**, 172—190, 1959.
126. *Kuenen Ph. H.*, Sand Sci. Am., **202**, № 4, 94—110, 1960.
127. *Kuenen Ph. H.*, Matrix of turbidites, Experimental approach, Sedimentology, **7**, 267—297, 1966.
128. *Kuenen Ph. H., Migliorini C. I.*, Turbidity currents as a cause of graded bedding, Journ. Geology, **58**, 91—127, 1950.
129. *Lasius G.*, Beobachtungen im Harzgebirge, 132—152, Hannover, Helwing, 1789.
130. *Leith C. K., Van Hise C. R.*, The geology of the Lake Superior region, U. S. Geol. Survey Mono., **52**, 641 p., 1911.
131. *Lerbekmo J. F.*, Petrology of the Belly River Formation, southern Alberta Foothills, Sedimentology, **2**, 54—86, 1963.
132. *Loney R. A.*, Stratigraphy and petrography of the Pybus-Gambier area, Admiralty Island, Alaska, U. S. Geol. Survey Bull., **1178**, 103 p., 1964.
133. *MacGregor A. M.*, The problem of the Precambrian atmosphere, South Africa Journ. Sci., **24**, 155—172, 1927.
134. *Mackie W.*, The sands and sandstones of eastern Moray, Edinburgh Geol. Soc. Trans., **7**, 148—172, 1899a.
135. *Mackie W.*, The feldspars present in sedimentary rocks as indication of the condition of contemporaneous climate Edinburgh Geol. Soc. Proc., **7**, 443—468, 1899b.
136. *Mackie W.*, Seventy chemical analyses of rocks, Edinburgh Geol. Soc. Proc., **8**, 33—60, 1905.
137. *Mansfield G. R.*, The physical and chemical character of New Jersey Greensands, Econ. Geology, **15**, 547—566, 1920.
138. *Martens J. H. C.*, Beaches of Florida, Florida State Geol. Survey, 22nd Ann. Rept., **1931**, 67—119.
139. *Mathur S. M.*, On the term «orthoquartzite», Eclogae geol. Helvetiae, **51**, 695—696, 1958.
140. *Mattiat B.*, Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke, Beitr. Mineralog. Petrogr., **7**, 242—280, 1960.
141. *McBride E. F.*, The term graywacke (discussion), Journ. Sed. Petrology, **32**, 614—615, 1962a.
142. *McBride E. F.*, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians, Journ. Sed. Petrology, **32**, 39—91, 1962b.
143. *McBride E. F.*, A classification of sandstones, Journ. Sed. Petrology, **33**, 664—669, 1963.
144. *McBride E. F.*, Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas. Univ. Texas, Bur. Econ. Geology Rept. Inv., № 57, 101 p., 1966.
145. *McElroy C. T.*, The use of the term «greywacke» in rock nomenclature in New South Wales, Australian Journ. Sci., **16**, 150—151, 1954.
146. *McEwen M. C., Fessenden F. W., Rogers J. J. W.*, Texture and composition of some weathered granites and slightly transprted arkosic sands, Journ. Sed. Petrology, **29**, 477—492, 1959.
147. *Meckel L. D.*, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 223—258, 1967.
148. *Merifield P. M., Lamar D. L.*, Sand waves and early earth-moon history, Journ. Geophys. Research, **73**, 4767—4474, 1968.
149. *Merrill G. P.*, Stones for building and decoration, 3rd ed., 551 p., New York, John Wiley and Sons, 1891.
150. *Middleton G. V.*, Chemical composition of sandstones, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, 1011—1026, 1960.
151. *Mizutani S., Suwa K.*, Orthoquartzitic sand from the Libyan Desert, Egypt, Nagoya Univ. Journ. Earth Sci., **14**, 137—150, 1966.
152. *Morris W. J., Fan P.-F.*, Abrasion effects on arkose mixtures, Journ. Sed. Petrology, **32**, 231—239, 1962.
153. *Murray H. H., Patton J. B.*, Preliminary report on high-silica sand in Indiana Dept. Conserv. Geol. Survey Rept. Prog., 5, 35 p., 1953.
154. *Nanz R. H., Jr.*, Genesis of Oligocene sandstone reservoir, Seeligson field, Jim Wells and Kleberg counties, Texas. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **38**, 96—117, 1954.
155. *Naumann C. F.*, Lehrbuch der Geognosie, **1**, 960 p., Leipzig, Engelman, 1858.
156. *Niggli P., de Quervain F., Winterhalter R. U.*, Chemismus schweizerischer Gesteine, Beitr. Geologie Schweiz, Geotechn. Ser., № 14, 389 p., 1930.

157. *Ojakangas R. W.*, Petrology and sedimentation of the Upper Cambrian Lamotte Sandstone in Missouri, Journ. Sed. Petrology, **33**, 860—873, 1963.
158. *Okada H.*, Sandstones of the Cretaceous Mifune Group, Kyushu, Japan, Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., Ser. D, Geology, **10**, 1960.
159. *Okada H.*, Cretaceous sandstones of Goshonoura Island, Kyushu, Kyuchu Univ. Mem. Fac. Sci., Ser. D, Geology, **11**, 1—48, 1961.
160. *Okada H.*, Non-graywacke «turbidite» sandstones in the Welsh geosynclines, Sedimentology, **7**, 211—232, 1966.
161. *Okada H.*, Composition and cementation of some Lower Paleozoic grits in Wales, Kyushu Univ. Mem. Fac. Sci., Ser. D, Geology, **18**, 261—276, 1967.
162. *Oriel S. S.*, Definitions of arkose, Am. Journ. Sci., **247**, 824—829, 1949.
163. *Park C. F., Jr.*, Manganese resources of the Olympic Peninsula, Washington, U. S. Geol. Survey Bull., 931-R., 435—457, 1942.
164. *Payne T. G. and oth.*, Geology of the Arctic slope of Alaska, U. S. Geol. Survey Oil Gas Invest., Map OM 126, 1962.
165. *Peach B. N., Horne J., Gunn W., Clough C. T., Hinxman L. W.*, The geological structure of the North-West Highlands of Scotland, Mem. Geol. Survey Great Britain, 668 p., 1907.
166. *Pelletier B. R.*, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, 1033—1064, 1958.
167. *Pettijohn F. J.*, Archean sedimentation, Geol. Soc. Am. Bull. **54**, 925—972, 1943.
168. *Pettijohn F. J.*, Sedimentary Rocks (1st ed.), 526 p., New York, Harper and Bros., 1949.
169. *Pettijohn F. J.*, Classification of sandstones, Journ. Geology, **62**, 360—365, 1954.
170. *Pettijohn F. J.*, Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites, Geol. Soc. Am. Bull., **68**, 469—480, 1957a.
171. *Pettijohn F. J.*, Sedimentary rocks (2nd ed.), 718 p., New York, Harper and Bros., 1957b.
172. *Pettijohn F. J.*, The term graywacke, Journ. Sed. Petrology, **30**, 627, 1960.
173. *Pettijohn F. J.*, Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanic sands, in: Data of Geochemistry (6th ed.), U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440S, 19 p., 1963.
174. *Plumley W. J.*, Black Hills terrace gravels, A study in sediment transport, Journ. Geology, **56**, 526—577, 1948.
175. *Potter P. E., Pryor W. A.*, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi Valley and adjacent areas, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1195—1250, 1961.
176. *Reed J. J.*, Petrology of the Lower Mesozoic rocks of the Wellington District, New Zealand Geol. Survey Bull. (N. S.), **57**, 60 p., 1957.
177. *Reed R. D.*, The occurence of feldspar in California sandstones, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **12**, 1023—1024, 1928.
178. *Rinne F.*, Gesteinskunde, 374 p., Leipzig, Dr. Max Jänecke, 1923.
179. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И.*, Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород, в кн.: Химия земной коры, **1**, «Наука», М., 1963.
180. *Rothrock E. P.*, A geology of South Dakota, pt. 3, Mineral resources, South Dakota Geol. Survey Bull., **15**, 255 p., 1944.
181. *Russell R. D.*, Mineral composition of Mississippi River sands, Geol. Soc. Am. Bull., **48**, 1307—1348, 1937.
182. *Russell R. D., Taylor R. E.*, Roundness and shape of Mississippi River sands, Journ. Geology, **45**, 225—267, 1937.
183. *Sabins F. F., Jr.*, Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous strata of the Western Interior, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1183—1196, 1962.
184. *Schwab F. L.*, Origin of the Antietam Formation (Late Precambrian?-Lower Cambrian) central Virginia, Journ. Sed. Petrology, **40**, 354—366, 1960.
185. *Schwartz G. M.*, Correlation and metamorphism of the Thomson Formation, Minnesota, Geol. Soc. Am. Bull., **52**, 1001—1020, 1942.
186. *Seilacher A.*, Origin and diagenesis of the Oriskany sandstone (Lower Devonian, Appalachians) as reflected in its shell fossils, in: *Müller G., Friedman G. M.*, eds., Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 175—185, Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1968.
187. *Shead A. C.*, Notes on barite in Oklahoma with chemical analysis of sand barite rosettes, Oklahoma Acad. Sci. Proc., **3**, 102—106, 1923.
188. *Shiki T.*, Studies on sandstone in the Maizuru Zone, southwest Japan, I, Importance of some relations between mineral composition and grain size, Kyoto Univ., Mem. Coll. Sci., Ser. B, **25**, 239—246, 1959.
189. *Shiki T.*, Studies on sandstones in the Maizuri Zone, southwest Japan, III, Graywackes and arkose sandstone in and out of the Maizuri Zone, Kyoto Univ., Mem. Coll. Sci., Ser. B, **29**, 291—324, 1962.

190. *Shiki T., Mizutani S.,* On «graywacke», Geoscience, **81**, 21—32, 1965.
191. *Siever R.,* Trivoli sandstone of Williamson County, Illinois, Journ. Geology, **57**, 614—617, 1949.
192. *Siever R.,* Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior coal basin, Journ. Sed. Petrology, **27**, 227—250, 1957.
193. *Simonen A., Kuovo O.,* Archean varved schists north of Tampere in Finland, Soc. géol. Finlande Compte rendus, **24**, 93—117, 1951.
194. *Simonen A., Kuovo O.,* Sandstone in Finland, Comm. géol. Finlande, Bull., **168**, 57—87, 1955.
195. *Sippel R. F.,* Sandstone petrology, Evidence from luminescence petrography, Journ. Sed. Petrology, **38**, 530—554, 1968.
196. *Skolnick H.,* The quartzite problem, Journ. Sed. Petrology, **35**, 12—21, 1965.
197. *Sloss L. L., Feray D. E.,* Microstylolites in sandstone, Journ. Sed. Petrology, **18**, 3—13, 1948.
198. *Страхов Н. М.,* Основы теории литогенеза, **I**, Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли, АН СССР, 1962.
199. *Suttner L. J.,* Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Kootenai formations, southwest Montana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 1391—1410, 1969.
200. *Sutton J., Watson J.,* The deposition of the upper Dalradian rocks of the Banffshire coast, Geol. Assoc. London Proc., **66**, 101—133, 1955.
201. *Swineford A.,* Cemented sandstones of the Dakota and Kiowa formations in Kansas, Kansas State Geol. Survey Bull., **70**, 57—104, 1947.
202. *Swineford A.,* Petrography of Upper Permian rocks in south-central Kansas, Kansas State Geol. Survey Bull., **111**, 179p., 1955.
203. *Takihashi J.,* Synopsis of glauconization, in: *Trask P. D.,* ed., Recent Marine Sediments, Tulsa, Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 503—513, 1939.
204. *Taliaferro N. L.,* Franciscan-Knoxville problem, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **27**, 109—219, 1943.
205. *Tallman S. L.,* Sandstone types, their abundance and cementing agents, Journ. Geology, **57**, 582—591, 1949.
206. *Tarr W. A.,* The origin of the sand barites of the Lower Permian of Oklahoma, Am. Mineralogist, **18**, 260—272, 1933.
207. *Thiel G. A.,* Sedimentary and petrographic analysis of the St. Peter Sandstone, Geol. Soc. Am. Bull., **46**, 559—614, 1935.
208. *Thiel G. A., Dutton C. E.,* The architectural, structural and monumental stones of Minnesota, Minnesota Geol. Survey Bull., **25**, 160 p., 1935.
209. *Tieje A. J.,* Suggestions as to the description and naming of sedimentary rocks, Journ. Geol., **29**, 650—666, 1921.
210. *Todd T. W., Folk R. L.,* Basal Claiborne of Texas, record of Appalachian tectonism during Eocene, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **41**, 2545—2566, 1957.
211. *Turner F. J., Verhoogen J.,* Igneous and metamorphic petrology, 694 p., New York, McGraw-Hill, 1960.
212. *Twenhofel W. H.,* Treatise on sedimentation, 926 p., Baltimore, 1932.
213. *Tyrrell G. W.,* Greenstones and graywackes, Reunion intern. pour l'étude du Précambrien 1931, Comptes Rendus, 24—26, 1933.
214. *Waldschmidt W. A.,* Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **25**, 1859—1879, 1941.
215. *Walton E. K.,* Silurian greywackes in Peebleshire, Royal Soc. Edinburgh Proc., **65**, 327—357, 1955.
216. *Webb W. M., Potter P. E.,* Petrology and geochemistry of modern detritus derived from a rhyolitic terrain, western Chihuahua, Bol. Soc. Geol. Mexicana, **32**, 1969.
217. *Webby B. D.,* Sedimentation of the alternating graywacke and argillite strata in the Porirua district, New Zealand Journ. Geol. and Geophys., **2**, 461—478, 1959.
218. *Weber J. N., Middleton G. V.,* Geochemistry of turbidites of the Normanskill and Charny formations, Geochim. et Cosmochim. Acta, **22**, 200—288 1961.
219. *Whetten J. T.,* Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke, Science, **152**, 1057—1058, 1966.
220. *Wieseneder H.,* Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke, Tschermaks mineralog. petrog. Mitt., **7**, 451—454, 1961.
221. *Wiesnet D. R.,* Composition, grain size, roundness and sphericity of the Potsdam Sandstone (Cambrian) in northeastern New York, Journ. Sed. Petrology, **31**, 5—14, 1961.
222. *Williams T., Turner F. J., Gilbert C. M.,* Petrography, 406 p., San Francisco, 1954.
223. *Woodland A. W.,* Petrological studies in the Harlech Grit series of Merionethshire II, Geol. Mag., **74**, 440—454, 1938.
224. *Yeakel L. S., Jr.,* Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1515—1540, 1962.
225. *Zimmerle W.,* Serpentine graywackes from the North Coast basin, Columbia, and their tectonic significance, Neues Jahrb. Mineral. Abh., **109**, 156—182, 1968.

## Глава 7

# ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

### ВВЕДЕНИЕ

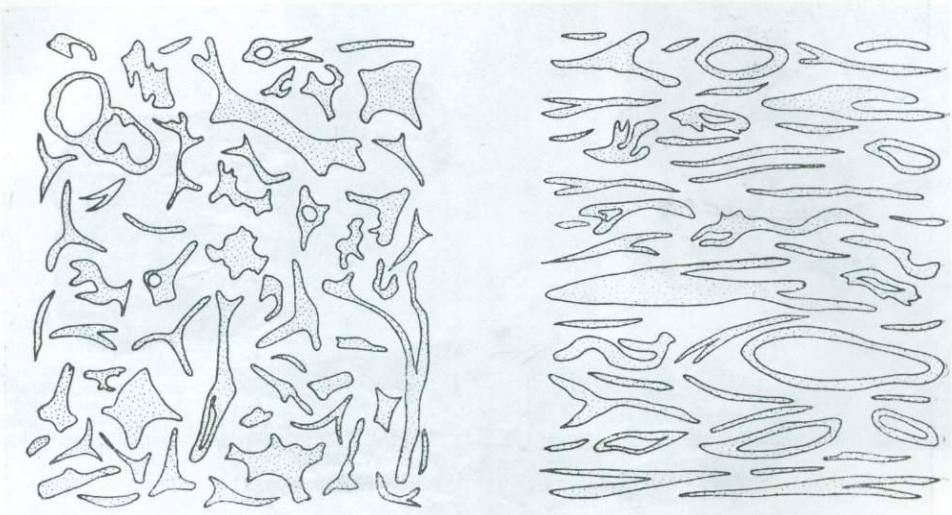
Вулканизм — главный источник обломочного материала на островных дугах и в тектонических поясах континентов. В океанических бассейнах вулканизм потенциально имеет еще большее значение; по оценке Менарда [31], в юго-западной части Тихого океана в позднемезозойское и кайнозойское время скорость и продолжительность излияния лавы на морское дно были сопоставимы по этим параметрам с платобазальтами континентов, но покрывали площадь в сто раз большую. Ферхуген [48] грубо определил, что общий объем платобазальтов в геологическом разрезе составляет $3 \cdot 10^6$ км$^3$. Кроме лавы, имеются также огромные количества материала, переносимого по воздуху, и объем его на континентах, по-видимому, значительно превосходит объем лав. Очевидно, что этот материал, происхождение которого связано прямо или косвенно с вулканизмом, и составляет весьма значительный класс песчаников, который нельзя игнорировать.

Пески, богатые вулканическими обломками, которые мы называем вулканокластами, принадлежат к двум преобладающим типам: пирокластические пески, отложившиеся при эксплозивных извержениях, и пески, возникающие в результате нормальной эрозии вулканических областей, сложенных эффузивами и (или) пирокластическими породами. Эрозионные вулканогенно-обломочные породы сравнимы по осадочным текстурам, геометрии и мощности с другими терригенными песчаниками, но отличаются от них своей незрелой минералогией. Пирокластические песчаники занимают особое место; они возникают как эксплозивная магматическая порода, а отлагаются как осадочная. Поэтому они лежат частично вне круга знаний петрологов как магматических, так и осадочных пород. Частично причиной недостаточного внимания петрологов-осадочников к этим образованиям может быть историческая случайность — осадочная петрология зарождалась в районах, отдаленных от областей активного вулканизма. Во всяком случае, они так и не получили должного внимания.

Независимо от того, являются ли они пирокластическими, вулканогенно-обломочные пески могут смешиваться в любых пропорциях с другими терригенными песками, карбонатами или пелитовыми осадками.

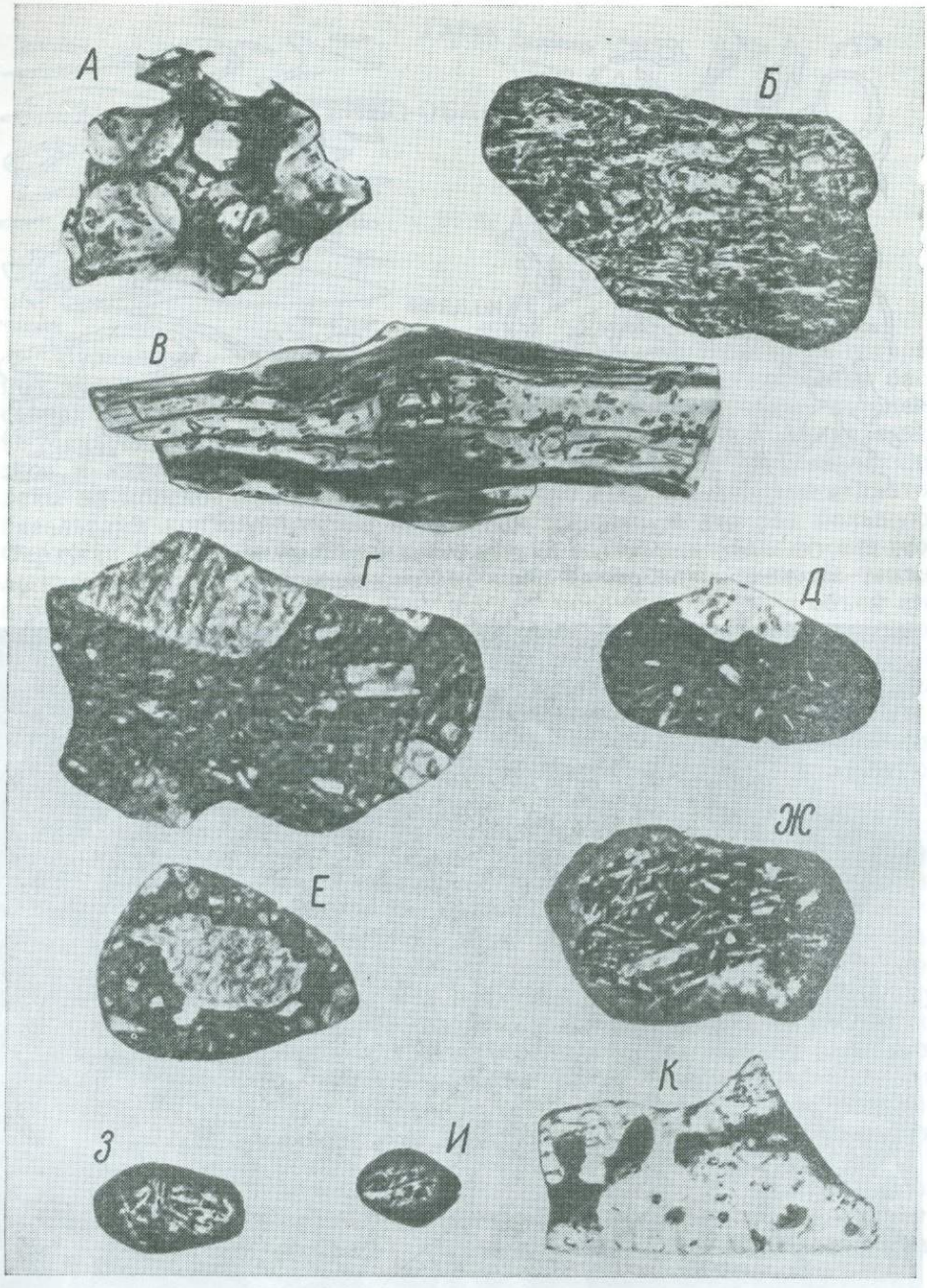
### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Являясь прямым или косвенным продуктом вулканизма, вулканогенно-обломочные пески минералогически более незрелы, чем любая другая группа песчаников. Это существенно облегчает детальное изучение их областей питания. Для состава вулканогенно-обломочных песков характерно наличие стекла, пемзы и шлаков, идиоморфных кристаллов, специфических обломков пород, зональных полевых шпатов, кристобалита, базальтической роговой обманки и следов значительного диагенетического изменения.



Фиг. 7-1. Осколки стекла с остатками стенок пузырьков (рогульки).
*Слева* — недеформированные, *справа* — деформированные и уплощенные.

Фиг. 7-2. Отложения пеплопада, состоящие из несомкнутого скелета осколков стекла, не подвергавшихся значительному истиранию, и пойкилобластового кальцитового цемента.
Формация Элленсберг (третичная), Вашингтон, США, ×100.




Фиг. 7-3. Примеры вулканических обломков.

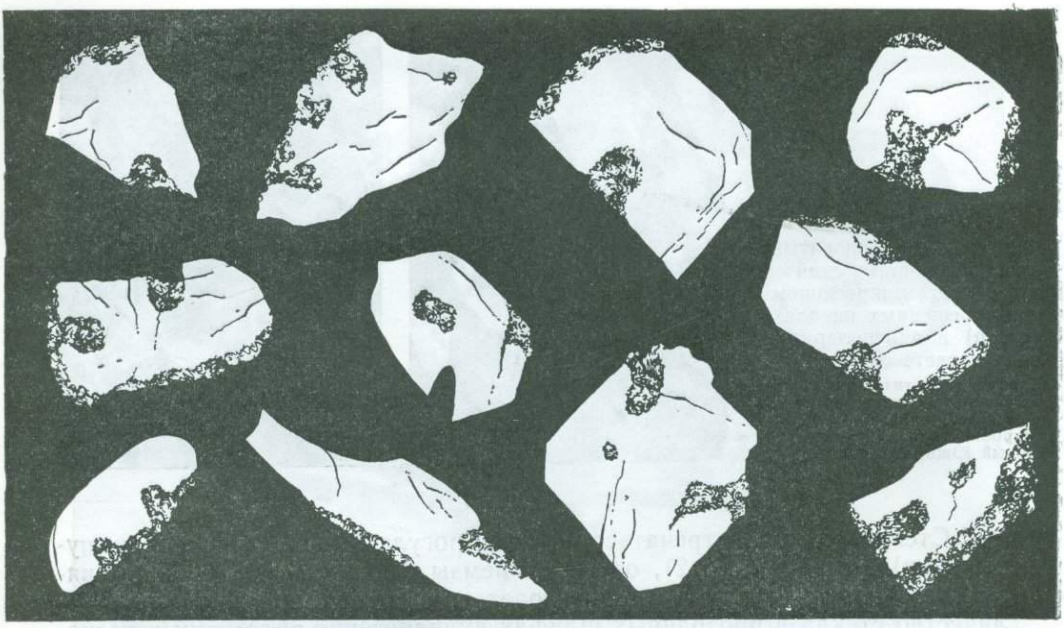
*А* — обломок стекла с овоидными пузырьками, современный пепел, ×200; *Б* — обломок пемзы из третичного песчаника, Монтана, ×80; *В* — обломок пемзы с флюидальной текстурой, современный пепел, ×200; *Г*, *Д*, *Е* — крупные фенокристы в тонкозернистом матриксе, содержащем идиоморфные микролиты, формация Джудит-Фанси (мел), Виргинские острова, ×40; *Ж*, *З*, *И* — микролиты полевых шпатов в черной стекловатой основной массе, обломки в «рубашке» из карбонатов, плейстоценовый известковистый почвенный панцирь (каличе), округ Дона-Ана, Нью-Мексико, США, ×40; *К* — крупный фенокрист с затеками стекла (черное), формация Каррабубула (карбон), Новый Южный Уэльс, ×80.

Фиг. 7-4. Стекловатый кристаллокластический туф под микроскопом при скрещенных николях (*слева*) и в неполяризованном свете (*справа*).
Следует обратить внимание на большое количество стекла. Формация Каррабубула (карбон), бассейн Уэрри, Новый Южный Уэльс.

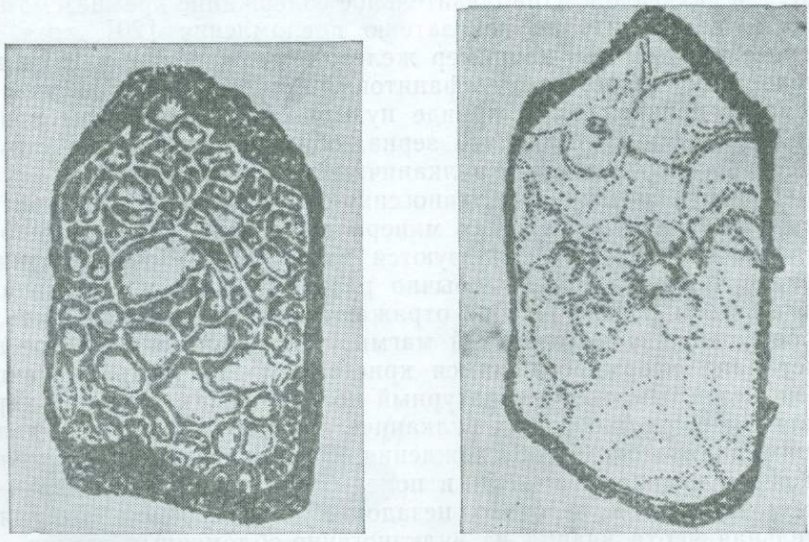
Стекло может встречаться в виде рогулек (осколков стенок пузырьков) (фиг. 7-1 и 7-2), осколков пемзы (фиг. 7-3) или в виде связующего матрикса там, где оно играет роль химического цемента. Количество стекла в прозрачных шлифах вулканогенно-обломочных песчаников лучше определять при скрещенных николях (фиг. 7-4). Стекло может быть бесцветным, красным, желтым, коричневым или черным в зависимости от степени окисления содержащегося в нем железа и от количества включений. Приблизительное содержание кремнезема в стекле можно определить по показателю преломления [20], хотя второстепенные компоненты, например железо и вода, также влияют на показатель. Как стекло, так и афанитовый микрокристаллический материал могут прикрепляться в виде пузырьков к кристаллам и зернам (фиг. 7-5) или инкрустировать зерна, образуя пузырчатую структуру (фиг. 7-6) — явный признак вулканического происхождения.

Первичный материал вулканогенно-обломочных пород, кристаллы полевых шпатов и мафических минералов, обычно бывают идиоморфными, так как они кристаллизуются из магмы. В пирокластическом материале такие кристаллы обычно разбиты. Очень часты зональные полевые шпаты (фиг. 7-7). Они отражают либо высокую вязкость, либо быстрое остывание материнской магмы, так как и то, и другое не позволяет рано сформировавшимся кристаллам вступать в реакцию с жидкой фазой. Высокотемпературный полевой шпат, санидин, характерен для быстро остывающих вулканических пород и поэтому является хорошим индикатором происхождения. Заслуживает упоминания коррозия зерен кварца (фиг. 7-5) и полевых шпатов. Ее причина — растворение их магмой, вероятно, незадолго до извержения. Другая примечательная черта кварца из вулканогенно-обломочных песков — это то, что он почти полностью состоит из ненапряженных, монокристаллических зерен с одновременным погасанием. Базальтическая роговая обманка в тяжелой фракции — еще один надежный показатель вулканических материнских пород.

На фиг. 7-3 изображено несколько различных типов обломков горных пород, присутствующих в вулканокластитах. Для этих обломков, которые могут содержать, а могут и не содержать фенокристы, характерны беспорядочно или направленно ориентированные микролиты. Обычно стекло также присутствует как материал, заполняющий поры между микролитами. Сочетание тонкозернистых обломков вулканических пород и обломочного матрикса делает чрезвычайно сложным



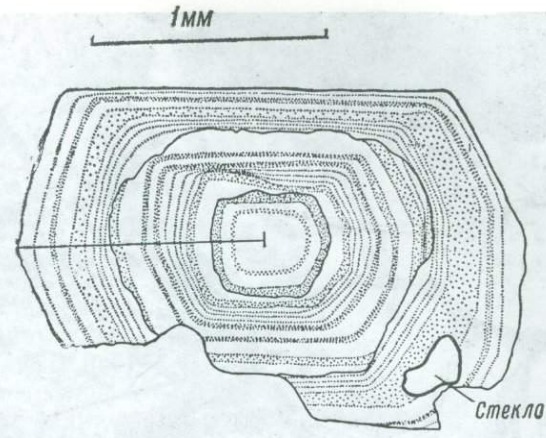
Фиг. 7-5. Корродированный кварц с вросшими афанитовыми и стекловатными пузырьками [120].



Фиг. 7-6. Пузырчатая структура [12].

подсчет зерен, так как трудно определить границу, где кончается обломок горной породы и начинается матрикс.

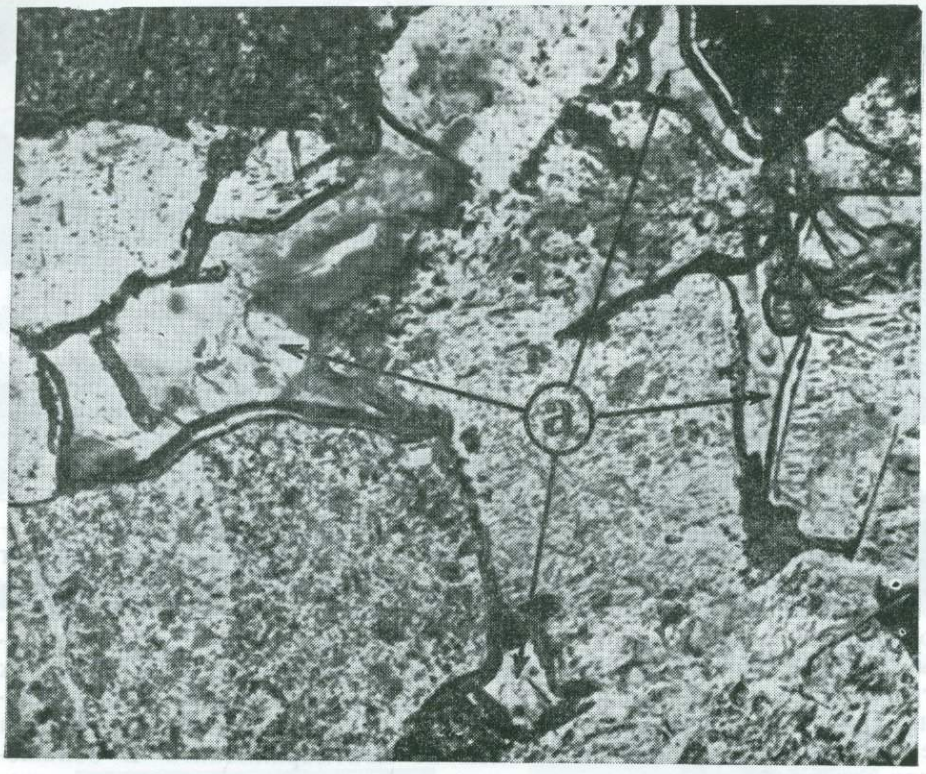
Вулканогенно-обломочные пески подвержены диагенезу больше, чем любой другой тип песков, из-за химической нестабильности и реакционноспособности структурообразующих зерен: стекла и пемзы, обломков тонкозернистых горных пород, полевых шпатов и мафических минералов. Высокая пористость и большая площадь поверхности тонкозернистого материала ускоряет диагенез и способствует девитрификации




Фиг. 7-7. Зональный плагиоклаз из четвертичного пепла, Новая Зеландия.
Обратите внимание на затек [10].

вулканического стекла. За исключением случаев сохранения в «законсервированной обстановке», стекло обычно встречается только в среднетретичных и более молодых породах. Стекло изменяется, превращаясь в глинистые минералы, цеолиты и кремнезем. Монтмориллонит и галлуазит образуют колломорфные и червеобразные скопления, которые выполняют пустоты. Стекло может также девитрифицироваться, превращаясь в микрокристаллические агрегаты, напоминающие некоторые кремни; однако микролитовые идиоморфные кристаллы в таких агрегатах являются надежным признаком вулканического происхождения. При полном изменении вулканического пепла может образоваться бентонит, состоящий почти целиком из монтмориллонита. В обнажениях эта разбухающая глина имеет очень характерную трещиноватую чешуйчатую выветрелую поверхность. Цеолиты, осаждающиеся в пустотах (фиг. 7-8) и в виде «рубашки» на структурообразующих зернах, также являются отличительными признаками многих вулканогенно-обломочных песков. Цеолитовые минералы иногда замещают стекло. Кремнезем, освобождающийся при изменении вулканического стекла, может присутствовать в виде халцедонового и опалового цемента или в виде разобщенных жил, линз и желваков. Кристобалит — обычное вторичное образование многих пепловых потоков; он может встречаться и в обломках более грубозернистых риолитовых пород. Высокотемпературный кристобалит может формироваться во время остывания пеплового потока, тогда как полуаморфная разновидность низкотемпературного кристобалита формируется позже, в процессе диагенеза стекла. Значительные изменения субаэральных вулканогенно-обломочных отложений могут происходить на ранних стадиях их существования и быть связанными с почвообразованием.

Другая характерная черта вулканогенно-обломочных песков, черта, которая в большей степени может считаться динамической особенностью жидкости, чем петрографической характеристикой, обусловлена контрастом плотности между пемзой и шлаком, с одной стороны, и кристаллическим материалом — с другой. Пемза, которая имеет очень низкую плотность, до 0,22, может уплывать на большие расстояния, прежде чем пропитается водой и в конце концов осядет вдали от кристаллического материала, вместе с которым она извергалась. Значительный разброс шлакового материала обусловлен сочетанием его пелагической природы с возможным захватом после осаждения мутьевыми потоками. Из-за своей низкой плотности грубозернистый пемзовый материал может уноситься мутьевыми потоками далеко и осаждаться вместе с глиной. Если пепел осаждается в пустыне, эоловый перенос




Фиг. 7-8. Ломонтит (*а*), заполняющий пустоты в песчанике группы Блэрмор (мел), Альберта, × 100.

также может быть эффективным механизмом сегрегации: в каждой размерности менее плотная пемза будет уноситься дальше и быстрее, чем кристаллический материал. Внутри единого пеплопадного слоя сортировка в воздушных потоках также может быть причиной заметных изменений размеров зерен и состава от подошвы до кровли пласта.

## КЛАССИФИКАЦИЯ

Вулканогенно-обломочные пески классифицируются в зависимости от их пирокластического или эрозионного происхождения.

Для песков эрозионного происхождения используется стандартная классификация терригенных пород (фиг. 5-3) с добавлением определения «туфовый». Поскольку в вулканических песках обычно преобладают обломки пород, эти пески представлены либо туфовыми лититовыми вакками, либо лититовыми аренитами.

Если пески имели единый источник питания, который в свою очередь получал прокластический материал из петрологически гомогенной магмы, легко определить состав полевых шпатов [19, 32], так что к названию породы можно прибавить уточняющее определение, например андезитовые туфовые лититовые арениты. Прежде чем давать такое уточняющее состав название, обычно необходимо изучить целый ряд образцов.

Пирокластический материал классифицируется по размерам, составу и происхождению (табл. 7-1). Классы размерности заимствованы у Фишера [11], который составил также хороший обзор терминологии

вулканогенно-обломочных пород [14]. Породы, состоящие из частиц крупнее 2 мм, называются обычно брекчиями. Термины «пепел» и «туф» относятся к материалу мельче 2 мм, первый — к неконсолидированным, второй — к консолидированным осадкам.

Фиг. 7-9. Треугольная диаграмма состава туфов.

Для определения состава вначале определяют относительные содержания стекла, обломков пород и кристаллов в туфе, а затем состав кристаллической фракции (фиг. 7-9). Определив количество кварца, количество и типы полевых шпатов, присутствие других кристаллических минералов, содержание кремнезема в присутствующем стекле и другие данные по составу, для того чтобы назвать породу, пользуются стандартной классификационной схемой для магматических пород [33, 37, 45]. Но так как многие пирокластические породы очень тонкозернисты или стекловаты, может понадобиться химический анализ для расчета вероятного минералогического состава [23]. Рентгенодифракционные или электронно-микропробный анализы могут потребоваться для установления типа полевых шпатов. Если ни один из перечисленных методов не удается использовать, то название породе можно дать на основе только тех минералов, которые удается распознать, даже если они представлены одними фенокристами. В последнем случае к названию добавляется приставка «фено». Если удается уточнить состав породы, ее можно, например, назвать андезитовым литокластическим туфом или витрокластическим фенодацитовым туфом. Что касается материала, поставляемого эрозией, то обычно желательно определять состав по нескольким образцам, прежде чем добавлять к названию определение, уточняющее состав. Хорошее, хотя и краткое введение в петрографию пирокластических пород дано Вильямсом и др. [53].

Таблица 7-1

**Классификация пирокластических обломков**

| Размер | Название породы | Происхождение |
|---|---|---|
| Бомбы и глыбы, 64 мм<br>Лапили, 2 мм<br>Пепел или туф[1] | Определяется соотношениями стекла, кристаллов и обломков пород, а также составом кристаллов или химическими анализами | Три типа: *ювенильные* (возникающие из свежей магмы); *акцессорные* (вырванные из вулканического некка); *случайные* (обломки вмещающих пород) |

[1] Неуплотненный — пепел, уплотненный — туф.

Туфы могут переходить в вулканогенно-обломочные песчаники эрозионного происхождения, в невулканические кварцевые терригенные песчаники или в карбонатные пески. Если терригенный материал преобладает над вулканическим, эту смесь называют песчаным пеплом, или песчаным кристаллокластическим туфом, или, если в нем содержится ощутимое количество скелетных обломков, например пелагических фораминифер, скелетным кристаллокластическим туфом.

Таблица 7-2

**Типы магмы и вулканической деятельности**
(по Риттману [37], с дополнениями)

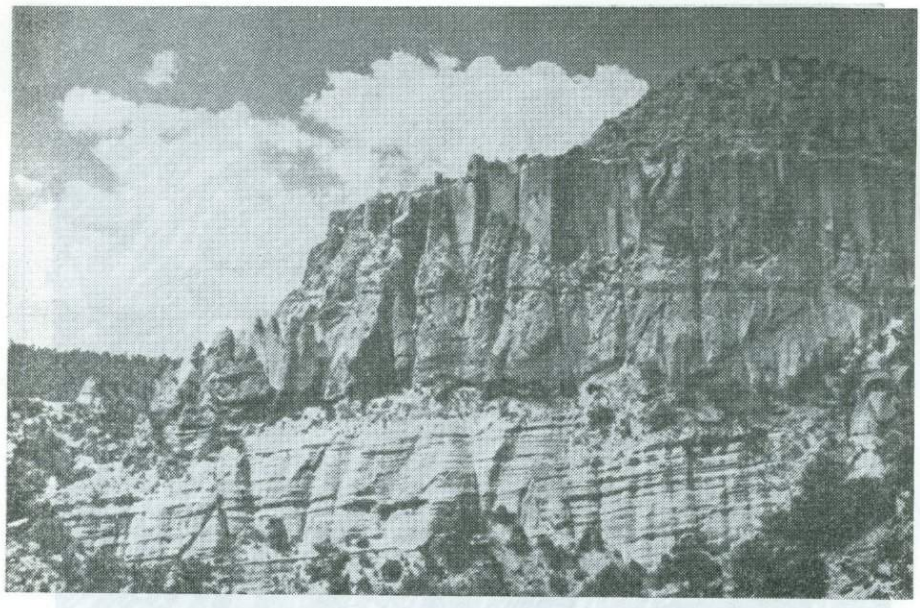
| Тип магмы | Количество магмы | | Тип вулканической активности |
|---|---|---|---|
| | небольшое | большое | |
| Очень горячая, текучая, основная | Отдельные потоки | Платобазальты и щитовые вулканы | Эффузивный |
| | Пирокластика и лавовые потоки | Платобазальты, стратовулканические гряды, щитовые вулканы и шлаковые конусы | |
| Горячая, умеренно текучая, основная | | | Смешанный |
| Вязкая, менее горячая средняя | | | |
| Чрезвычайно вязкая, с большим количеством кристаллов, кислая | Пемза и шлак | Пеплопады и пепловые потоки из одиночных вулканов и трещин | Эксплозивный |

## ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПЕСКИ

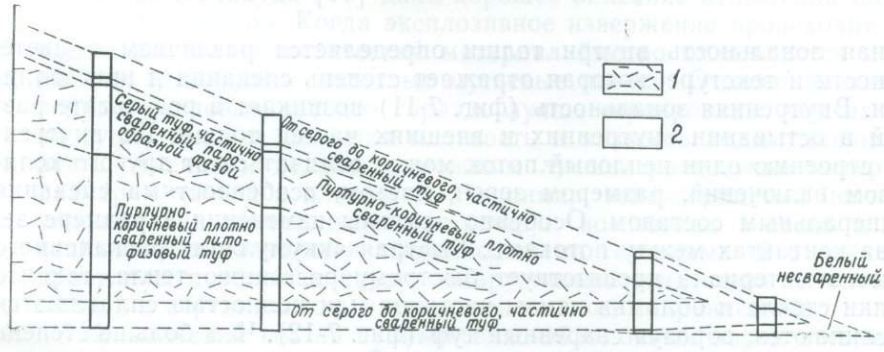
Пирокластика представляет собой самый важный продукт вулканизма на островных дугах и на окраинах континентов. В древних толщах пирокластика приурочена главным образом к бывшим горным системам. В настоящее время она рассматривается как важная составляющая в процессах растворения коры в мантии в пределах зон субдукции, приуроченных к сходящимся коровым плитам, согласно теории глобальной тектоники [21, 7].

Преобладающая часть пирокластических материалов имеет фельзический состав, близкий к риолитовому, но встречаются дацитовый и андезитовый составы; магма, богатая кремнеземом, обладает большей вязкостью и содержит больше газов, чем магма, бедная кремнеземом, и поэтому способствует эксплозивному вулканизму, а не эффузивному, который характерен для излияний основных платобазальтов (табл. 7-2). Пирокластический материал может слагать на месте агломераты или шлаковые конусы, но может и подниматься высоко в атмосферу, переноситься на значительные расстояния и отлагаться в виде широко распространенных пластов пепла, которые служат хорошими стратиграфическими реперами во многих осадочных бассейнах. Вулканические обломки, поднявшиеся высоко в воздух, могут осаждаться на суше или в воде. Их выпадение называется пеплопадом. От него отличаются пепловые потоки, материал которых отлагается из горячей, раскаленной турбулентной смеси обломков и газа, эксплозивно выбрасываемой из трещины, конуса или жерла, и стекающей вниз по поверхности склонов почти так же, как в морских, глубоководных условиях мутьевые потоки. И пеплопады и пепловые потоки могут, конечно, переслаиваться с лавовыми потоками или другими осадками. Хотя пеплопады и пепловые потоки обычно образуются во время одного крупного эксплозивного извержения, их контрастные особенности требуют раздельного описания.

**Пепловые потоки.** К синонимам термина «пепловый поток» относятся «пирокластический поток», «игнимбрит», «раскаленное облако» и «песчаный поток». Краткое, но содержательное обсуждение пепловых потоков было дано Арамаки [2]. Эти отложения образуются в резуль-



Фиг. 7-10. Две толщи остывания пеплового потока, перекрывающие маломощные белые равномерно слоистые отложения пеплопада, которые в свою очередь перекрываются субаквальными туфогенными песчаниками, сложенными пемзой и пеплом.
Плейстоценовый туф Бандельер сверху и плиоценовый туф Перальта (внизу). Бланд-Каньон, Нью-Мексико, США.



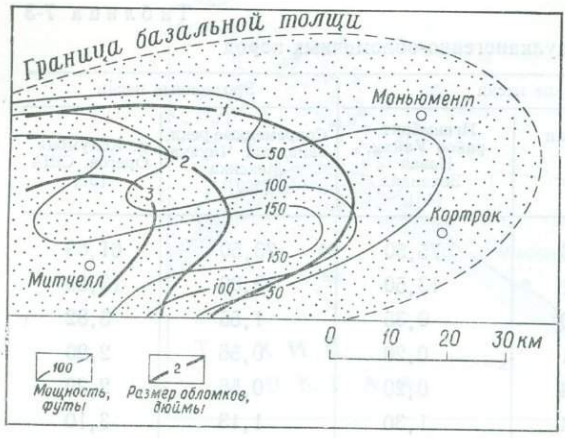

Фиг. 7-11. Внутренняя зональность сваренного туфа.
Длина разреза около 8 км. *1* — девитрифицированный туф; *2* — витрокластический туф (по Липману и Кристиансену [26], с изменениями).

тате катастрофических событий, таких, как образование горячих мутьевых потоков, быстро скатывающихся вниз по склонам со скоростью, вероятно приближающейся к 150 км/час, и обычно заполняющих понижения в рельефе. Температура такой смеси газа и раскаленных частиц колеблется между 550 и 950 °С. Подобные отложения могут протягиваться на расстояние от 30 до 100 км от своих источников. Так как пепловые потоки покрывают земную поверхность, сглаживая ее неровности, они имеют плоские поверхности и переменную мощность. Кроме того, они обычно обладают внутренней зональностью, придающей отложениям слоистый характер (фиг. 7-10). Толщи единого остывания, представляющие собой одиночные импульсы осадконакопления, могут иметь мощность до 100 м, однако чаще она колеблется от 15 до 30 м. Верти-

Фиг. 7-12. Сваренный витрокластический туф.
Туф Уолкотт (третичный), Ферри-Холлоу, округ Пауэр, Айдахо, США, ×40.

кальная зональность внутри толщи определяется различием в цвете, плотности и текстуре, которая отражает степень спекания и кристаллизации. Внутренняя зональность (фиг. 7-11) возникает в результате различий в остывании внутренних и внешних частей толщи. По внутреннему строению один пепловый поток может отличаться от другого количеством включений, размером зерен, цветом, особенностями спекания и минеральным составом. Особенно заметны изменения в размере зерен на контактах между потоками. Быстрая аккумуляция раскаленного туфового материала препятствует быстрому рассеянию тепла, так что осколки стекла и обломки пемзы частично или полностью сплавляются или слипаются, образуя сваренный туф (фиг. 7-12). Чем больше степень спекания, тем больше плотность породы. Очень характерными полевыми признаками пепловых потоков являются уплощенные, вытянутые обломки пемзы, в которых можно наблюдать трещины и текстуры растяжения, чешуйчатые текстуры и текстуры вращения, причем все их можно использовать для определения направления переноса материала (фиг. 7-12). В редких случаях движение во время и после спекания не только деформирует отложения, но и создает в них текстуры ламинарного течения. Признаки, указывающие на такое движение, были отмечены Шминке и Суонсоном [44]. Показательно в этом смысле также уменьшение мощности потока вниз по течению по мере удаления от источника. Оно может сопровождаться уменьшением размера обломков (фиг. 7-13). Заметное уменьшение мощности не всегда удается обнаружить, так как для этого, к сожалению, необходимы хорошие обнажения. Сортировка отложений чрезвычайно плоха (фиг. 7-14).

Между пепловыми потоками могут встречаться отложения пеплопадов, грязевых потоков, речные отложения, лавы и почвенные горизонты. Косая слоистость в ассоциирующихся с пеплами речных отложениях




Фиг. 7-13. Мощность и размеры обломков в толщах остывания 1 и 2, игнимбрит Пикчер-Горг (олигоцен — миоцен), восточный Орегон.

Размеры обломков определялись в нижних 6 м толщи. Перенос материала слева направо (по Фишеру [15], с изменениями).

Фиг. 7-14. Сортированность отложений 39 голоценовых пеплопадов и 192 пепловых потоков, Япония [35].

и изогнутые вертикальные пустоты в лавах [50] могут помочь в установлении направления течения, так как все континентальные отложения, образованные течениями, контролируются силой тяжести и поэтому по ним можно определять палеоуклон.

Фиск и Мацуда [17] дали хорошее описание отложений подводных пепловых потоков. Когда эксплозивное извержение происходит глубоко под водой, пирокластический материал быстро охлаждается и оседает на дно, где образует плотные мутьевые потоки. Отложения таких подводных пепловых потоков гораздо лучше сортированы, чем их аналоги на суше, так как большая плотность и вязкость воды уменьшает скорость падения и делает возможным лучшее разделение материала по размерам частиц и плотности. Например, тонкозернистый пепел может уноситься на значительные расстояния во взвеси, а пемза и лапилли всплывают и разносятся поверхностными течениями. В отличие от них кристаллы и обломки пород обнаруживают тенденцию отлагаться первыми и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях.

Химический состав вулканогенно-обломочных пород весьма близко соответствует составу исходной магмы (табл. 7-3).

**Пеплопады.** Отложения пеплопадов являются продуктом эоловой дифференциации материала, в ходе которой частицы, переносимые ветром, разделяются в зависимости от скорости своего падения. Размер и плотность частиц — основные факторы, контролирующие скорость падения. Направление, скорость и турбулентность ветра, так же как и высота, на которую выбрасываются частицы во время извержения, контролируют общий характер выпадения пепла. Очертания пеплопада могут быть грубо симметричными или резко несимметричными и вытянутыми, как на фиг. 7-15. Отложения пеплопадов имеют тенденцию к экспоненциальному уменьшению мощности в направлении ветра и соответствующему уменьшению крупности зерен (фиг. 7-16). В идеальном случае состав, размер зерен и мощность отложений взаимосвязаны и систематически изменяются по направлению ветра. Шейдеггер и Поттер [42] разработали уравнения, связывающие размер зерен и мощность пеплов с расстоянием от источника. Отложения пеплопадов особенно подходят для подобного рода исследований, так как они представляют

Таблица 7-3

**Химический состав вулканогенно-обломочных пород**

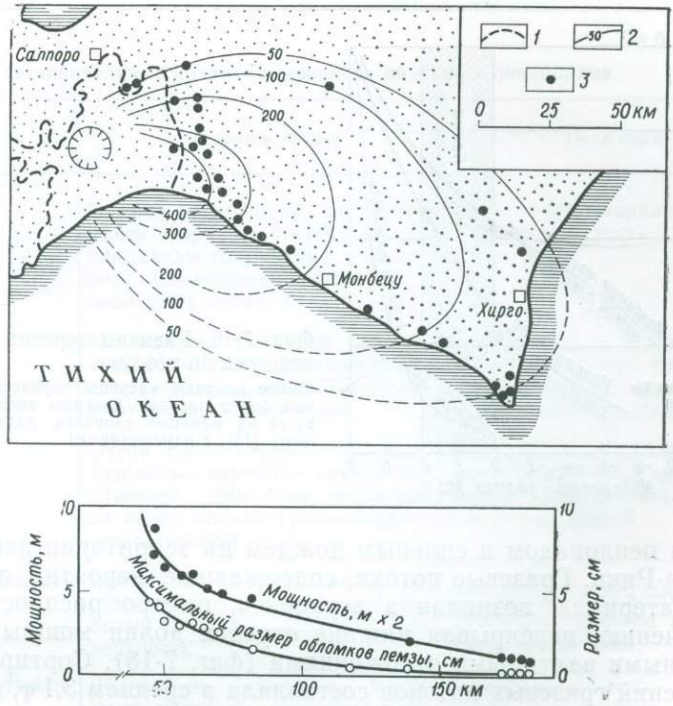
| | Пирокластические пески | | | Эрозионные пески | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Риолитовый туф, Перу [22] | Андезитовая пемза, Япония [54] | Игнимбрит, район Уайхи, Новая Зеландия [46] | Современные реки, Западный Чиуауа, Мексика [120][1] | р. Колумбия Орегон, США [52] |
| $SiO_2$ | 70,81 | 63,53 | 75,50 | 73,50 | 61,69 |
| $Al_2O_3$ | 13,12 | 16,01 | 13,50 | 13,30 | 13,89 |
| $Fe_2O_3$ | 1,11 | 2,50 | 0,35 | 1,55 | 3,82 |
| FeO | 0,06 | 2,81 | 0,20 | 0,56 | 2,20 |
| MgO | 0,35 | 1,44 | 0,20 | 0,56 | 2,20 |
| CaO | 1,05 | 4,84 | 1,30 | 1,13 | 3,10 |
| $Na_2O$ | 4,92 | 4,29 | 4,35 | 2,34 | 2,20 |
| $K_2O$ | 4,20 | 0,84 | 3,50 | 4,01 | 1,88 |
| $H_2O^+$ | 2,34 | 2,49 | 0,45 | 1,80 | 1,81 |
| $H_2O^-$ | 0,10 | 0,75 | 0,45 | | |
| $CO_2$ | 0,02 | — | — | 0,12 | — |
| $SO_3$ | 0,31 | — | — | — | — |
| Cl | 1,12 | — | — | — | — |
| F | 0,08 | — | — | — | — |
| $TiO_2$ | 0,19 | 0,75 | 0,17 | 0,34 | 1,03 |
| $P_2O_5$ | 0,00 | 0,16 | 0,06 | 0,02 | 0,25 |
| MnO | 0,07 | 0,07 | 0,01 | 0,04 | 0,11 |
| BaO | 0,09 | — | — | — | — |
| | 99,94 | 100,48 | 100,04 | 99,27 | 94,00[2] |

[1] См. список литературы к гл. 2.
[2] Потери при прокаливании 5,99%.

собой одну из самых простых систем осадконакопления в природе — прогрессивное уменьшение турбулентности в направлении ветра без существенных осложнений, обусловленных переработкой материала. Как и в пепловых потоках, постседиментационные изменения обычно значительны, так как им благоприятствуют высокая пористость и тонкозернистость. Хей [18] охарактеризовал изменения отложений пеплопадов в Вест-Индии. В результате этих изменений докайнозойские отложения пеплопадов почти всегда превращены в бентонит и состоят главным образом из монтмориллонита. Окремнение обычно локализуется на границах бентонитовых тел. Для отложений пеплопадов характерны хорошая и очень хорошая сортировка (фиг. 7-14) и четкая слоистость (фиг. 7-10 и 7-17). В отличие от пепловых потоков, распространение которых ограничено подвижными поясами, большие количества пепла могут переноситься по воздуху на значительные расстояния и отлагаться на стабильных платформах либо на суше, либо в воде. Они были отмечены в геологических разрезах континентов на площади от $7{,}8 \cdot 10^5$ км$^2$ до $10{,}4 \cdot 10^5$ км$^2$ [38].

В табл. 7-4 дана сводка отличительных признаков пепловых потоков и пеплопадов.

Промежуточное положение между отложениями пеплопадов и игнимбритами занимают *отложения основной волны,* охарактеризованные




Фиг. 7-15. Уменьшение мощности и размера зерен пеплопада в направлении ветра (по Кацуи [24], с изменениями).

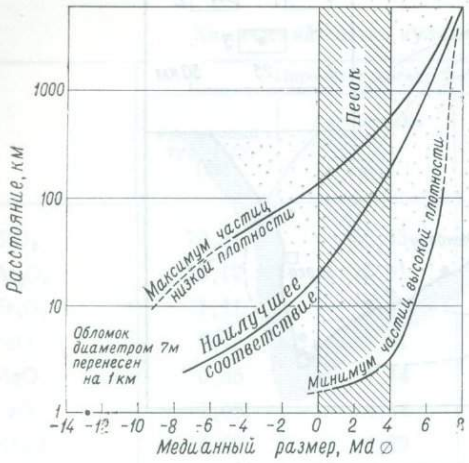
*1* — граница пеплового потока; *2* — мощность отложений пеплопада, см; *3* — точки отбора образцов.

Муром [34] и Фишером и Уотерсом [16]. Грязь, пепловые лапилли и глыбы могут переноситься основной волной с огромной скоростью; в результате образуются отложения с хорошо выраженной слоистостью, обломки оседают далеко за пределами траекторий выброса. Иногда образуются антидюны. Нагруженные обломками облака порождаются крупными, неглубокими фреатическими эксплозивными извержениями. Фишер и Уотерс предполагают, что они могут играть значительную роль в осадконакоплении на Луне.

## ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЭРОЗИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Пирокластика и лавы являются важными источниками терригенного обломочного материала во многих подвижных поясах. Этот материал может накапливаться на прибрежных равнинах, пляжах и мелководных морских шельфах, а может и уноситься в глубоководные бассейны турбидитовыми потоками. Проследим более или менее детально этот перенос материала в море, начиная с момента выпадения пепла на сушу.

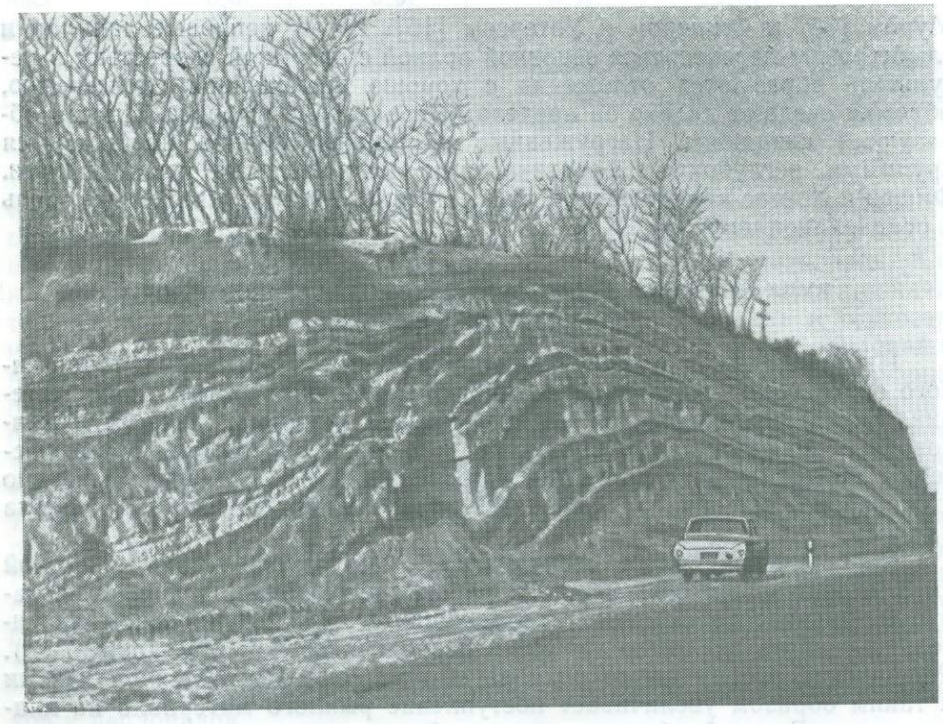
Растительный покров разрушается, в результате чего плоскостной смыв и рост эрозионных борозд и оврагов значительно ускоряются, нарушая равновесие склонов. Увеличившийся сток может затем значительно усилить русловую эрозию в верховьях речной сети (фиг. 7-18). Разрушение растительного покрова обычно сопровождается оползнями и таким образом увеличивает поступление рыхлого материала на днища долин. В такой обстановке сильный дождь может вызвать снос огромного количества рыхлого обломочного материала. Уолдрон [49] сделал великолепный отчет об эрозии и переносе вулканического материа-




Фиг. 7-16. Размеры зерен и расстояния переноса по воздуху.

Менее плотные частицы переносятся дальше, чем более плотные частицы того же размера, из-за их меньшей скорости падения (по Фишеру [13], с изменениями).

ла вслед за пеплопадом и сильным дождем на территории центральной части Коста-Рики. Грязевые потоки, содержавшие, вероятно, около 35% твердого материала, возникая в верховьях, быстро распространялись вниз по течению, перекрывая нижние отрезки долин мощными, плохо сортированными валунными отложениями (фиг. 7-18). Сортированность этих отложений грязевых потоков составляла в среднем 3,1 φ, колеблясь от 2,6 до 4,0 φ. Были установлены и древние аналоги таких отложений [1, 43]. Огромные количества песка, алеврита и глины транспортировались вниз по течению и формировали отложения прибрежных равнин,



Фиг. 7-17. Пемза четвертичного пеплопада, район Тампо, Новая Зеландия.

Обратите внимание на совершенную слоистость и ее параллельность рельефу, за исключением несогласия близ основания.

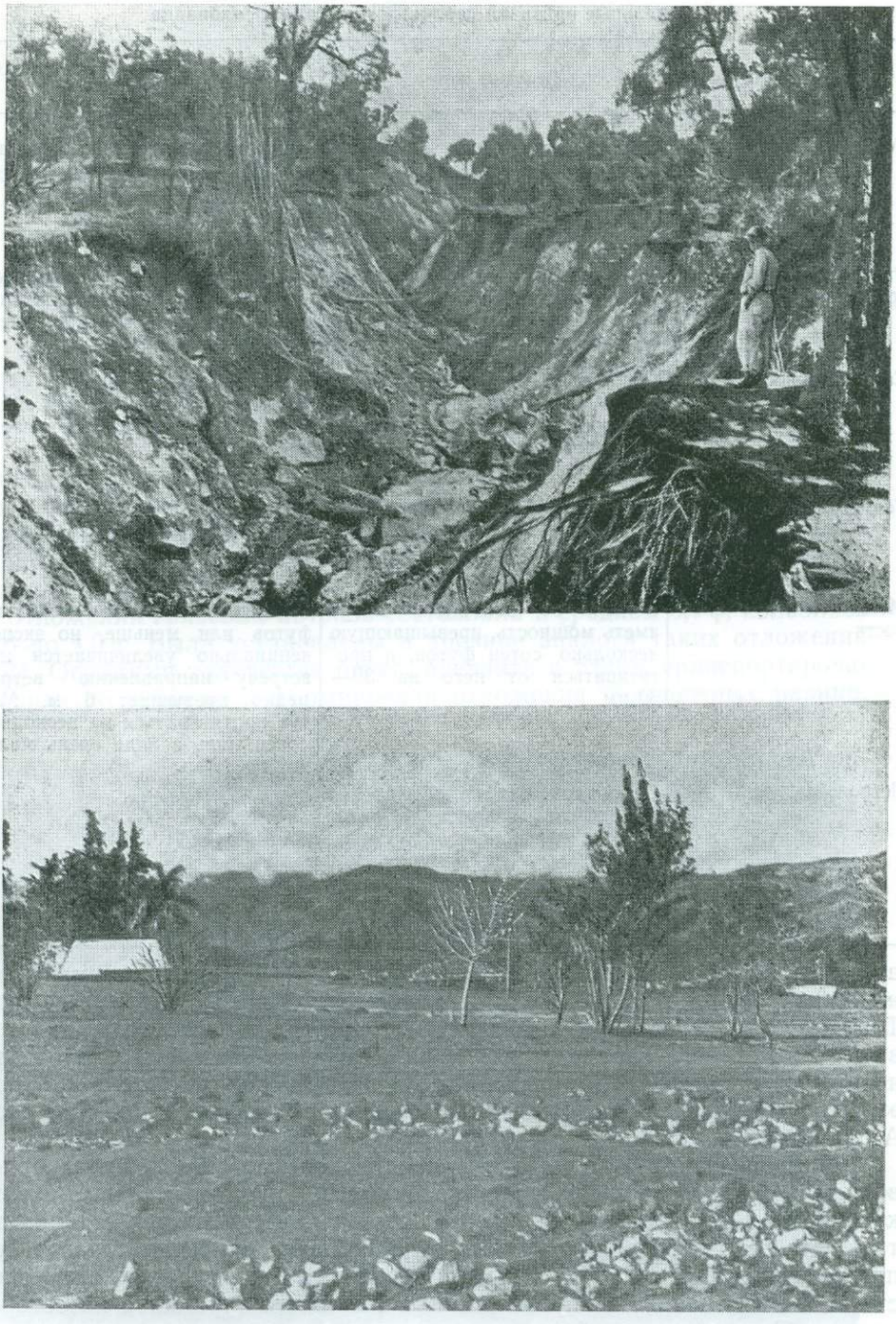
Таблица 7-4

**Отличительные признаки пепловых потоков и пеплопадов**

| | Пепловые потоки | Пеплопады |
|---|---|---|
| Текстуры | Обычно неслоистые, но могут иметь «горячие» текстуры течения, следы сваривания и фумарол. Столбчатые текстуры в некоторых зонах | Хорошо выраженная горизонтальная слоистость |
| Размеры частиц и их градиенты | Уменьшение размеров обломков обычно прослеживается в направлении падения. Большинство частиц мельче 4 мм | Обычно мельче, чем в пепловых потоках. Большие горизонтальные градиенты, иногда заметна вертикальная градация |
| Сортированность | Очень плохо сортированы, значительные вариации внутри обнажений. Заметные «хвосты» на обоих концах гранулометрической кривой | Хорошая сортированность. Небольшие вариации внутри обнажений. «Хвост» только на тонком конце кривой |
| Геометрические формы | Вытянутые формы, контролирующиеся основными понижениями рельефа. Плоская поверхность | Обширные плащеобразные и согласные покровы на поверхности накопления |
| Мощность и протяженность | Вблизи от источника могут иметь мощность, превышающую несколько сотен футов, и протягиваться от него на 30—30 км | Мощность обычно несколько футов или меньше, но экспоненциально увеличивается навстречу направлению ветра; редко превышает 6 м. Могут протягиваться на несколько сотен миль в виде очень маломощных тел |
| Петрология | Сваривание так же, обычно как и стекловатый цемент (если он не девитрифицирован). Много сваренной и деформированной пемзы. Девитрифицированные осколки имеют аксиолитовую структуру. Кристобалит | Сваривание редко |

а оттуда выносились на береговые линии и на шельфы. С этими отложениями обычно ассоциируются пепловые отложения и лавовые потоки. Там, где они переслаиваются с лавами, имеется возможность сравнивать палеоуклоны, определенные по пескам и по лавам [41]. Вулканический материал может широко разноситься по морским шельфам, как это происходило в меловом периоде на высоких равнинах Северной Америки.

За пределами шельфа вулканический материал сносится в глубоководные бассейны турбидитными потоками. Подушечные лавы, возникающие при подводных извержениях, могут переслаиваться с турбидитами. На основе стратиграфического положения сравнения показателей преломления и радиоуглеродных определений возраста вулканическое стекло из голоценового глубоководного пеплового турбидита на северо-востоке Тихого океана было сопоставлено с континентальными пепловыми отложениями, образованными в результате того же катастрофического извержения 6600 лет назад [36]. Желоба, связанные с вулканическими островными дугами, должны были бы в первую очередь заполняться турбидитами, богатыми вулканогенно-обломочным материалом, однако в современных желобах такое заполнение отсутствует; они скорее примечательны тем, что содержат лишь относительно маломощ-



Фиг. 7-18. Ускоренный русловой размыв в водотоке верховьев (*вверху*), вызвавший грязевой поток в долине (*внизу*) после извержения и последующего сильного дождя в центральной Коста-Рике [49].

Таблица 7-5

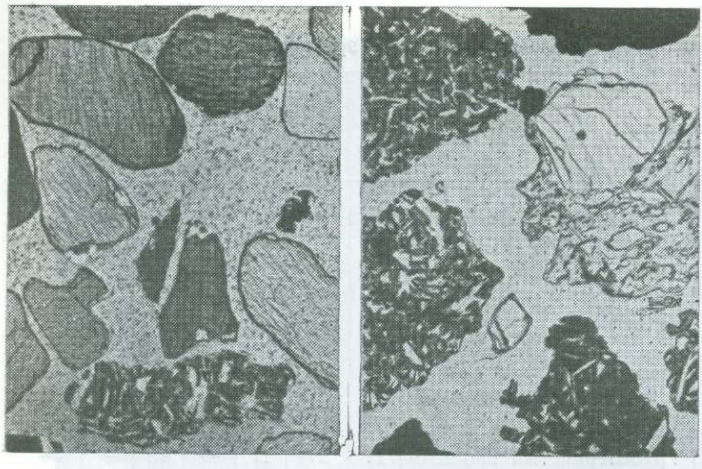
**Модальный состав вулканогенно-обломочных пород эрозионного происхождения**

| Отложения | | Кварц | Полевые шпаты | Обломки пород | Стекло | Глина | $CaCO_3$ | $SiO_2$ в цементе |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Современный речной песок, река Рио-Титуака, западный Чиуауа [120] Река протекает в горном районе, сложенном риолитовыми туфами | Содержание тяжелых минералов { 11% | 19 | 14 | 35 | 17 | 4 | — | — |
| | { 6% | 13 | 18 | 52 | 12 | 3 | — | — |
| Формация Гейдан (верхнетретичная), юго-восточный Техас [29] | Маломощный аллювий с известковым цементом | 47 | 25 | 19 | — | 2 | 34 | — |
| | Цемент опаловый | 41 | 23 | 35 | — | — | — | 37 |
| Формация Каррабубула, Новый Южный Уэльс [51] | Грубозернистый риолитовый витро-кристаллокластический туф | 11 | 27 | 17 | — | 45 | — | — |
| | Андезитовый кристалловитрокластический туф | 1 | 52 | 8 | — | 32 | — | — |
| Группа Парри (девон — карбон), Новый Южный Уэльс [4] | Мощность отложений 5520 м, 4% тяжелых минералов | 1 | 19 | 65 | — | 7 | 5 | — |
| | Структурообразующие зерна | — | 35 | 47 | — | 14 | — | — |
| Формация Ампкуа (эоцен), Орегон [8] | 7% акцессорных минералов, главным образом слюд и тяжелых минералов. В матриксе — стекла. Среднее из 10 анализов | 33 | 17 | 29 | — | 14 | — | — |
| Песчаник Напере и Оука (миоцен), Новая Гвинея [9] | 9 и 11% темноцветных минералов в структурообразующих зернах | — | 31 | 7 | — | 51 | — | — |
| | Мощные морские турбидиты | — | 24 | 31 | — | 36 | — | — |

ные осадки. Исходя из глобальной тектоники плит, это можно объяснить тем, что такие желоба являются местами опускания коры в мантию, так что любые осадки в желобе постоянно разрушаются [21].

Богатые вулканическим материалом, глубоководные морские турбидиты имеют больше возможностей по сравнению с континентальными отложениями избежать субаэральной эрозии и сохраниться. Они довольно хорошо известны в мезозойских и более молодых впадинах Тихоокеанского кольца.

По своим геометрическим формам, лититовым ассоциациям обломков пород и осадочным текстурам отложения, богатые вулканическим материалом, ничем не отличаются от обычных терригенных субаквальных отложений. Петрографически вулканогенно-обломочные пески эрозионного происхождения могут, однако, быть минералогически очень незрелыми (табл. 7-5) и очень изменчивыми: материал из различных вулканических источников может смешиваться между собой и с невулканическим обломочным материалом. Кроме того, сортировка и дифференциальное истирание (уничтожение стекла и обломков афанитовых пород в водных потоках или на пляжах) особенно эффективны при образовании первоклассных песчаных россыпей (фиг. 7-19). Однако, как



Фиг. 7-19. Оливиновый зеленый песок с пляжа (*слева*) и пемзовый песок со склонов вулкана (*справа*).

Пемзовый песок является источником питания для оливинового песка. Дифференциальная сортировка на пляже создает концентрации оливина (Гавайи, США); микрофото.

правило, вулканогенные пески эрозионного происхождения отличаются обилием обломков горных пород, диагенетических минералов и глинистого матрикса, в основном тоже диагенетического происхождения. Развитие почвы на континентальных отложениях может быть особенно важным фактором, ускоряющим этот диагенез [29]. Диагенетическое происхождение цеолитов, которые хорошо представлены во многих вулканогенно-обломочных отложениях, частично связано с выветриванием (гл. 10). Обычно кремнезем, освобождающийся при превращении стекла в глинистые минералы и цеолиты, образует опаловый и халцедоновый цемент и конкреции и вызывает окремнение органических обломков, таких, как погребенная древесина. Цемент, представленный карбонатом кальция, также может играть существенную роль в песчаниках, богатых вулканическим материалом. Химический состав вулканогенно-обломочных пород зависит от состава исходных пород, от количества и характера невулканических примесей и от природы цементирующих агентов. Химический состав эрозионных вулканогенно-обломочных пород как группы, вероятно, более изменчив, чем состав пирокластических пород (табл. 7-3).

## РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫМИ ПЕСКАМИ

Насколько успешно можно различать разные вулканогенно-обломочные пески? Как, например, отличить субаэральный пеплопад от пепла, выпадающего в стоячий водоем? Возможности этого многочисленны, но критерии разделения еще плохо изучены в какой-то степени из-за недостаточности седиментологических исследований.

Изучение осадочных текстур, слоистости, литологических ассоциаций, структур и минералогии необходимо здесь в той же степени, как и для установления обстановок осадконакопления терригенных песчаников. Одни и те же общие свойства, проявившиеся несколько иным образом, помогают отличать пепловые потоки от пеплопадов (табл. 7-4) и пеплопады от аллювиальных отложений, образовавшихся за их счет. Так, эрозионный базальный контакт, косая слоистость, текстуры размыва и заполнения, вероятное присутствие по крайней мере небольшого количества невулканических обломков и худшая сортированность — все это может помочь в выделении аллювиальных отложений, образованных размывом пеплопада, так как отложения самого пеплопада имеют ровную, выдержанную в горизонтальном направлении градацион-

ную слоистость, в основном параллельную их горизонтальному или наклонному базальному контакту. При анализе древних вулканогенно-обломочных отложений решающую роль обычно играет изучение литологии всей ассоциации пород. Например, Фиск и Мацуда [17] главными критериями отличия подводных пепловых потоков от наземных в мощной миоценовой эвгеосинклинали Японии считают переслаивание вулканогенно-обломочных турбидитов и наличие редкой морской ископаемой фауны.

## ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ

Минералогическая незрелость вулканогенно-обломочных песков позволяет проводить детальное петрографическое картирование осадочного заполнения эвгеосинклиналей и примыкающих к ним платформ. Ареалы рассеяния вулканического материала обычно выходят за пределы отдельных обстановок осадконакопления в бассейне, так что детальное систематическое петрографическое картирование служит основой для реконструкции тектонической эволюции областей питания.

Рассмотрим для примера какую-нибудь раннемезозойскую или более древнюю эвгеосинклиналь, области питания которой не установлены или установлены не полностью по данным региональной геологии. Как подчеркивалось многими, объем выполнения эвгеосинклинали обычно настолько велик, что свидетельствует о разрушении значительной части областей ее питания в результате эрозии. Таким образом, несмотря на то что в настоящее время в области питания может располагаться гранодиоритовый батолит, прежде эта область могла быть полностью перекрыта связанными с ним вулканическими породами. Поэтому, если можно установить, например, картированием палеотечений и изучением фаций, что область питания оставалась географически на одном и том же месте, значит летопись большей части ее магматической истории отражена, но в перевернутом виде в осадочном разрезе эвгеосинклинали. Поскольку циклы магматической деятельности могут охватывать несколько геологических периодов, тщательное петрографическое изучение седиментологами обломочного заполнения эвгеосинклиналей может помочь в решении таких крупных геологических проблем, как, например, направление эволюции магматизма островных дуг. Хорошим примером рациональности применения осадочной петрографии служит сводка Диккинсона [6], освещающая эволюцию известково-щелочных пород некоторых участков мезозойской эвгеосинклинали на западе Северной Америки. В таких толщах может, например, наблюдаться переход от ранних, богатых вулканическим материалом песчаников к аркозам, располагающимся выше по разрезу и появившимся после того, как вулканическая надстройка батолита была удалена эрозией и обнажились граниты. Вариации количества и типов обломков пород, изменяющиеся соотношения типов плагиоклазов, отношение количества плагиоклазов к содержанию всех полевых шпатов, общее содержание кварца — все эти элементы строения каркаса породы являются теми основными характеристиками, которые можно использовать.

Классическая точка зрения выделяет три главные фазы вулканической деятельности в орогенных поясах. Вначале, на ранней стадии эвгеосинклинального развития, происходят офиолитовые извержения и внедрение основных и ультраосновных интрузий, что ведет к широкому развитию ассоциации подушечных лав и турбидитных граувакк. Затем следуют палингенез и поднятия, которые вызывают появление гранитных интрузий на глубине и андезитовых и риолитовых лав и пирокластики на поверхности. Бóльшая часть этого вулканического материала

может быть пирокластической. Сопровождающее молассовое осадконакопление может распространяться и на стабильный кратон, как это происходило в меловом периоде на высоких равнинах Северной Америки [30], или примыкать к глубоким трогам, так что стекающие в них мутьевые потоки могут нести большое количество вулканогенно-обломочного материала. Посторогенная фаза, являющаяся реакцией коры на глубинное региональное растяжение, вызывает извержение огромных количеств базальтовой магмы в виде платобазальтов.

Эта последовательность принята многими исследователями, хотя и не без существенных исключений. Например, на западе Северной Америки ранний вулканизм был андезитовым, а не основным [5]. И конечно, не везде цикл завершается платобазальтами. Приходится признать, что до полного согласия относительно взаимоотношений между вулканизмом и тектоническими циклами еще далеко, так что сводки, подобные тем, которые даны Обуэном [3] и Малеевым [27], следует рассматривать как предварительные итоги проводящихся работ. Революция в представлениях о происхождении и развитии вулканической и тектонической деятельности, пришедшая вместе с представлениями глобальной тектоники плит, предлагает новые взгляды, отличающиеся от классических представлений, приведенных выше. Проблема соотношения движения плит и эволюции геосинклиналей, тектоники и магматизма в настоящее время только ставится [7]. Тщательное петрографическое картирование, проводимое петрологами-седиментологами, может внести существенный вклад в понимание тенденций магматической эволюции эвгеосинклиналей, так как только осадочный разрез эвгеосинклиналей содержит полную летопись событий.

## ИЗБРАННЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ

**Формация Джудит-Фанси (мел).** Норт-Стар, северный берег острова Сент-Круа, Виргинские острова.

*Геологическая обстановка.* Быстро опускающийся, вытянутый геосинклинальный трог с интенсивным развитием вулканизма. Формация имеет мощность около 5000 м и состоит преимущественно из туфогенных песчаников и туфов с подчиненными количествами аргиллитов, конгломератов, известняков и лав. Градационная слоистость, оползни и отпечатки нагрузки.

*Описание.* Среднезернистая ($m\varphi = 1{,}1$), очень плохо сортированная ($S\varphi = 2{,}2$) туфогенная вакка (фиг. 7-20). Минералогически очень сложная и незрелая. Очень плохо окатанные, почти изометричные обломки вулканических пород в микрокристаллическом матриксе, содержащем фенокристы преимущественно плагиоклазов. Структурообразующие зерна породы почти наполовину представлены ортоклазом и темноцветными минералами. В некоторых обломках пород обнаруживается плохо выраженная текстура течения; другие, по-видимому, представляют собой перекристаллизованное стекло. Фенокристы присутствуют в виде отдельных кристаллов и обломков. Бóльшая часть плагиоклазов представлена андезином ($Ab_{55-45}$), возможно, некоторые более натровые ($Ab_{85-75}$). Главные темноцветные минералы: несколько разновидностей роговой обманки, авгит и диопсид. Вместе они составляют около 13% песчаника. Присутствуют следы кварца. Темноцветный скрытокристаллический материал, вероятно девитрифицированное стекло, образует часть матрикса вместе с очень тонкозернистыми первичными и вторичными минералами. Матрикс хорошо заметен, так как составляет около 16% песчаника. Широко развито замещение микрокристаллической основной массы, матрикса, и темноцветных минералов эпидотом, хлори-

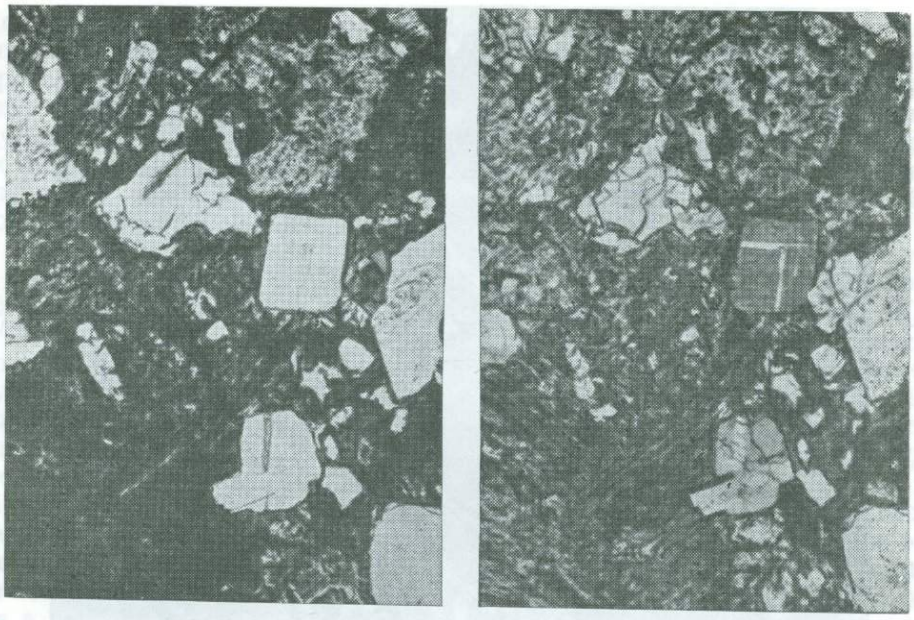
Фиг. 7-20. Формация Джудит-Фанси (мел), Виргинские острова.
Обратите внимание на плохую сортированность и трудность отличения обломочного матрикса от обломков вулканических пород. ×35.

том и, вероятно, серицитом и глинистыми минералами. Многие полевые шпаты также изменены. Присутствует также некоторое количество вторичного магнетита. Подсчет зерен затруднен, так как трудно разделить обломки вулканических пород, матрикс и отдельные фенокристы.

*Интерпретация.* Плохо сортированные, почти изометричные угловатые обломки пород, неабрадированные обломки фенокристов без следов истирания, обильный матрикс и градационная слоистость, присутствие прослоев известняков свидетельствуют об отложении в морском бассейне из мутьевых потоков. Отсутствие пемзы, наличие полуокатанных и изометричных обломков породы свидетельствуют против накопления отложений в виде пеплопада на суше. Вместо этого мутьевые потоки сносили пепел, первоначально отлагавшийся, возможно, на узком нестабильном шельфе, в быстро погружающийся глубоководный бассейн. Большая часть пепла, по-видимому, имела андезитовый состав. Широко развитым постседиментационным изменениям и замещениям первичных минералов благоприятствовало изобилие тонкозернистых нестабильных минералов матрикса. См. также *Whetten J. T.,* Geology of St. Croix, U. S. Virgin Islands, in: *Hess H. H.,* ed., Caribbean geological investigations, Geol. Soc. Am. Mem., **98**, 179—239—239, 1966.

**Формация Токива (нижний миоцен).** Разрез в туннеле, район Фудзигава, остров Хонсю, Япония.

*Геологическая обстановка.* Мощная (9—15 тыс. м) толща вулканогенно-обломочных пород с прослоями аргиллитов, содержащих ископаемую фауну, заполняет глубоководный трог (Фосса-Магна). Некоторые из песчаных тел, по-видимому, представляют собой отдельные градационные пласты мощностью более 30 м. Фораминиферы из аргиллитов позволяют предполагать глубины 150—500 м, соответствующие верхней части континентального склона. Эти аргиллиты включают в себя прослои песков.



Фиг. 7-21. Отложения формации Токива (миоцен), Япония.
Скрещенные (*слева*) и частично скрещенные (*справа*) николи. Обратите внимание на большое количество стекла, ×25.

*Описание.* Очень грубозернистый ($m\varphi = 0{,}50$), очень плохо сортированный ($S\varphi = 2{,}4$) пемзовый дацитовый лапиллиевый туф с девитрифицированным стеклом и матриксом (фиг. 7-21). Идиоморфные и субидиоморфные кристаллы (примерно 18% породы) мало измененных полевых шпатов представлены главным образом плагиоклазами. Независимо от размера кристаллов плагиоклазы необычно гомогенны и имеют состав $An_{44-48}$, т. е. кальциевого андезина. Около 20% полевых шпатов зональны, иногда зональность очень ярко выражена. Кварц присутствует в небольших количествах в виде свежих угловатых монокристаллических зерен. Ни полевые шпаты, ни кварц не обнаруживают признаков окатанности. Обломки пемзы преобладают и вместе с девитрифицированным стеклом составляют почти 50% песка. Вторичные минералы представлены небольшими количествами серпентина и сидерита, причем последний, возможно, связан с выветриванием в условиях поверхности. Халцедон присутствует в небольшом количестве в виде цемента.

*Интерпретация.* Как и во многих других случаях, для получения максимума информации из прозрачных шлифов необходимы наблюдения в поле. Мощные, массивные тела градационных песчаников в морском разрезе проще всего интерпретировать как результат подводных морских эксплозивных извержений дацитовых лапиллей и пепла. Толщина даже самых мощных градационных слоев нормальных турбидитов не превосходит 5—8 м. Самое веское доказательство вулканического происхождения, полученное при изучении прозрачных шлифов, — это высокое содержание пемзы, более 50%. Гомогенность состава плагиоклазов также указывает на единый магматический источник обломков, а для отложений мутьевого потока, питающегося с края шельфа, были бы характерны вулканические обломки смешанного происхождения. Таким образом, отложения интерпретируются как подводный аналог пеплового потока — подводный столб извержения был превращен в мутьевой поток. См. также *Fiske R. S., Matsuda T.,* Submarine equiva-

Фиг. 7-22. Голоценовый пляжевый песок, Тенерифе, Канарские острова.
Обратите внимание на великолепную сортированность, Николи частично скрещены, ×100.

lents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. Am. Journ. Sci., 268, 76—106, 1964.

**Голоценовый отвердевший пляжевый песок.** Плайя-дель-Медано, Тенерифе, Канарские острова, Испания.

*Описание обнажения.* Небольшая бухта на аридной подветренной стороне стратовулкана Пико-Тейде высотой 3713 м. Короткие, с резкими перепадами сезонные водотоки, выносящие обломочный материал на берег.

*Описание пород.* Тонкозернистый ($m\varphi = 2{,}05$), хорошо сортированный ($S\varphi = 0{,}48$), слабо сцементированный лититовый аренит (фиг. 7-22). Полуокатанные и окатанные обломки вулканических пород слагают около 80% структурообразующих зерен породы. Многие из этих зерен имеют хорошо выраженную трахитовую структуру с удлиненными полевыми шпатами в тонкозернистом, преимущественно стекловатом матриксе. Небольшие непрозрачные включения, вероятно магнетитовые, характерны для многих зерен. Около 15% этих обломков имеют непрозрачную основную массу из базальтового стекла. Угловатые зерна полевых шпатов составляют 9% структурообразующих зерен породы и состоят наполовину из плагиоклазов и наполовину из санидина. Тип плагиоклаза трудно определить, хотя несколько зерен имеет олигоклаз-андезиновый состав. Угловатые зерна кварца составляют 5% породы; кварц свежий, полностью монокристаллический. Роговая обманка, авгит и обломочный карбонат, представленный главным образом обломками ископаемых организмов, хорошо заметны в породе, хотя составляют только около одного процента. Цементация зачаточная, представлена каемками лучистых двупреломляющих скаленоэдров от 4 до 10 мкм,

вероятно кальцитовых. Халцедон, заполняющий некоторые породы, отлагался после кальцита.

*Интерпретация.* Хорошо сортированный структурообразующий материал породы и обломки ископаемых организмов указывают на морское происхождение песка, возможно на его принадлежность к пляжевой фации, хотя о последнем нельзя судить по одним прозрачным шлифам. Очевидно, источником питания были в основном вулканические породы, в частности базальты, что подтверждается наличием роговой обманки и авгита. Монокристаллический угловатый, ненапряженный кварц также указывает на фельзический вулканический источник. Что же касается состава плагиоклазов, то, поскольку этот песок хорошо отсортирован в условиях пляжа и содержит как кварц, так и шлак, использовать состав плагиоклазов для определения типов вулканических пород было бы нецелесообразным. В действительности породы активных вулканов Тенерифе изменяются от гиалоандезитов и гиалотрахитов до оливиновых базальтов. См. также *Van Padang, Neumann M., and others,* Catalogue of the active volcanoes of the world and solfatara fields, Part 21, Atlantic Ocean: Naples and Rome, Intern. Assoc. of Volcanology, 128 p., 1967.

## СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

В этот словарь включены некоторые термины, используемые для описания и интерпретации вулканогенно-обломочных и связанных с ними пород.

**Агломерат** (agglomerate) — отложения, состоящие из вулканических бомб (материал крупнее 64 мм), которые отвердевали в основном в полете.

**Аксиолитовая текстура** (axiolitic structure) — тонкое линейное срастание кристобалита и полевого шпата, которое развивается при девитрификации осколков стекла. Длинные оси кристаллов перпендикулярны границам осколков. Росс и Смит [40] считают, что аксиолитовая структура наблюдается только в отложениях пепловых потоков.

**Бомба** (bomb) — обломки крупнее 64 мм, выброшенные из вулкана в расплавленном состоянии.

**Витрокластическая структура** (vitroclastic texture) — типичная обломочная структура богатых стеклом вулканических пород с большим количеством осколков стекла.

**Гиалопилитовая структура** (hyalopilitic texture) — сетка беспорядочно ориентированных микролитов с интерстициальным стеклом.

**Грязевой поток** (debris flow) — чаще всего синоним термина *mud flow* (также грязевой поток), но некоторые авторы ограничивают его значение, подразумевая только быстро стекающий поток высокой плотности. Обычно содержит большое количество крупных обломков.

**Игнимбрит** (ingimbrite) — туфогенная порода кислого состава, возникающая в результате эксплозивных извержений типа «раскаленного облака» [28].

**Кальдера типа Кракатау** (krakatoan caldera) — обрушившийся кратер, образованный в результате быстрого выброса большого объема пемзового пепла (пеплопад и особенно пемзовые потоки).

**Лапилли** (lapilli) — пирокластический материал размером от 2 до 64 мм.

**Лахар** (lahar) — грязевой поток, возникающий на склонах вулкана и состоящий из обломочного материала вулканического происхождения.

**Офиолит** (ophiolite) — комплексы темно-зеленых основных экструзивных пород. В общем, то же самое, что и зеленокаменные породы. Чаще всего формируются подводными извержениями и ассоциируют с радиоляриевыми кремнистыми сланцами.

**Пемза** (pumice) — весьма пузырьчатое вулканическое стекло. Пористость обычно превышает 50%. Выражаясь образно, — пена вулканического стекла.

**Пемзовый поток** (pumice flow) — пирокластический поток, состоящий из пемзы. Практически то же, что и пепловый поток некоторых авторов.

**Пепловый поток** (ash flow) — турбулентная смесь газа и пирокластического материала, имеющая высокую температуру и быстро спускающаяся по склону после эксплозивного извержения из кратера или трещины. То же, что пирокластический поток [40].

**Пеплопад** (ash fall) — вулканический обломочный материал, выпадающий под действием силы тяжести из воздуха на сушу или в воду.

**Перлитовая текстура** (perlitic structure) — концентрическая, как на луковице, отдельность в стекле, возникающая в результате гидратации и расслаивания обсидиана [39].

**Пилотакситовая структура** (pilotaxitic texture) — основная масса вулканической породы с сетью слабо ориентированных микролитов. Стекло может присутствовать в ячеях сети кристаллов.

**Пирокластический поток** (pyroclastic flow) — пепловый и песчаный поток.

**Раскаленное облако** (nuee ardente) — эксплозивное извержение из вулкана или трещины создает перекрывающие пыльные облака и базальный поток горячего рыхлого материала [25].

**Сваренный туф** (welded tuff) — туф, который аккумулируется настолько быстро, что его тепло не рассеивается и обломки оказываются настолько пластичными, что спекаются вместе или в некоторых случаях расплавляются и образуют различные типы структур течения.

**Сидеромелан** (sideromelane) — базальтовое стекло.

**Тефра** (tephra) — вулканический материал любой размерности, переносимый из кратера по воздуху [47].

**Трахитовая структура** (trachytic texture) — структура течения, определяющаяся удлиненными зернами щелочного полевого шпата в тонкозернистой основной массе.

**Туфобрекчия** (tuff-breccia) — брекчия вулканического происхождения с обильной туфовой вмещающей массой.

**Туфолава** (ash flow tuff) — отвердевшие отложения пепловых потоков.

**Флюидальная структура** (fluidal texture) — структура течения в афанитовых породах.

**Шлак** (scoria) — пемза основного состава, имеющая поэтому темно-коричневый или черный цвет.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Anderson C. A.*, Tuscan formation California, with a discussion concerning the origin of volcanic breccias, Univ. California Pubs. Geol. Sci., **23**, 215—276, 1933.
2. *Aramaki S.*, Classification of pyroclastic flows, Bull. Volcanol. Soc. Japan, **1**, 47—57, 1957; Int. Geol. Rev., **3**, 518—524, 1961.
3. *Aubouin J.*, Geosynclines, in: Developments in tectonics, **1**, 335 p., Amsterdam, Elsevier, 1965.
4. *Crook K. A. W.*, Petrology of Parry Group, Upper Devonian-Lower Carboniferous, Tamworth-Nundle District, New South Wales, Journ. Sed. Petrology, **30**, 538—552, 1960.
5. *Dickinson W. R.*, Petrology and diagenesis of Jurassic andesitic strata in central Oregon, Am. Journ. Sci., **200**, 481—500, 1962.
6. *Dickinson W. R.*, Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon, in: *McBirney A. B.*, ed., Andesite Conf. Proc. Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull., **65**, 151—156, 1969.
7. *Dickinson W. R.*, Global tectonics, Science, **168**, 1250—1256, 1970.
8. *Dott R. H., Jr.*, Eocene deltaic sedimentation at Cross Bay Oregon, Journ. Geology, **74**, 373—420, 1966.
9. *Edwards A. B.*, The petrology of the Miocene sediments of the Aure Trough, Papua, Royal Soc. Victoria Proc., **60**, 123—148, 1947.
10. *Ewart A.*, Petrography and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupo area, New Zealand, Journ. Petrology, **4**, 392—431, 1963.
11. *Fisher R. V.*, Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1409—1414, 1961.
12. *Fisher R. V.*, Bubble-wall texture and its significance, Journ. Sed. Petrology, **33**, 224—227, 1963.
13. *Fisher R. V.*, Maximum size, median diameter and sorting of tephra, Journ. Geophys. Research, **69**, 341—355, 1964.
14. *Fisher R. V.*, Rocks composed of volcanic fragments and their classification, Earth Sci. Reviews, **1**, 287—298, 1966.
15. *Fisher R. V.*, Geology of a Miocene ignimgrite layer, John Day Formation, eastern Oregon, Univ. California Pubs. Geol. Sci., **67**, 58 p., 1966b.
16. *Fisher R. V., Waters A. C.*, Bed forms in base-surge deposits, Lunar implications, Science, **165**, 1349—1352, 1969.
17. *Fiske R. S., Matsuda T.*, Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan, Am. Journ. Sci., **262**, 76—106, 1964.
18. *Hay R. L.*, Origin and weathering of Late Pleistocene ash deposits on St. Vincent, B. W. I., Journ. Geology, **67**, 65—87, 1959.
19. *Heinrich E. W.*, Microscopic identification of minerals, 414 p., New York, McGraw-Hill, 1965.
20. *Huber N. K., Reinhart C. D.*, Some relationships between refractive index of fused glass beads and the petrologic affinity of volcanic rock suites, Geol. Soc. Am. Bull., **77**, 101—110, 1966.

21. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.,* Seismology and the new global tectonics, Journ. Geophys. Research, **73**, 5855—5899, 1968.
22. *Jenks W. F., Goldich S. S.,* Rhyolitic tuff flows in southern Peru, Journ. Geology, **64**, 156—172, 1950.
23. *Jung J., Brousse R.,* Classification modale des roches eruptives, 122 p., Paris, Masson, 1959.
24. *Katsui Y.,* Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. Journ. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, **11**, 631—650, 1963.
25. *Lacroix A.,* L'eruption de la montagne Pelée en janvier 1903, Acad. Sci. (Paris) Comptes Rendus, **136**, 442—445, 1903.
26. *Lipman P. W., Christiansen R. L.,* Zonal features of an ash-flow sheet in the Piapi Canyon Formation, Southern Nevada, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501-B, 74—78, 1964.
27. *Малеев Е. Ф.,* Развитие типов вулканизма на примере Восточных Карпат, ДАН СССР, **148**, 1963.
28. *Marshall P.,* Acid rocks of Taupo-Rotorua volcanic district, Royal Soc. New Zealand Trans., **64**, 323—366, 1935.
29. *McBride E. F., Lindemaren W. L., Freeman P. S.,* Lithology and petrology of the Gueydan (Catahoula) Formation in south Texas, Univ. Texas Bur. Econ. Geol. Rept. Inv., **63**, 122 p., 1968.
30. *Mellon G. B.,* Stratigraphy and petrology of the lower Cretaceous Blairmore and Mannville Groups, Alberta foothills and plains, Research Council Alberta Bull., **21**, 270 p., 1967.
31. *Menard H. W.,* Marine geology of the Pacific, 271 p., New York, McGraw-Hill, 1964.
32. *Mizutani S.,* Clastic plagioclase in Permian graywacke from the Mugi area, Gifu Prefecture, Central Japan, Nagoya Univ. Journ. Earth Sci., **7**, 108—136, 1959.
33. *Moorhouse W. W.,* The study of rocks in thin section, 514 p., New York, Harper, 1959.
34. *Moore J. G.,* Base surge in recent volcanic eruptions, Bull. volcanol., Ser. 2, **30**, 337—363, 1967.
35. *Musai I.,* A study of the textural characteristic of pyroclastic flow deposits in Japan, Earthquake Research Inst. Bull., **39**, 133—248, 1961.
36. *Nelson C. H., Kulm L. D., Carlson P. R., Duncan J. R.,* Mazama ash in the northern Pacific Science, **161**, 47—49, 1968.
37. *Rittmann A.,* Volcanoes and their activity, 2nd ed., 304 p., New York, Interscience, 1962 (см. русский перевод: *Ритман А.,* Вулканы и их деятельность, «Мир», М., 1964).
38. *Ross C. S.,* Provenance of pyroclastic materials, Geol. Soc. Am. Bull., **66**, 427—434, 1955.
39. *Ross C. S., Smith R. L.,* Water and other volatiles in volcanic glass, Am. Mineralogist, **40**, 1071—1089, 1955.
40. *Ross C. S., Smith R. L.,* Ash-flow tuffs — their origin, geologic relations and identification, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, **366**, 81 p., 1961.
41. *Sandberg A. E.,* Section across Keweenawan lavas at Duluth, Minnesota, Geol. Soc. Am. Bull., **49**, 795—830, 1938.
42. *Scheidegger A. E., Potter P. E.,* Textural studies of graded bedding, Sedimentology, **11**, 163—170, 1968.
43. *Schmincke H.-U.,* Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, southcentral Washington, Journ. Sed. Petrology, **37**, 438—448, 1967.
44. *Schmincke H.-U., Swanson D. A.,* Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands, Journ. Geology, **75**, 641—664, 1967.
45. *Streckeisen A. L.,* Classification and nomenclature of igneous rock (final report of an inquiry), Neues Jahrb. Mineral. Abh., **107**, 144—214, 1967.
46. *Thompson B. N., Kermode L. O., Ewart A.,* New Zealand volcanology, central volcanic region, New Zealand Geol. Survey Handbook, Inf. Ser. 50, 211 p., 1965.
47. *Thorarinsson S.,* Discussions, Bull. volcanol., Sect. 2, 16, 11—13, 1955.
48. *Verhoogen J.,* Volcanic heat, Am. Journ. Sci., **244**, 745—771, 1946.
49. *Waldron H. H.,* Debris flow and erosion control problem caused by the ash eruptions of Irazu Volcano, Costa Rica, U. S. Geol. Survey Bull., 1241—1, 37 p., 1967.
50. *Waters A. C.,* Determining direction of flow in basalts, Am. Journ. Sci., **258**, 350—366, 1960.
51. *Whetten J. T.,* Carboniferous glacial rocks from Werrie Basin, New South Wales Australia, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, 43—56, 1965.
52. *Whetten J. T.,* Sediments from the lower Columbia River and the origin of graywacke, Science, **152**, 1057—1058, 1966.
53. *Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.,* Petrography, 406 p. San Francisco, Freeman, 1954.
54. *Yagi K.,* Welded tuffs and related pyroclastic deposits in northeastern Japan, Bull. Volcanol. Ser. 2, **24**, 109—128, 1962.

## Часть III

# ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНИКОВ

В предыдущих частях книги мы обосновали принципы петрографического подхода к изучению песков и песчаников. В третьей части мы переходим к общему рассмотрению формирования песчаников с точки зрения самого процесса, т. е. к выяснению вопроса, откуда появляются пески, что известно о гидравлике их переноса, отложении и деформациях мягкого осадка и, наконец, каким образом песок превращается в окаменелый песчаник. В отличие от первой и второй частей, которые посвящены в основном геологии, в трех главах части III рассмотрены проблемы механики жидкостей, прикладной гидравлики, химии растворов и термодинамики. Эта часть книги, пожалуй, в большей степени, чем любая другая, убеждает нас в том, что поиск фундаментального объяснения этих проблем выходит далеко за пределы собственно геологии. Часть III представляет интерес для специалистов-седиментологов в их поисках решения проблем геологии и должна привести их к более глубокому изучению смежных наук. Нам бы также хотелось надеяться, что эта часть заинтересует ученых других областей науки и привлечет их внимание к нашей постановке проблемы образования песка и песчаника.

## Глава 8

# ОБРАЗОВАНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕСКА

### ВВЕДЕНИЕ

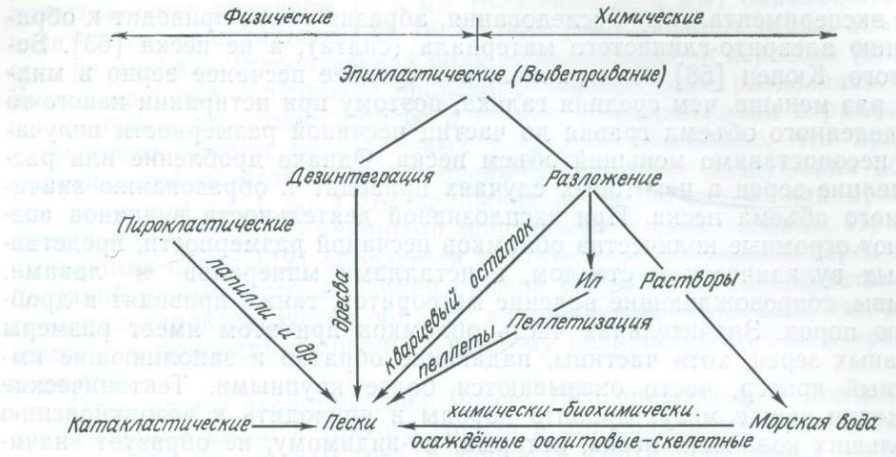
В данной главе мы рассматриваем два вопроса: первый касается процесса образования песка, а второй источника материала, или места его образования. В первом случае мы хотим знать, какие процессы обусловливают образование песка, как возникают песчаные зерна, а во втором — каковы исходные породы и где располагались области питания. Следует полагать, что большая часть информации, необходимой для ответа на эти вопросы, может быть получена в результате изучения самого песка или включающей его формации. О каждой песчинке можно спросить: как она образовалась и откуда она? — вот вкратце содержание этой главы.

Решение вопроса об областях питания важно для нас по целому ряду причин. Прежде всего это чрезвычайно расширит наши знания в области палеогеографии. Кроме того, мы сможем проследить перемещение материала и таким образом получить данные о палеопотоках и палеорельефе.

Этот вопрос важен и с практической стороны: изучение минералогии современных речных и прибрежных песков может привести к обнаружению ценных минералов, например хромита и золота, в таком случае распознание источника сноса позволит более рационально вести поиск коренных месторождений. Для того чтобы проследить движение песков, к ним следует в качестве трасера добавить какой-либо чужеродный минерал, можно также окрашенный или радиоактивный песок [7, 45, 47]. Это представляет интерес для изучения перемещения берегов, что имеет большое значение при решении инженерных задач. Если источник известен, то схема переноса выявляется путем систематического отбора образцов. Допустимо также полагать, что существует связь между источниками материалов и пористостью песков. Пески, образованные за счет гранитов, могут быть более пористыми, чем те, в которых много обломков аргиллитовых пород, поскольку последние имеют тенденцию расплющиваться и «затекать» в поры, что создает барьер для движения растворов и приводит к сокращению емкости порового пространства.

### КАК ОБРАЗУЕТСЯ ПЕСОК

Песок, в самом широком смысле слова, представляет собой любой несцементированный зернистый материал, размер частиц которого находится в некоторых общепринятых пределах. Этот материал может подвергаться переносу потоками, сортировке, может накапливаться в виде стратифицированных отложений с горизонтальной косой и градационной слоистостью и взаимопереходами этой слоистости как по латерали, так и по вертикали. Такие отложения могут иметь весьма различное происхождение (фиг. 8-1). Сюда относятся обломочные кварце-




Фиг. 8-1. Процессы образования песка.

вые и полевошпатовые пески, базальтовые дюнные пески Мозес-Лейк в штате Вашингтон, гипсовые дюнные пески Персидского залива и района Уайт-Сандс в Нью-Мексико, зеленые пески, богатые глауконитом, известковые оолитовые пески типа распространенных на Багамских островах, калькарениты из обломков раковин и даже «глиняные дюны» района Корпус-Кристи в Техасе. Все эти отложения по размерности слагающих их обломков соответствуют песку, являются механически перенесенными, строение их определяется песчаными зернами, однако следует подчеркнуть, что эти породы образовались совершенно различными путями и их распространенность в геологических разрезах не одинакова.

По-видимому, к обособлению зерен песчаной размерности и формированию песка приводят пять основных процессов: 1) выветривание, включающее дезинтеграцию и разложение; 2) эксплозивный вулканизм (пирокластика); 3) дробление при движении горных пород (катакластический материал) и при ударах; 4) пеллетизация, или образование сгустков, и 5) осаждение из раствора, как химическое, так и биохимическое. Процессы, которые связаны с выветриванием, названы *эпикластическими*. Один из этих процессов — разрушение, дезинтеграция, первичной породы без значительного химического разложения или при полном отсутствии его. В определенных условиях имеет место обособление зерен породы при колебаниях температуры, вымораживании или при гидратации, в результате чего порода распадается и превращается в массу свободных зерен. Такая деструкция грубозернистых плутонических пород приводит к образованию остаточного песка, получившего название «дресва».

Другим процессом является химическое разложение породы, которое может также приводить к образованию песка или по крайней мере продуцировать значительные количества песчаной фракции. Вероятно, процесс такого разложения кварцсодержащих плутонических пород приводит к образованию главной массы кварцевых песков. При этом большая часть породы, главным образом полевой шпат, превращается в тонкозернистый, глинистой размерности материал, из которого освобождаются и накапливаются при движении потоков инертные неразложенные кварцевые зерна песчаной размерности.

Песчаный материал может образоваться при ударном воздействии, однако обычная абразия не приводит к его образованию. Как показы-

вают экспериментальные исследования, абразия галек приводит к образованию алеврито-глинистого материала (силта), а не песка [63]. Более того, Кюнен [58] подчеркивал, что среднее песчаное зерно в миллион раз меньше, чем средняя галька, поэтому при истирании какого-то определенного объема гравия до частиц песчаной размерности получается несопоставимо меньший объем песка. Однако дробление или раскалывание зерен в некоторых случаях приводит к образованию значительного объема песка. При эксплозивной деятельности вулканов возникают огромные количества обломков песчаной размерности, представленных вулканическим стеклом, кристаллами минералов и лавами. Взрывы, сопровождающие падение метеоритов, также приводят к дроблению пород. Значительная часть обломков при этом имеет размеры песчаных зерен, хотя частицы, падающие обратно и заполняющие импактный кратер, часто оказываются более крупными. Тектонические движения также могут дробить породы и приводить к возникновению небольших количеств песка, который, по-видимому, не образует значительных скоплений. Ледниковое дробление, представляющее собой особый случай катакластического разрушения, приводит к накоплению значительных масс песчаного материала. И хотя вулканизм и катаклаз могут вызвать в отдельных местах образование значительных количеств песка, в целом эти процессы имеют частное значение по сравнению с более общим, хотя и менее эффективным процессом обычного выветривания.

Много материала песчаной размерности образуется при диагенетических процессах и при химическом и биохимическом осаждении. Пески, образованные таким образом, получили название *эндогенетических* [34, 35]. Они образованы в самом бассейне седиментации и в противоположность эпикластическим пескам не являются продуктом разрушения пород суши. Некоторые из этих внутрибассейновых песков сложены более тонким материалом — илами, которые могут быть как пелитовыми, так и микритовыми. Сюда относятся также пеллеты песчаного размера, образуемые организмами, и пеллеты другого происхождения, как, например, перенесенные ветром и включенные в толщу «глиняных дюн» [41].

При биохимическом и химическом осаждении формируются пески, сложенные скелетами организмов и оолитами (скелетные и оолитовые пески), которые могут образовывать значительные толщи. Хотя внутрибассейновые карбонатные пески также могут формировать заметные скопления, они обычно независимо от происхождения относятся к группе известняков, а не песчаников и поэтому далее здесь не рассматриваются. Подобным же образом пески вулканического происхождения выделяются в специфическую группу, для которой характерны проблемы, совершенно отличные от тех, которые касаются обычных песков эпикластического происхождения. Известно, конечно, что эпикластические пески могут быть смешаны в любых пропорциях с другими песками самого различного происхождения. В некоторых случаях проблема состоит в том, чтобы определить, является ли карбонатный материал внутрибассейновым, а вулканический соответственно пирокластическим или они образовались при разрушении более древних карбонатных или вулканических пород, как эпикластический песок вообще.

Каков механический состав материала, участвующего в осадочном процессе? Данных, дающих прямой ответ на этот вопрос, мало. В то же время некоторые исследования определенно показывают, что не все возможные размеры распространены одинаково. По-видимому, возможны дефицит одних размерных градаций и повышенные концентрации других. Это интерпретируется как отражение изначальной распростра-

ненности и, таким образом, связано с областями питания. Весовые количества зерен размером 1—8 мм (особенно 2—4 мм) оказываются относительно заниженными [39, 76, 48, 86]. Этот дефицит также объясняется различиями относительной роли разных способов переноса [88, 99]. Хотя в процессе сортировки происходит эффективное разделение зерен по размерам, это может привести только к концентрации в различных обстановках частиц определенных размеров. Возможно, что причина механической неустойчивости и преимущественного разрушения обломков размером от 1 до 4 мм заложена в том, что они, как правило, сложены относительно крупными мономинеральными зернами. При дезинтеграции пород [12] образуется значительное количество зерен кварца такой размерности, но кварц обычно оказывается поликристаллическим или характеризуется обилием зарождающихся трещин, что, по-видимому, и приводят к довольно раннему разрушению зерен в процессе переноса.

Отрицая эти представления, Рассел [85] предположил, что дефицит очень грубого песка и тонкого гравия в аллювиальных и мелководных осадках обусловлен тем, что в процессе сортировки такой материал накапливается на пляже. Он привел много примеров проявления концентрации зерен размером 1—6 мм на пляжах и показал, что это наблюдение может иметь существенное значение в исследовании древних песчаников и тонких конгломератов.

Дефицит, по-видимому, наблюдается также и для противоположной, минимальной, песчаной размерности. Наиболее крупнозернистый алеврит (силт), очевидно, не столь широко распространен, как песок или более тонкозернистые алевриты и глины [93, 76, 102]. Хотя существование такой бреши было объяснено способом переноса, более вероятно, что процесс разложения породы изначально вызывает появление двух классов материала: 1) песка и 2) глины, — а количество материала, имеющего размер грубого алеврита или тонкого песка, оказывается незначительным. Эта концепция была названа «принципом Сорби» (см. [31]), поскольку Сорби, вероятно, был первым, кто указал на взаимосвязь между размерами зерна в осадке и микро- и макротекстурой пород-источников независимо от того, являются ли они терригенными или биогенными.

## ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

**Определения и понятия.** Представление о породах в области размыва и условиях их разрушения является главным при суждении об обстановке образования исходного вещества для таких пород, как пески[1]. Например, для любого данного песка мы могли бы спросить: из какого типа исходной породы (или пород) он образовался? Какими были рельеф и климат в области питания? Как далеко и в каком направлении располагалась питающая провинция? Каковы ее размеры? Вот те вопросы о существе происхождения песка, на которые следует дать ответ

[1] Авторы рассматривают принятый в английской литературе термин provenance (provenience) как происходящий от французского слова provenir, означающего «давать начало, порождать» (originate) или «предшествовать» (come forth). Этот термин охватывает одновременно все факторы, связанные с возникновением, или «рождением», осадка. Прямого эквивалента, охватывающего представления о породах и об обстановке в питающей провинции, в отечественной литературе нет, поэтому этот термин переведен в зависимости от контекста; большей частью как «источники материала», реже как «обстановка формирования исходного материала» или как «происхождение». — *Прим. перев.*

при палеогеографической реконструкции, чтобы охарактеризовать не только бассейн осадконакопления, но также и особенности областей размыва.

Какие наблюдения следует провести, чтобы найти ответ на эти вопросы? Природа и характер области размыва могут быть установлены путем изучения состава самого осадка. Пески, более чем любой другой тип осадка, несут в себе необходимую информацию. Состав обломочных минералов и обломков пород непосредственно определяется природой пород в области размыва. Некоторые минералы характерны для определенных видов, или классов, исходных пород, например, кианит указывает на метаморфический источник. Другие, такие, как кварц, являются повсеместными, но даже у них проявляются характерные особенности, указывающие на определенный источник, например вулканический кварц. Следовательно, индивидуальные разновидости минералов или в еще большей мере минеральные ассоциации являются ключом к изучению исходных пород. Обломки пород, присутствующие во многих, но не во всех песках, оказывают неоценимую помощь в расшифровке источников материала.

Определение рельефа и климата представляет относительно бо́льшие трудности и основано на знании стабильности минералов, особенно их устойчивости к химическим изменениям. Только наиболее стабильные виды минералов будут противостоять интенсивному выветриванию, развивающемуся при обильных дождях и жарком климате. Эта проблема весьма сложна, поскольку рельеф и климат могут действовать в противоположных направлениях — высокий рельеф ведет к быстрой эрозии и выносу еще не полностью выветрелого материала даже в условиях интенсивного химического разложения.

В добавление к этим «внутренним» индикаторам, которые базируются на составе зерен песка, можно использовать другие данные для анализа обстановки и пород в области размыва. В частности, информацию, получаемую при изучении стратиграфии и фаций, для того чтобы наметить или определить возможные области размыва. Общее знание палеогеографии и палеотектоники[1] данного района открывает пути к познанию обстановки и состава пород в областях сноса.

Вопрос об обстановке в области питания теснейшим образом связан с факторами палеотектоники. Положительные, или тектонически активные, области представляют собой питающие провинции. Они могут перемещаться с течением времени, а степень их влияния может варьировать. Следовательно, необходимо знать не только, каковы породы в области размыва, но и где располагались потенциальные источники материала. Как много терригенного заполнения геосинклинали, например, принесено со стороны кратона? Сколько материала поступило с орогенного поднятия? Существенно способствуют успеху анализа питающих провинций исследования палеотечений. Палеотечения могут, например, указать направление, в котором располагалась область размыва. В этом случае, если пески аллювиальные, вопрос оказывается менее сложным, чем в случае морских песков. Таким образом, становится очевидным, что для познания источников терригенного материала необходимо знать гораздо больше, чем собственно минералогию песка.

Вопрос о породах и обстановке в области размыва является одним из наиболее трудных для петрографа-осадочника среди тех проблем,

[1] Авторы используют термин «тектоника», не отражая разницы во времени формирования литологических элементов. В тех случаях, когда речь идет об элементах строения региона, определявших особенности осадконакопления, при переводе использован термин «палеотектоника». — *Прим. перев.*

которые ожидают решения. Он чреват ловушками, например, пески могут быть перемытыми, т. е. образованными из ранее существовавших песков, которые имели свои особые области питания, так же как и историю переноса и окатывания. Более того, области размыва могут быть множественными и могут изменяться с течением времени. Неясность усугубляется далее сложным взаимодействием факторов рельефа и климата, отсутствием простых взаимоотношений между направлением переноса, установленным в области накопления, и общим путем переноса от источника до места отложения, а также влиянием диагенеза — в особенности внутрислоевого растворения. Глубокий анализ процессов переотложения осадков и связанных с ним проблем был осуществлен Блатом [13].

Ясно, что для познания питающих провинций важное значение имеет изучение минералов как легкой, так и тяжелой фракций. Более того, исследование тяжелых минералов является, вероятно, наиболее существенным.

**Обломочные компоненты.** Прежде всего мы рассмотрим значение исследования отдельных минералов для определения исходных пород области размыва, в особенности характерные черты легких минералов, а затем обсудим роль минеральных ассоциаций, в первую очередь — тяжелых минералов. Главным объектом рассмотрения будут пески эпикластического происхождения, которые представляют собой «промытые» остаточные образования — перенесенные и отсортированные продукты разложения и дезинтеграции исходных пород. Нам надлежит узнать, какого типа материал можно ожидать при размыве определенного типа предполагаемых исходных пород. Вулканическим или плутоническим является кварц? Каков объем и типы поликристаллических агрегатов кварца? Различаются ли ассоциации тяжелых минералов, принадлежащие к разным типам исходных пород? Ниже приведены данные о методах исследования этих и связанных с ними вопросов, изучение которых составляет основу познания пород и физико-географических условий питающих провинций.

*Обломочный кварц как показатель условий.* Кварц в песках и песчаниках может быть либо моно-, либо поликристаллическим, а его источником могут быть плутонические и вулканические изверженные породы, метаморфические или осадочные породы (табл. 8-1). *Монокристаллический или единичный кварц* — это зерна, образованные единым кристаллом, *поликристаллический или составной кварц* — зерна, состоящие из двух или более кристаллов кварца. Поскольку кварц представляет собой главный продукт разрушения и разложения пород и составляет преобладающую часть большинства песков, был предпринят ряд попыток использовать этот минерал в качестве индикатора пород и обстановки в питающей провинции. При этом существенное значение приобретают вариации состава включений, форма зерен и особенности погасания. Наиболее ранние исследования принадлежат Сорби [87] и Макки [60] и проведены в конце прошлого века. Оба автора полагали, что включения в кварце представляют собой надежное средство для изучения размываемых пород. Позднее детальное исследование было предпринято Крыниным [55, 56]. Его подход был основан на изучении формы зерен, характера включений и погасания. Кварц был разделен на: 1) *изверженный,* включающий плутонический, вулканический и гидротермальный кварц; 2) *метаморфический,* включающий как давленый, так и инъекционный кварц; 3) *осадочный,* включающий обрастания, новообразованные кристаллы и выполнение жил и жеод. Классификация Крынина в основе своей умозрительна. Она не может быть признана удовлетворительной, поскольку применение критериев, сфор-

Таблица 8-1

**Генетическая классификация монокристаллического и поликристаллического кварца**

*Монокристаллический кварц*

Плутонический кварц (принесенный из плутонических, изверженных, и метаморфических пород и из ранее существовавших песчаников)
Вулканический кварц (принесенный из фенокристов кислых вулканических лав и пирокластитов)

*Поликристаллический кварц*

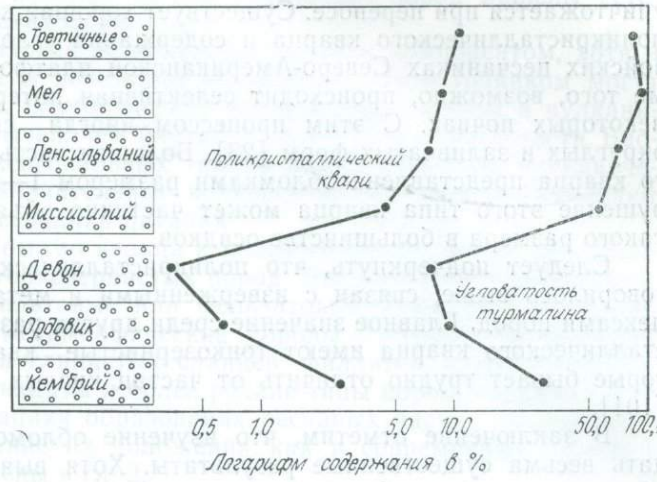
Поликристаллический кварц из метаморфических и изверженных пород
Полигональные агрегаты (результат «статического охлаждения»)
Сутурные агрегаты (результат «холодной прокатки»)
Кварциты (главным образом цементация in situ)
Кремни (раскристаллизованные и перекристаллизованные опаловые и халцедоновые породы)

мулированных Крыниным, вызывает затруднение, а данные относительно кварца в исходных породах обычно отсутствуют. Исследования кварца исходных пород и осадков опубликованы различными исследователями [60, 24, 28, 46, 70, 12, 13].

Вообще внимание исследователей было направлено на выявление признаков различия изверженного (плутонического) и метаморфического монокристаллического кварца. Макки и другие исследователи полагали, что критериями различия следует выбрать включения, форму и погасание (волнистое или нет). Многие исследователи [15] нашли, что эти критерии обычно трудно применимы потому, что форма зерен и погасание обнаруживают широкие вариации в одной и той же породе и понимание их весьма субъективно. Кроме того, критическое рассмотрение кварца исходных пород показывает, что постулируемые различия во включениях, форме и погасании либо не существуют, либо вариации этих свойств столь широки, что они перекрывают друг друга в кварцах из различных типов исходных пород. Несмотря на то что для некоторых типов исходных пород могут существовать различия между статистическими средними, обычно невозможно отнести отдельные зерна в песчанике к тем или иным исходным породам.

Если в большинстве случаев для монокристаллического плутонического кварца невозможно уверенно различить источники отдельных зерен, то кварц вулканического происхождения часто можно определить очень точно. Кварц вулканических пород, особенно кварцевых порфиров, может поступать в осадки, однако значительные скопления его наблюдаются лишь локально. Вулканический кварц большей частью лишен внутренних напряжений, зерна имеют округлую или заливчатую форму, причем внутренние полости заполнены в некоторых случаях основной массой порфира, из которого поступил кварц. Кроме того, вулканический кварц обнаруживает кристаллографические формы с прямолинейными границами или хорошо развитыми гексагональными дипирамидами без граней призмы. Вулканический кварц встречается относительно редко, но его появление указывает на вулканический источник обломочного материала и на вероятное совместное нахождение с обломками кислых эффузивов. Современные пески, возникшие за счет риолитов, могут содержать более 10% кварца [98]. Вулканический кварц был изучен в ряде эоценовых отложений прибрежной равнины Техаса [90].

Во многих современных исследованиях подчеркивается значение поликристаллического, или составного, кварца [14, 12, 22, 95].




Фиг. 8-2. Соотношение между содержанием поликристаллического кварца и угловатостью турмалина в песчаниках разного возраста в долине верхнего течения Миссисипи (по [80], с изменениями).

Блат [12, 13] на основе изучения серии образцов выветрелых и дезинтегрированных кварцсодержащих изверженных пород, гнейсов и кристаллических сланцев предпринял попытку отнести кварцевые зерна песчаников к тому или иному типу источников. Он опирался в первую очередь на соотношение монокристаллического и поликристаллического кварца и на типы присутствующего в породе поликристаллического кварца. Он подчеркнул, что для какого-то данного размера зерен поликристаллический кварц из гнейсов будет более тонкозернистым, чем из массивных изверженных пород. Наличие двух отчетливо различающихся по размеру кристаллов внутри одного зерна поликристаллического кварца можно считать диагностическим признаком метаморфического происхождения. Высокое отношение содержания поликристаллического кварца к общему его содержанию также указывает на метаморфический источник.

Несколько иной подход к интерпретации поликристаллического кварца применил Вол [95], который подчеркнул, что поликристаллический кварц метаморфического происхождения может быть двух типов: 1) *полигональный кварц,* в котором составные зерна образованы полигональными неделимыми агрегатами с прямолинейными границами, угол между гранями чаще всего 120°, и 2) *поликристаллический кварц,* который обнаруживает сутурные границы. Предполагается, что первый тип образовался при «статическом отжиге» или охлаждении интенсивно напряженного кварца, тогда как второй является результатом «холодной обработки». Как показал Вол, эти разновидности могут характеризовать разные области питания, например, в Шотландских нагорьях полигональный кварц характерен для Западных нагорий, тогда как кварц района Мойнского комплекса к югу от надвига Мойн и восточной части Дальредского комплекса несет в себе следы «холодной прокатки» (сутурный кварц).

Как подчеркнул Блат [12], существует значительное различие в содержании поликристаллического кварца между детритом исходных пород и песчаниками, а также между незрелыми и зрелыми песчаниками, в исходных породах содержится 30—70% кварца, в песчаниках около 7% и в зрелых песках 2%. Самые зрелые песчаники, кварцевые аренитты, в среднем содержат кварца с волнистым погасанием меньше, чем незрелые пески или их исходные породы [14]. Блат [12] связывает эти различия с механической неустойчивостью поликристаллического и давленого кварца; он полагает, что большинство таких материалов

уничтожается при переносе. Существует хорошая корреляция количества поликристаллического кварца и содержания угловатых зерен в палеозойских песчаниках Северо-Американской платформы (фиг. 8-2). Кроме того, возможно, происходит селективная потеря при растворении в некоторых почвах. С этим процессом иногда связывают появление округлых и заливчатых форм [23]. Большая часть поликристаллического кварца представлена обломками размером 1—4 мм, и быстрое разрушение этого типа кварца может частично объяснять дефицит зерен такого размера в большинстве осадков.

Следует подчеркнуть, что поликристаллический кварц, о котором говорилось выше, связан с изверженными и метаморфическими комплексами пород. Главное значение среди других разновидностей поликристаллического кварца имеют тонкозернистые кварциты и кремни, которые бывает трудно отличить от частиц кислых вулканических пород [101].

В заключение отметим, что изучение обломочного кварца может дать весьма существенные результаты. Хотя выяснить происхождение обычного кварца с большой определенностью оказывается невозможным, мы вполне можем различать поликристаллический и обычный кварц и выделять сутурированный и полигональный кварц, а также плутонический и вулканический. Выделение этих разновидностей представляет ценность при анализе питающих провинций и в любом случае очень полезно при определении минеральных ассоциаций зрелых песчаников.

*Обломочный полевой шпат как показатель условий.* Полевой шпат является после кварца наиболее распространенным минералом песка. Первичным особенностям полевого шпата, находимого в осадочных породах, уделялось мало внимания, хотя о содержании его в песках написано достаточно много работ. Исключение представляет исследование Римсейта [82], посвященное характерным особенностям полевого шпата предполагаемых исходных пород. Можно выделить десять классов в зависимости от зональности, различных признаков прорастаний, двойникования, трещиноватости и т. п.

Полевой шпат высвобождается при дезинтеграции и разделении на отдельные зерна кислых и средних плутонических изверженных пород и гнейсов. Он может значительно преобладать над кварцем в дресве, а в обычных песках и песчаниках его содержание может равняться количеству кварца. В породах обычно присутствует несколько типов полевого шпата, однако богатые щелочами разновидности, по-видимому, более широко распространены, чем кальциевые полевые шпаты.

Во многих осадках встречаются зональные полевые шпаты. Переменная зональность, прогрессивная зональность и отсутствие зональности в плагиоклазе могут указать на источники полевого шпата [78]. Плагиоклаз вулканических и гипабиссальных пород характеризуется переменной зональностью, тогда как в изверженных и метаморфических породах этот тип зональности редок. Зональность плагиоклаза независимо от ее типа почти однозначно указывает на происхождение обломков из изверженных пород.

Наиболее вероятно, что полевой шпат кислых вулканитов представлен санидином, а в кислых плутонических породах это либо ортоклаз, либо микроклин. Пертитовый полевой шпат указывает на медленное охлаждение при своем образовании и тем самым на глубинное происхождение исходной породы. Полевые шпаты пирокластического происхождения, нередко обнаруживающие кристаллографические очертания, обычно обломаны и в некоторых случаях покрыты тонкой стекловатой

оболочкой, тогда как полевые шпаты глубинных пород лишены естественных кристаллических форм.

*Слюды.* Слюды никогда не являются главным компонентом, хотя и играют заметную роль в некоторых песчаниках. Их источником могут быть сланцы и гнейсы, плутонические изверженные породы и вулканиты. Мусковит более обычен, чем биотит, в силу своей стабильности. Биотит в форме псевдогексагональных таблиц имеет, вероятно, вулканическое происхождение. Значительные количества слюд всегда указывают на метаморфические источники питания.

*Обломки пород.* Помимо кварца и полевого шпата, песчаники обычно содержат частицы тонкозернистых пород. Это могут быть вулканиты, главным образом базальтовые или фельзитовые, осадочные, особенно глинистые породы и метаморфические породы — обычно тонкозернистые метаморфиты типа глинистых сланцев, филлитов, слюдяных сланцев, но также метавулканиты и более редкие типы пород, например серпентиниты [103]. Механика образования песчаных частиц из тонкозернистых пород и описание их положения как в современных, так и в древних песках приведены в гл. 2.

Вероятно, обломки пород больше, чем другие типы зерен, несут в себе информации об областях размыва. Вулканические ассоциации обломков состоят из стекла, фрагментов кристаллов, корродированного и изъеденного кварца с оболочками и включениями из стекла, а также из обломков вулканических пород. Может вызвать существенные затруднения выявление различий между непосредственными продуктами эксплозий, переработанным материалом этого же происхождения и собственно эпикластическими продуктами дезинтеграции вулканических пород.

Осадочные отложения включают карбонатные пески, образованные при дезинтеграции более грубозернистых доломитов и мраморов. Подобный карбонатный детрит весьма характерен для песков альпийской молассы [32] и миоценового песчаника Оквилл прибрежной равнины Техаса [30]. Более обычны обильные обломки пелитового материала (особенно глинистых сланцев), который имеет тенденцию деформироваться и облекать более прочные зерна кварца, приобретая вид матрица, заполняющего поровое пространство, теряя при этом форму обломочных зерен [1]. Частицы кремня никогда не преобладают, но они присутствуют повсеместно в лититовых аренитах, особенно когда размываются карбонатные толщи в условиях гумидного климата при низком и умеренном рельефе. На территории США особенно обогащены обломками кремня потоки, размывающие кремнистые карбонаты района Озарк в Арканзасе и Миссури, а также многие пески мелового возраста в северной части Скалистых гор в США и Канаде [89].

Метаморфические образования представлены главным образом обломками кристаллических сланцев, но встречаются также метавулканические частицы типа зеленых сланцев и нередко серпентинитовые обломки, иногда в преобладающем количестве [103]. Крынин [54] выделял «сланцевые арениты», которые содержат от 35 до 40% обломков кристаллических сланцев.

Обломки пород наиболее информативны среди всех обломочных компонентов. Все исследования, направленные на определение пород питающих областей, должны включать тщательное исследование этих фрагментов.

*Тяжелые минералы.* Так называемые тяжелые минералы в песчаниках (акцессорные обломки минералов с высокой плотностью) давно использовались в качестве указателя источников обломочного материала [17, 69]. То, что определенные их разновидности характеризуют кон-

Таблица 8-2

**Ассоциация тяжелых минералов и исходные породы**
**([29], с изменениями)**

| Ассоциации | Источник |
|---|---|
| Апатит, биотит, брукит, роговая обманка, монацит, мусковит, рутил, титанит, турмалин (розовая разновидность), циркон | Кислые изверженные породы |
| Касситерит, дюмортьерит, флюорит, гранат, монацит, мусковит, топаз, турмалин (синяя разновидность), вольфрамит, ксенотим | Гранитные пегматиты |
| Авгит, хромит, диопсид, гиперстен, ильменит, магнетит, оливин, пикотит, плеонаст | Основные изверженные породы |
| Андалузит, хондродит, корунд, гранат, флогопит, ставролит, топаз, везувиан, волластонит, цоизит | Контактово-метаморфические породы |
| Андалузит, хлоритоид, эпидот, гранат, глаукофан, кианит, силлиманит, ставролит, титанит, цоизит-клиноцоизит | Динамотермальные метаморфические породы |
| Барит, железные руды, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанные зерна), циркон (окатанные зерна) | Переработанные осадки |

кретные типы исходных пород, достаточно хорошо известно. Петрографами-осадочниками выделены определенные минеральные ассоциации, указывающие на главный тип исходных пород [69, 53, 28, 8]. Эти ассоциации перечислены в табл. 8-2.

Некоторые минералы, например кварц, присутствуют не только в одной ассоциации. Следовательно, внимание исследователя должно быть направлено на существенно различные особенности этих минеральных видов с целью отличить один от другого различные по происхождению их типы. Особенно тщательно изучены такие минералы, как турмалин и циркон. Крынин [57] провел тщательное исследование разновидностей турмалина, полагая, что они характеризуют источники обломочного материала. Однако его решение проблемы было в значительной мере предварительным, тогда как работа по изучению цирконов [94, 79], проведенная позднее, была основана на исследованиях действительных особенностей морфологии циркона в исходных породах. Все эти усилия были направлены на установление таких обобщенных характеристик, которые позволяли бы различать несколько разновидностей минерала, где бы они ни встречались. Внутри единого магматического тела гранита размер и превалирующие характерные свойства цирконов почти неизменны или весьма близки между собой. В то же время отмечены существенные различия между разными изверженными породами: так, например, цирконы в ультращелочных породах характеризуются бипирамидальным габитусом, а в гранитах длиннопризматическими формами. Как впервые подчеркнул Макки [60], цирконы из очень древних пород, особенно докембрийских, обычно пурпурные (гиацинты). Томита [91] исследовал окрашенные цирконы и показал, что окраска образуется при продолжительном радиоактивном облучении. Источником таких цирконов могут быть докембрийские породы [10].

Другие исследователи ставили своей целью изучение акцессорных минералов из определенных типов подстилающих пород, которые были или могли быть источниками тяжелых минералов, найденных в перекрывающих осадках. В качестве примера можно привести классическое исследование гранитов Дартмура, проведенное Брамаллом [18], и изу-

чение гранитов и гнейсов докембрия в районе Верхнего озера, осуществленное Тайлером с коллегами [92]. Благодаря этим и подобным исследованиям появилась возможность установить источники некоторых тяжелых минералов в более молодых песчаниках. Характерным примером ранних исследований такого типа является работа Макки [61], посвященная цирконам, которые происходят из докембрийских льюисских гнейсов на севере Шотландии, но появляются в осадках различного возраста: от позднего докембрия до юры.

Вообще наши возможности изучения исходных пород в областях размыва в большой степени зависят от того, как сильно условия переноса и осадконакопления изменяют состав обломочной фракции. Степень воздействия обстановки осадконакопления на состав обломочных минералов, вероятно, невелика. Может происходить некоторая сегрегация в зависимости от величин гидравлического отношения и степени окатанности, но, как мы говорили раньше (гл. 2), не существует неопровержимых доказательств исчезновения минералов, уже попавших в обстановку отложения, за исключением, может быть, обломков карбонатных пород. Ни механическая абразия, ни химическое растворение не являются главными факторами в обстановках осадконакопления. В условиях отложения могут появиться новые компоненты химически осажденные (либо выполняющие поры, либо образующие обломочные зерна местного происхождения), но они не препятствуют анализу собственно обломочных фрагментов. Диагенез, возможно, играет более важную роль в избирательном исчезновении минералов, внося тем самым некоторую неопределенность в изучение источников обломочных компонентов. Влияние внутрислоевого растворения изучено детально. Этот вопрос освещен в гл. 10. Во всяком случае, для тяжелых минералов следует всегда считаться с возможностью постседиментационного внутрислоевого растворения.

Радиогеохронологические исследования калиевых полевых шпатов и цирконов из песков показывают определенную связь возраста обломочных минералов и пород, из которых они были извлечены [59]. Использование этого метода осложняется в случае смешения песков из нескольких источников, что приводит к усреднению цифр возраста разновозрастных исходных пород. Это затруднение можно было бы частично преодолеть путем раздельного определения возраста минералов, поступивших из разновозрастных пород. но в целом вопросы, связанные с излучением исходных пород, легче решаются другими методами.

**Минералогия и физическая география.** Несмотря на разнообразие мнений, можно констатировать, что суждения о рельефе и климате в области размыва могут быть сделаны лишь в самом общем виде, особенно для палеозойских и более древних пород. Такие суждения должны быть основаны на знании устойчивости разных тяжелых мине-

Таблица 8-3

**Устойчивость некоторых обломочных тяжелых минералов**

| | |
|---|---|
| Весьма устойчивые | Рутил, циркон, турмалин, анатаз |
| Устойчивые | Апатит, гранат (маложелезистый), ставролит, монацит, биотит, ильменит, магнетит |
| Умеренно устойчивые | Эпидот, кианит, гранат (высокожелезистый), силлиманит, сфен, цоизит |
| Неустойчивые | Роговая обманка, актинолит, авгит, диопсид, гиперстен, андалузит |
| Весьма неустойчивые | Оливин |

ралов. Относительная устойчивость некоторых наиболее распространенных минералов приведена в табл. 8-3. Надо помнить, что классификация, приведенная в этой таблице, является «статистической», т. е. она характеризует устойчивость минералов вообще в некоторых «средних» условиях. Устойчивость минерального вида в каждом отдельном случае является функцией состава изучаемого минерала, состава воздействующих растворов, pH этих растворов и других переменных параметров. Заключения о климате и топографии основываются главным образом на отношении химически неустойчивых к устойчивым минералам, но, как показано в других разделах, влияние климата и топографии на это отношение, возможно, является дополняющим, или комплементарным, а не определяющим по отношению к каждому из этих факторов в отдельности.

Состав пород в областях размыва может быть изучен гораздо точнее, если при выветривании не было удалено большинство нестабильных компонентов. При этом внимательное изучение тяжелых минералов дает особенно хорошие результаты, если учесть, что существует некоторая вероятность проникновения через «барьер выветривания» небольшого количества отдельных зерен даже самых неустойчивых минералов. Сейчас очевидна необходимость специализированных сравнительных исследований современных речных песков из таких бассейнов, которые отличались бы друг от друга рельефом, климатом и типами слагающих пород.

В целом мы можем считать, что тяжелые минералы дают наиболее ценную информацию относительно источников питания. Однако с увеличением возраста изучаемых пород значение ассоциаций тяжелых минералов снижается в силу уменьшения количества их и обеднения состава. Наиболее полезны они при исследовании третичных бассейнов мира. Петрологам, однако, не следует отчаиваться, поскольку как циркон, так и турмалин — эти вездесущие минералы песчаников любого возраста — могут всегда предоставить внимательному исследователю материал для суждения об исходных породах.

Следует добавить, что заключения относительно климата, основанные на минералогии песков и песчаников, определяют лишь климат области размыва, а не условия в районах отложения материала. Вполне очевидно, что, если эти два региона удалены друг от друга или существенно различаются по гипсометрическому положению, их климатические особенности могут оказаться совершенно различными. Мы часто подразумеваем одновременность образования песчаного материала и его отложение, однако для последнего процесса может иметь место значительное отставание во времени. Так, в Северной Америке пески, образованные в позднеледниковую эпоху, перерабатываются и отлагаются в настоящее время совсем не в ледниковых условиях.

**Другие данные, относящиеся к формированию исходного материала.** Как показано выше, при восстановлении особенностей областей размыва седиментолог опирается не только на изучение обломочных составляющих, он использует также и другие данные — те, которые могут быть получены при изучении стратиграфии и палеотечений.

Многие, если не большинство песчаников являются перемытыми, т. е. произошли из более древних отложений, которые в свою очередь, возможно, возникли за счет еще более древних песчаников. В силу этого исследование региональной стратиграфии существенно дополняется анализом источников песчаного материала, так как позволяет установить относительный возраст слоев. Только те пески, которые древнее изучаемых отложений, могут явиться потенциальными источниками обломочного материала. Наиболее важным является установление несо-

гласий, которые отмечают эпизоды размыва. Палеогеографическая карта позволяет определить те формации, которые были обнажены и подвергались эрозии. Следует подчеркнуть, что такие данные указывают только на *возможные* источники, и необходимо искать другие доказательства того, что они действительно влияли на образование изучаемых отложений. Стратиграфические данные могут также показать, что большие площади возможного размыва, например платформы, были покрыты карбонатными породами во время отложения исследуемого песка, что препятствовало извлечению материала из кристаллических пород данного региона.

Анализ палеопотоков следует считать наиболее важным методом решения проблем палеогеографии и источников обломочного материала. Такой анализ особенно полезен при изучении песчаников аллювиального происхождения. Вода сбегала вниз по склону в прошлом так же, как и сейчас, и направление вверх по течению для этих аллювиальных песков, как это видно на примере косой слоистости, прямо указывает на источники. А в тех случаях, когда в переслаивании участвуют конгломераты, удается даже оценить расстояние до предполагаемой области размыва [74].

Изучение палеопотоков может также показать, что геосинклиналь выполнена материалом, поступавшим как с соседней платформы, так и с самого складчатого пояса. Характер песков, формировавшихся из двух источников, может быть резко различным, как, например, в докембрийской геосинклинали Коронейшен (гл. 12). Резкие изменения в петрологии, сопровождаемые существенными различиями в направлении переноса, являются надежным указанием на различие в источниках обломочного материала. Расположение областей размыва может быть также выявлено исходя из общих представлений о петрографии пород в вероятных питающих провинциях. Это особенно справедливо по отношению к плейстоценовым и третичным пескам.

Целесообразно отметить, что глинистые отложения в целом дают сравнительно немного информации об источниках материала, что вызвано недостаточной определенностью той роли (если таковая вообще существует), которую играет область размыва в формировании конкретной ассоциации минералов данного глинистого сланца. Тем не менее некоторые авторы приходят к выводу о том, что глинистые минералы являются первично обломочными по своему происхождению и отражают состав бласти сноса. Например, Бискай [11] показал, что минералы современных глубоководных глин не были образованы на месте, а поступали с континентов и являются полезными указателями источников материала. Уивер [97] применил эту концепцию к палеогеографическому анализу слоев Честер (миссисипий) и Спрингер (пенсильваний) в Оклахоме и Арканзасе. Другие авторы полагают, что ассоциации глинистых минералов являются в большой мере диагенетическим продуктом и в силу этого не представляют ценности для познания питающих провинций. Более того, глинистые отложения в противоположность пескам не позволяют получить никаких данных по палеопотокам, которые особенно полезны при анализе источников обломочного материала.

**Анализ истории формирования песчаника.** Конечная цель работы петролога-осадочника — это разгадка «истории происхождения», или «родословной», исследуемого им песчаника. Из предыдущих разделов должно быть очевидно, что анализ истории поступления материала из различных источников представляет трудную задачу, так как может существовать множество источников материала и многократный перемыв. Бывает трудно различить промежуточный источник песка (предыдущий цикл перемыва) и конечный источник. Существует ряд под-

Фиг. 8-3. Обломочное ядро турмалина, окруженное новообразованной каймой обрастания, которая в свою очередь окатана. Песок Мак-Нэри мелового возраста, округ Генри, штат Теннеси, США [80].

ходов к изучению происхождения обломочного материала. Даже единственное песчаное зерно может пролить некоторый свет на этот вопрос. Например, в зерне турмалина (фиг. 8-3) можно обнаружить вторичное обрастание на окатанном обломочном ядре, и если такие новообразованные грани в свою очередь также окатаны, то можно предполагать: 1) образование кристалла турмалина в изверженной или метаморфической породе; 2) выветривание и обособление этого зерна, затем перенос и окатывание; 3) отложение в песке и 4) последующую аутигенную или метаморфическую (низких ступеней) регенерацию этого кристалла; 5) выветривание и обособление этого зерна турмалина с переносом и абразией новообразованных обрастаний и, наконец, 6) отложение в новом пласте песка. Используя критерии, предложенные Крыниным [57], можно определить природу исходной породы по характеру первичного турмалина.

Более полный анализ источников материала можно сделать на основании изучения представительного образца данной породы. Зададимся вопросом, что может дать, например, изучение единичного образца песка из Миссисипи относительно природы и особенностей пород в бассейне этой реки. Типичный песок из района дельты [84, образец № 1083-3/4] содержит 64% кварца, 19% обломков пород, 15% полевых шпатов. Кварц, так же как и полевой шпат, имеет полуугловатую форму. Полевой шпат представлен главным образом микроклином, в меньшей мере — олигоклазом и андезином, в небольшом количестве присутствуют ортоклаз и санидин. Обломки пород представлены в основном кремнем и тонкозернистым кварцитом, но присутствуют также несколько разновидностей вулканических пород, а также глинистые и кристаллические сланцы. Отмечается небольшое содержание обломочного кальцита и глауконита. Главные тяжелые минералы — ильменит, пироксены, амфиболы, в меньших количествах присутствуют гранат, циркон, титанит, рутил и монацит. Из этих данных можно сделать вывод, что в бассейне реки среди источников обломочного материала преобладающую роль играли гранит или гранодиорит, а в подчиненном количестве присутствовали эффузивные, метаморфические и осадочные породы. Ясно, что такой анализ недостаточен для объективной характеристики геологии бассейна Миссисипи, хотя он, несомненно, отражает ледниковое происхождение материала и показывает значительное содержание в нем кристаллических пород. В этом случае мы можем установить, какие типы пород размывались, и оценить их относительную роль в качестве источника материала для данного песка, но мы не

в состоянии определить их распространение по площади водосборного бассейна.

Использование большего числа образцов позволит уточнить полученные выводы, особенно если опробование проводить равномерно в пределах бассейна, а в случае древних песчаников — в пределах всей области аккумуляции. В этом случае оказывается возможным оконтурить или закартировать седиментационные петрологические провинции.

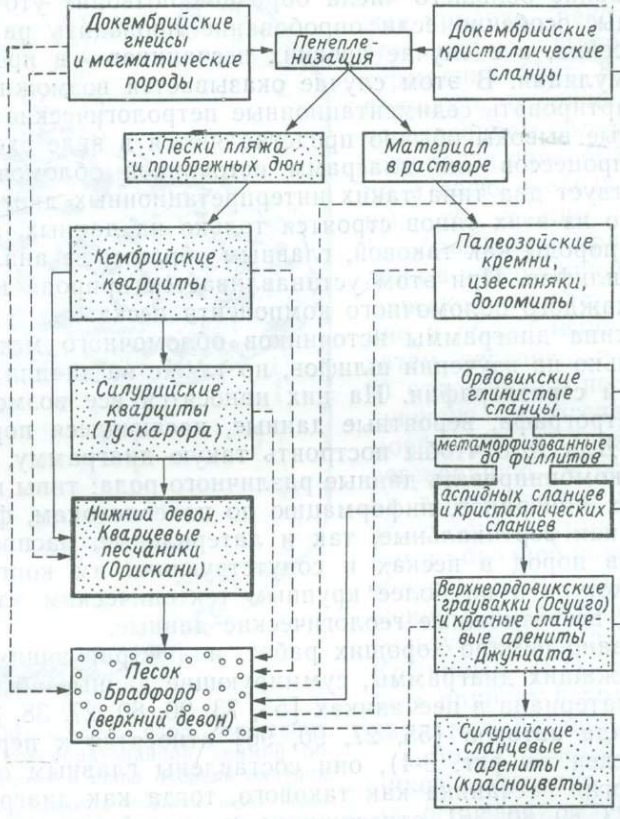
Получаемые выводы обычно представляются в виде схем последовательности процессов или диаграмм источников обломочного материала. Существует два типа таких интерпретационных диаграмм. Диаграммы одного из этих типов строятся только на данных, полученных при изучении породы как таковой, главным образом из анализа петрографических шлифов. При этом устанавливается природа или тип источника для каждого обломочного компонента песка.

Второго типа диаграммы источников обломочного материала основаны не только на изучении шлифов, но также на знании региональной геологии и стратиграфии. На них наносятся все возможные или, по мнению петрографа, вероятные данные, касающиеся пород питающей области. Для того чтобы построить такую диаграмму, исследователь должен скомбинировать данные различного рода: типы и распределение тяжелых минералов, информацию по палеопотокам, фациальные соотношения, как вертикальные, так и латеральные, распределение и типы обломков пород в песках и сопутствующих им конгломератах, данные по текстуре и по более крупным тектоническим элементам — короче говоря, всевозможные геологические данные.

Опубликовано немало хороших работ, иллюстрирующих это положение и содержащих диаграммы, суммирующие данные об источниках обломочного материала в песчаниках [55, 73, 90, 80, 27, 38, 36, 89, 96]. Диаграммы ряда авторов [55, 27, 90, 96] относятся к первому типу (пример приведен на фиг. 8-4), они составлены главным образом на основе петрологии песчаника как такового, тогда как диаграммы других авторов [73, 89, 80, 36], относящиеся ко второй категории (пример приведен на фиг. 8-5), составлены с привлечением данных региональной геологии, тектоники и стратиграфии для более полного раскрытия истории формирования обломочного материала.

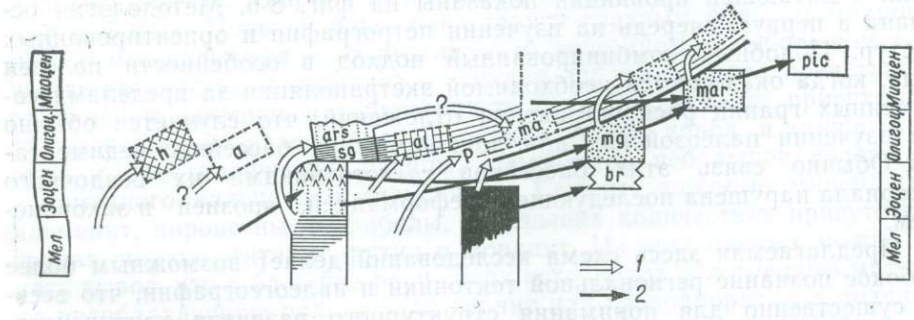
**Общая оценка изложенных данных и выводы.** Главные элементы методологии исследования источников обломочного материала и обстановки в питающей провинции показаны на фиг. 8-6. Методология основана в первую очередь на изучении петрографии и ориентированных текстур. Подобный комбинированный подход в особенности полезен тогда, когда оказывается необходимой экстраполяция за пределами современных границ распространения отложений, что случается обычно при изучении палеозойских или докембрийских бассейнов седиментации. Обычно связь этих бассейнов с источниками их осадочного материала нарушена последующей деформацией, эрозией и захоронением.

Предлагаемая здесь схема исследований делает возможным более глубокое познание региональной тектоники и палеогеографии, что весьма существенно для понимания структурного развития континентов. С точки зрения теории развития континентов крайне важно, например, знать, из двух ли источников сразу поступал материал пенсильванских осадков бассейна Иллинойс — из внутренних частей континента и из ограничивающих его мобильных поясов. Изучение осадков в геологических разрезах позволит, возможно, оценить значение внутренней части континента как главного источика обломочного материала на протяжении всей геологической истории континента.



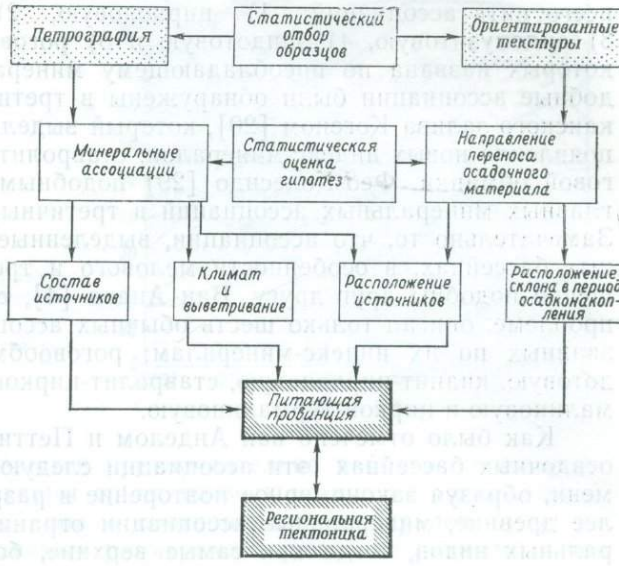

Фиг. 8-4. Схема последовательности процессов, показывающая вероятное развитие седиментации в палеозое в центральной и западной частях Пенсильвании.

Сплошные линии обозначают главные пути седиментации, пунктирные — подчиненные. Главные области размыва обозначены крапом ([55], с изменениями).




Фиг. 8-5. Вероятные генетические взаимоотношения исходного материала флиша в северных Апеннинах.

*p, ma, mg, mar, a* (частично) — турбидитные песчаники; *sg* — аргиллитовый флиш; *h, al* — существенно известковый флиш; *br* — брекчия; *pic* — флиш Пицани. *1* — накопление в результате тектонических движений; *2* — накопление за счет переотложения [36].




Фиг. 8-6. Методология изучения источников обломочного материала на основе непосредственных структурных и петрографических наблюдений ([81], с изменениями).

Геохимия и определение абсолютного возраста также предоставляют возможности для более детального изучения минеральных ассоциаций и для более точного знания возраста исходного кристаллического материала. Ледент и др. [59] исследовали Sr-Rb-методом полевые шпаты и Pb-U-методом цирконы, а Херли и др. [42] применили K-Ar-метод для иллитовых глин. Из-за высокой стоимости изотопных определений и использования в анализе целых образцов, а не единичных зерен такие геохимические исследования источников обломочного материала пока немногочисленны. Однако, если бы существовал аналитический метод, дающий результаты по единичным зернам и быстрый, польза была бы весьма реальной, поскольку в сущности можно было бы маркировать или классифицировать зерна по их возрасту, что в настоящее время может быть сделано лишь в исключительных случаях.

В широком смысле проблема источников вещества и обстановки в питающей провинции может быть рассмотрена как проблема инвентаризации различных типов зерен, поступивших из разнообразных исходных пород. Сложность ее усугубляется тем, что *одинаковые типы зерен поступают из различных исходных пород,* так что, например, сейчас мы обычно не в состоянии отличить кварцевые зерна, поступившие из гранита, от кварца из гнейсовых пород. Более объективное понимание будет возможно только тогда, когда мы сможем лучше различать происхождение отдельных зерен и точнее оценивать количество циклов эрозии в геологической истории этих обломочных зерен.

## АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

**Определения и понятия.** Горные породы, являющиеся источником материала для осадков, бесконечно разнообразны по своему минеральному составу, а количество типов пород, оказывающихся источником материала для каждого данного песка, неограниченно велико; в силу этого количество возможных минеральных ассоциаций оказывается также бесконечно большим. Действительно, двадцать минеральных видов могли бы, например, образовать 4845 сочетаний по четыре. Однако в действительности выявлено, что количество минеральных ассоциаций весьма невелико. Дуглас [26], например, выявил в Восточной Яве

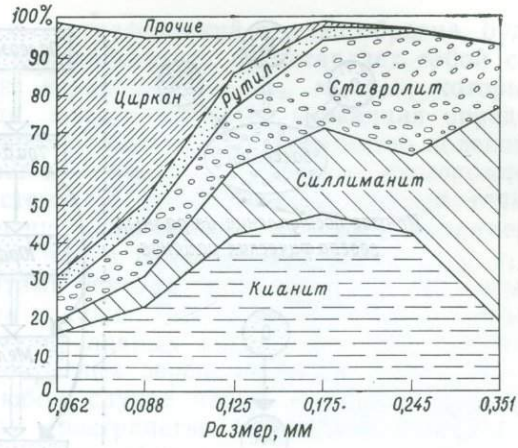
всего пять ассоциаций: 1) цирконовую, 2) циркон-ставролитовую, 3) андалузитовую, 4) эпидотовую и 5) роговообманковую, каждая из которых названа по преобладающему минеральному компоненту. Подобные ассоциации были обнаружены в третичных отложениях Мексиканского залива Когеном [20], который выделил четыре зоны на основе появления новых индекс-минералов: ставролита, кианита, эпидота и роговой обманки. Фео-Кодесидо [29] подобным образом выделил шесть главных минеральных ассоциаций в третичных отложениях Венесуэлы. Замечательно то, что ассоциации, выделенные в этих и других осадочных бассейнах, в особенности мелового и третичного возраста, совершенно подобны друг другу. Ван Андел [4], суммируя данные по этой проблеме, описал только шесть обычных ассоциаций, выделенных и названных по их индекс-минералам: роговообманково-эпидотовую, эпидотовую, кианит-цирконовую, ставролит-цирконовую, гранат-циркон-турмалиновую и циркон-турмалиновую.

Как было отмечено ван Анделом и Петтиджоном [77], во многих осадочных бассейнах эти ассоциации следуют одна за другой во времени, образуя закономерное повторение в разрезе. Вообще нижние, более древние, минеральные ассоциации ограничены в количестве минеральных видов, тогда как самые верхние, более молодые, отложения содержат больше видов и включают много нестабильных минералов. Такая последовательность минеральных ассоциаций в особенности характерна для третичных бассейнов всего мира. Это можно считать либо следствием внутрислоевого растворения [77], либо результатом углубления эрозии и вовлечения в размыв все новых источников поступления обломочного материала [4].

В 1933 г. Эделман (см. [26]) определил *осадочную петрологическую провинцию* как «комплекс осадков, которые по своему географическому распространению, возрасту и происхождению образуют естественное единое целое». Это определение обычно приписывают Батурину [9] как результат его исследований на Кавказе. В общей форме провинция определяется границами географического распространения специфической *минеральной ассоциации,* обычно (но не всегда) ассоциации тяжелых минералов. Это не совсем правильно. Могут существовать субассоциации внутри границ отдельной провинции. Так, внутри третичного моласcового бассейна к северу от Альп существуют, например, субпровинции, связанные с конусами выноса с соседних хребтов [32]. Хотя весь материал здесь альпийского происхождения, каждый конус имеет свою собственную субассоциацию, определяемую локальным распределением пород-источников, из которых эта субассоциация и была извлечена. Внутри бассейна эти ассоциации поглощаются, теряют свою индивидуальность и входят в смешанные ассоциации.

Для выявления границ осадочных петрологических провинций необходимо *систематическое картирование* минеральных ассоциаций. Оно может уточнить положение областей сноса, которые располагались за пределами современных границ бассейнов, и определить системы палеопотоков, а тем самым и древние склоны, что особенно важно в тех случаях, когда ориентированные текстуры отсутствуют или трудно наблюдаемы, как, например, в керне скважин или в подземных горных выработках.

Лучше всего выделять провинции, комбинируя данные о легких и тяжелых минералах, хотя можно выделять провинции лишь по какой-то единственной характерной особенности, например окатанности турмалина. В таких случаях может быть необходимым определить взаимоотношение между размером зерна и минеральным составом. В силу гидравлических факторов и разницы в исходных размерах некоторые ми-



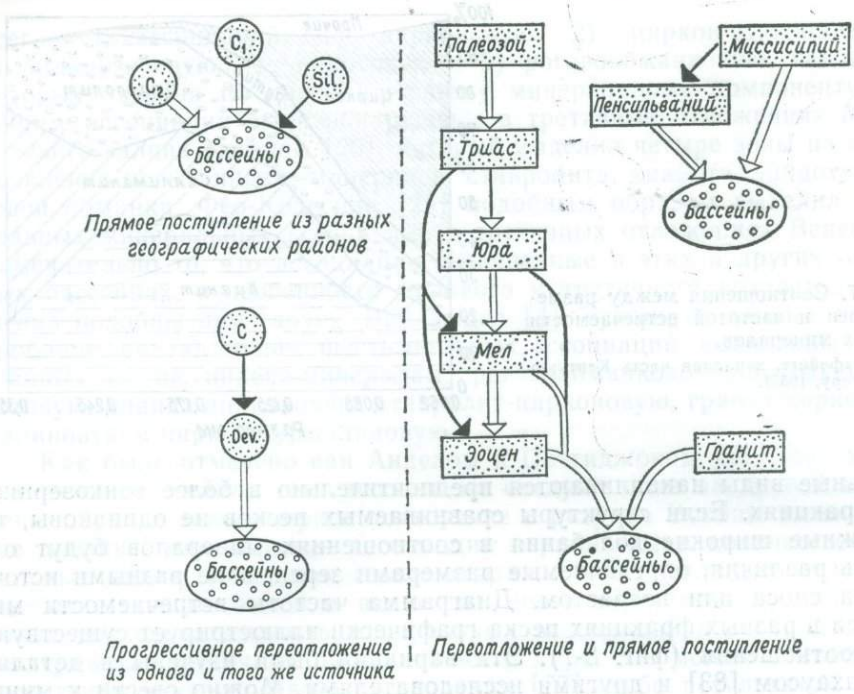

Фиг. 8-7. Соотношения между размером зерен и частотой встречаемости тяжелых минералов.
Песок Лафейетт, западная часть Кентукки (по Поттеру, 1955).

неральные виды накапливаются предпочтительно в более тонкозернистых фракциях. Если структуры сравниваемых песков не одинаковы, то возможные широкие колебания в соотношениях минералов будут отражать различия, определяемые размерами зерен, а не разными источниками сноса или возрастом. Диаграмма частоты встречаемости минералов в разных фракциях песка графически иллюстрирует существующие соотношения (фиг. 8-7). Эти вариации были изучены в деталях Риттенхаусом [83] и другими исследователями. Можно свести к минимуму влияние зернистости, так же как, вероятно, и межслоевого растворения, или использовать разные данные для одного минерала, например кварца или турмалина. Однако обычно вариации, связанные с размером зерен, не скрывают тех различий в ассоциациях тяжелых минералов, которые определяются разницей в породах областей сноса. Исходя из результатов детального изучения тяжелых минералов Рейна, ван Андел [3] сделал вывод о том, что изучение одной песчаной фракции в целом дает лучшие результаты, чем исследование отдельных градаций размерности, особенно если исследуется много образцов.

Другие осложнения возникают при опробовании геологических подразделений, которые не везде имеют одинаковый возраст. Например, современные континентальные шельфы могут быть покрыты современными песками и реликтовыми песками плейстоценового возраста, связанными с ранним, более низким уровнем моря. Однако практика работ показала, что расположение областей питания и палеопотоков остается длительное время постоянным, и в древних осадках коротких стратиграфических интервалов никаких значительных изменений в минеральных ассоциациях, по-видимому, не может быть обнаружено.

Таким образом, удается показать, что минеральные ассоциации разделены географически и определяют выделение петрологических провинций. В то же время вблизи от границы между двумя провинциями может происходить смешение ассоциаций. При значительных площадях такая смешанная ассоциация будет определять самостоятельную провинцию или субпровинцию.

Выше было отмечено, что существует также последовательная смена провинций во времени. Изменения в характере ассоциаций связаны с углублением уровня эрозии и вовлечением в размыв новых исходных пород или с изменениями режима водосбора в области размыва. Зависимость этого процесса от времени является определяющей для петрологической корреляции осадочных отложений. В то же время нужна большая осторожность при заключении о том, что зоны, выделенные по тяжелым минералам, действительно были обусловлены составом пород




Фиг. 8-8. Некоторые обычные пути минеральной эволюции.

в области сноса, а не вариациями в стабильности минералов или внутрислоевым растворением.

**Картирование минеральных ассоциаций.** Систематическое петрографическое картирование дает максимальную информацию относительно источников обломочного материала, поскольку: 1) закартированные петрографические провинции обычно связаны с палеопотоками, схемой распределения фаций и другими главными чертами геологии бассейна и 2) для двух или более провинций, используя *сравнительные* данные, можно получить более ценное решение, чем на основе *абсолютных* оценок. Несмотря на разнообразие возможных картографических построений, в практике существует относительно немного главных повторяющихся вариантов (фиг. 8-8). Независимо от геологической модели карт петрографические провинции легче всего выделить, если области размыва расположены близко друг от друга, а по составу отчетливо различны. Напротив, контрасты в особенностях провинций будут сглажены, если области размыва удалены, а по своему составу подобны друг другу. Именно в этом случае оказывается необходимым тщательное изучение множества образцов, возможно с использованием изменчивых типов минералов, изучение палеопотоков и стратиграфии. Статистический анализ данных при этом будет приобретать все большее значение.

Крамбейн и Грейбилл [52] излагают основные понятия математической статистики, необходимые для полного понимания некоторых статистических методов, таких, как дискриминантный и дисперсионный анализы, которые обычно используют при изучении минеральных ассоциаций. Более простое изложение этих данных можно найти в других источниках [62, 21, 37, 66][1].

[1] Авторы рекомендуют также «Bibliography of statistical Application in geology», American Geological Institute, 1968.

С точки зрения статистики петрографический анализ образца, будь он аркозом или органогенным калькаренитом, представляет собой серии значений петрографических переменных $x_1$, $x_2$, $x_3$, $x_4$..., которые были подсчитаны. Почти всегда петрографическая провинция определяется двумя или более переменными, такими, как количество полевого шпата и окатанность турмалина, т. е. является примером *многокомпонентной,* или *многомерной,* системы. В такой системе каждой точке опробования соответствует значение случайного вектора. Например, [0,20, 0,29, 0,31, 0,11, 0,06, 0,03] или в более общей форме $[x_{11}, x_{12}, x_{13}, x_{14}, x_{15}, x_{16}]$, где компонентами вектора являются доли различных минералов, а сумма долей равна единице. Вектор может также определяться комбинацией переменных различных видов, например медианным размером, содержаниями округлых зерен, полевого шпата, поликристаллического кварца. В любом случае набор компонент вектора определяет точку в многомерном пространстве. Совокупность всех выборочных векторов образца составляет *набор,* или *матрицу, данных:*

$$\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \cdots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} & \cdots & x_{2m} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ x_{n1} & x_{n2} & x_{n3} & \cdots & x_{nm} \end{bmatrix},$$

где $n$ — число образцов, каждому из которых соответствует $m$ переменных. Эта матрица данных представляет собой таблицу результатов анализов и является отправным пунктом для всего последующего исследования.

Обычно опробование считается наилучшим, если оно систематически покрывает весь бассейн или обнаженные выходы пород и дает возможность максимально точно разграничить петрографические провинции. Очень полезными могут оказаться при опробовании данные о палеопотоках и общей стратиграфии. Обычно лучше всего произвести сначала предварительное петрографическое изучение образцов, а затем, если нужно, сгустить сеть опробования у границ петрографических провинций, где проявляется наибольшее смешивание.

Сейчас стал доступен ряд статистических методов, применяемых при картировании (табл. 8-4). Их общая цель состоит в том, чтобы получить из данных, по которым строится карта, больше информации, чем может быть получено при прямом ее осмотре. Большинство этих методов являются многомерными, и для их использования требуются вычислительные машины. К счастью, программы для ЭВМ сейчас легкодоступны [65].

Наиболее легкий путь упрощения карты минеральных ассоциаций состоит в построении линейной комбинации некоторых изученных переменных величин, что приводит к новой, единой переменной. Циркон-турмалин-рутиловый (ZTR) показатель Хьюберта [40] представляет собой пример такого подхода.

Другой одномерный метод состоит в построении поверхности тренда — его первоначально популяризовал Крамбейн [50] и позднее модифицировали и расширили многие другие. В статьях [51, 67, 68] рассмотрены детали вычислений и различные методы. Простые графические методы, использующие распределение средних величин по площади, также можно использовать для построения карт поверхностей тренда [74]. Аллен и Крамбейн [2] и Кадиган [19] предложили специфический способ применения данных об источниках обломочного материала. Кроме того, выявление поверхностей тренда широко исполь-

Таблица 8-4

**Основные статистические методы, используемые при картировании**

| |
|---|
| **Одномерные** |
| *Линейная комбинация* |
| Комбинируют две переменные или более в виде одной, такой, как ZTR-показатель, который представляет собой сумму содержаний циркона, турмалина и рутила и, следовательно, является мерой зрелости комплекса тяжелых минералов. Можно использовать много других комбинаций сумм и(или) отношений переменных. Обычно применение ЭВМ не требуется |
| *Построение поверхности тренда* |
| Выявляет в нанесенных на карту данных основные систематические тенденции. Последовательно подбирает математические поверхности, описывающие площадную изменчивость одной переменной, и вычисляет остаток — разницу между вычисленными и наблюдаемыми значениями в каждой точке. Существуют две главные модели: полиномиальная (линейная, квадратическая, кубическая и более высоких порядков) и ряды Фурье. Известно много программ для ЭВМ |
| **Многомерные** |
| *Обобщенное расстояние* |
| Показывает отклонение выбранного образца от всех остальных. Используют две переменные или более и рассчитывают расстояние между парами векторов. Мерой сравнения является функция сходства, которая определяет угол между парами векторов |
| *Энтропия* |
| Определяют степень смешения компонентов пробы. Энтропия максимальна, когда смешение максимально, при этом конечные члены независимо от их состава имеют минимальную энтропию. Образцы с одинаковыми соотношениями различных компонентов имеют близкую энтропию |
| *Анализ групп* |
| Образцы объединяются в группы по иерархическим уровням. Может быть использовано много различных мер сходства (подобия). Группировку показывают в виде дендрограммы |
| *Q-метод факторного анализа, или векторный анализ* |
| Представляет собой метод свертывания данных на основе сопоставления с простейшими по составу конечными членами в совокупности образцов и последующего представления оставшихся проб через эти конечные члены. Сейчас большинство ЭВМ при использовании этого метода работает только со 100 образцами или менее |

зуется при анализе фациальных карт. Так как это одномерный метод, его нужно применять отдельно для каждой изучаемой величины.

Составление карт расстояний или сходства, вероятно, является наиболее простым из всех многомерных методов, используемых при картировании, и часто они наиболее информативны, особенно если рассматриваемый пример выбран корректно. Статьи Крамбейна [49] и Имбри [44] описывают их использование. Функции энтропии [75] также весьма полезны, особенно для того, чтобы обеспечить лучшее разграничение смеси минеральных ассоциаций вблизи от их границ.

Анализ групп (кластер-анализ) [71, 100] подобен факторному анализу в том отношении, что позволяет существенно свернуть информацию, но он проще для понимания и расчета. Этот метод позволяет сгруппировать серии образцов по иерархическим уровням и изобразить это графически, другими словами, подойти к выявлению сначала небольших, а затем все более и более важных связей. Если образцы имеют географическую общность или составляют общность по составу, контуры распределения такой зависимости немедленно станут очевидными. Программа, реализующая анализ групп на ЭВМ для неколиче-

ственных признаков, таких, как присутствие или отсутствие минерала, была составлена Бонем-Картером [16].

Q-метод факторного анализа был введен в геологию Имбри и ван Анделом [43], которые применили его для изучения ассоциаций тяжелых минералов, хотя исследователи карбонатов и раньше использовали этот метод очень широко. Сейчас существует ряд вариантов факторного анализа и разработаны соответствующие программы для ЭВМ [65, 72].

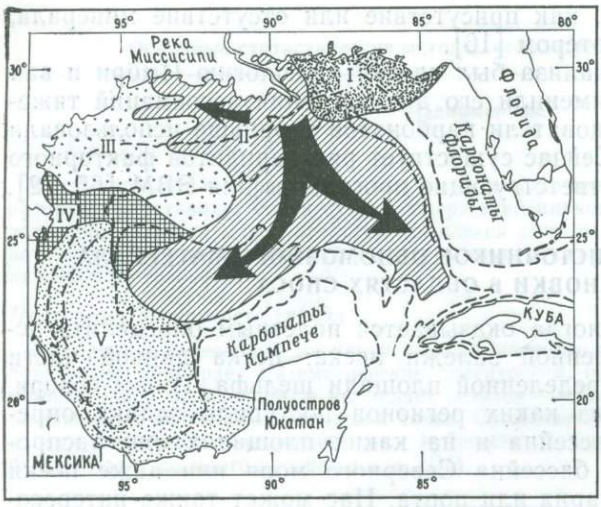
## ПРИМЕРЫ ИЗУЧЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ОБСТАНОВКИ В ОБЛАСТЯХ СНОСА

**Современные пески.** Иногда оказывается полезным определить источник материала определенной залежи песка: песка данной части пляжа, песка дюны или определенной площади шельфа. Иначе говоря, часто нужно установить, из каких регионов поступили осадки определенного современного бассейна и на каких площадях они распространены, например пески бассейна Северного моря или даже пески в пределах отдельного эстуария или порта. Нас может также интересовать, из какой части водосборного бассейна поступил определенный минерал, например золото в аллювий, или из какой части бассейна он извлечен, если накопление осадков приводит к образованию промежуточного коллектора. Подобным образом минералогия ледниковых песков может стать ключом к познанию состава коренных пород, которые в настоящее время скрыты вследствие перемещений или перекрыты болотами и озерами. Современные исследования, направленные на решение подобных задач, обычно опираются на изучение ассоциаций тяжелых акцессорных минералов в песке и на общие представления о петрологии потенциальных или возможных областей размыва. Описание нескольких примеров приведено ниже.

*Северное побережье Мексиканского залива*[1]. На основании изучения образцов из береговых и прибрежных отложений в северной части Мексиканского залива выделяются четыре петрологические провинции, с востока на запад: восточная провинция Мексиканского залива, провинция реки Миссисипи, западная провинция Мексиканского залива и провинция реки Рио-Гранде. Каждая из них характерзуется ассоциацией тяжелых минералов. Восточная провинция отличается высоким содержанием ставролита и кианита. Провинцию реки Миссисипи можно назвать амфибол-эпидот-пироксеновой, в особенности это касается современного речного стока. Западная провинция подобна предыдущей и, вероятно, образована главным образом материалом стока Миссисипи в предшествующие эпохи. Провинция реки Рио-Гранде характеризуется базальтоидной роговообманково-пироксеновой ассоциацией. Распространение этих минеральных ассоциаций наилучшим образом объясняется медленным перемещением к западу потока материала, приносимого в залив рекой Миссисипи, причем именно к западу, а не к востоку. В западной части залива эта ассоциация изменяется, так как ее разбавляет материал, выносимый на побережье более мелкими реками Техаса (Бразос, Тринити, Колорадо). Река Рио-Гранде приносит большой объем песка и, таким образом, определяет провинцию, отличающуюся своими собственными особенностями.

Изучению источников песков Мексиканского залива посвящены также более поздние исследования [5, 25], обобщенные результаты которых представлены на фиг. 8-9.

[1] *Goldstein A., Jr.*, Sedimentary petrologic provinces of the northern Gulf of Mexico. Journ. Sed. Petrology, 12, 77—84, 1942.




Фиг. 8-9. Главные провинции минералов тяжелой фракции, обусловленные площадным распределением осадков реки Миссисипи и главными направлениями рассеяния в Мексиканском заливе.

Провинции: I — восточная, II — реки Миссисипи, III — центрального Техаса, IV — реки Рио-Гранде, V — Мексиканская. Карта составлена Девисом и Муром [25].

*Калифорнийский залив*[1]. Ван Андел установил провинции минералов тяжелой фракции в Калифорнийском заливе. В северной части преобладает амфибол-эпидот-пироксеновая ассоциация реки Колорадо. Кроме того, вблизи пограничных зон существуют пески, обусловленные боковым поступлением материала из местных источников. Центральная и южная части залива характеризуются особенностями, обусловленными привносом из местных источников сноса (с запада и с востока) и отсутствием заметного переноса с севера на юг.

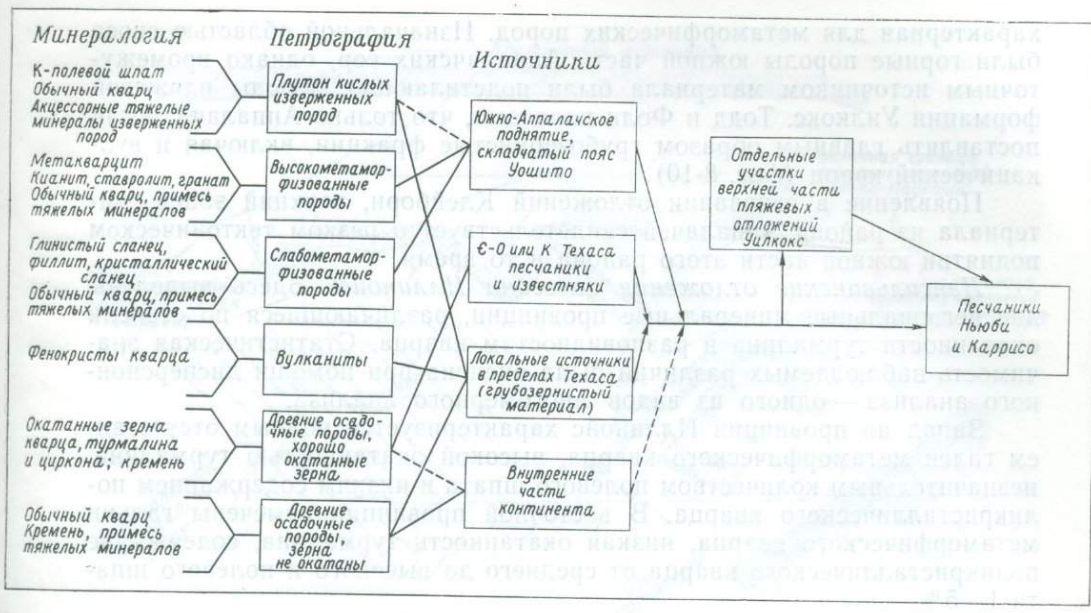
*Северное море*[2]. Этой работе предпослан обзор философии и методов эдельмановской школы осадочной петрологии. Кратко рассмотрены определения осадочной петрологической провинции, критерии оконтуривания таких провинций, типы минеральных ассоциаций, а также причины их формирования.

Опираясь на обзор всех предшествующих работ по петрологии дна и побережий Северного моря, Баак использовал данные более чем о 1000 образцов, в которых было определено больше 30 разновидностей минералов и обломков пород. Выделено пять провинций, или типов, минеральных ассоциаций: группа H отличается гранат-эпидот-соссюрит-роговообманковой ассоциацией, группа A — главным образом гранат-эпидот-роговообманковой, группа E — гранат-авгитовой ассоциацией, группа Норт-Хиндер подобна современному песку Рейна и отличается авгит-роговообманково-соссюритовой ассоциацией и, наконец, песок донного типа третичного возраста характеризуется циркон-гранат-рутиловой ассоциацией. В работе описаны и закартированы распределение ассоциаций и смешанные типы ассоциаций, развитые вдоль границ распространения главных ассоциаций. Специально рассмотрены прибрежные зоны Голландии и Франции.

Описаны геологическая история бассейна Северного моря и вероятные источники различных терригенных минеральных ассоциаций. В основном дно Северного моря представляет собой затопленную сушу, где седиментация не была интенсивной, в силу чего донные осадки не связаны с последними событиями в геологической истории этого региона. Группа A образована главным образом ледниками Скандинавии,

[1] *Van Andell Tj. H.*, Recent marine sediments of Gulf of California, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem., 3, 216—310, 1964.

[2] По Бааку [6].




Фиг. 8-10. Диаграмма происхождения эоценовых песчаников Каррисо и Ньюби, Техас ([90], с изменениями).

группа Е — также ледниками, но из Англии и Шотландии, третичная группа развита локально и образована при размыве подводных обнажений третичных пород. Группа Н обусловлена смешением материала: с одной стороны, песка рейнского типа, а с другой — подчиненного количества флювиогляциального материала, когда в период рисского оледенения Северное море было закрыто и сток происходил через Ла-Манш. Группа Норт-Хиндер представляет собой песок, отложенный Рейном в течение стадии «нижней террасы».

**Древние песчаники.** Изучение источников обломочного материала в древних песчаниках является обычной составной частью анализа проблемы образования песчаников. Сюда относятся как отдельные предположения, так и достаточно трудоемкие построения, направленные на раскрытие исходных пород и областей питания. Ниже приведены представительные примеры исследований происхождения терригенного материала песчаников.

*Эоцен прибрежной равнины Техаса*[1]. Эоценовые песчаники Техаса, относящиеся к формациям Каррисо и Ньюби, представляют собой кварцевые субграувакки с 5—10% полевого шпата и 5—25% обломков пород, главным образом кремня, филлита, глинистого сланца и метакварцита. Кварц частично повторно переработан (очень хорошо окатанный), частично вулканический (фенокристы), большей частью встречается в виде полуугловатых монокристаллов. Минералы тяжелой фракции представлены несколькими разновидностями циркона и турмалина, а также ставролитом, кианитом, рутилом и гранатом.

Авторы установили пять классов исходных пород: кислые плутонические породы, глубоко- и слабометаморфизованные породы, вулканические породы и более древние осадки. Наиболее важную роль играют кислые плутонические породы и метаморфиты, из которых поступили почти все легкие минералы, а также ассоциация тяжелых минералов,

[1] По Тодду и Фолку [90].

характерная для метаморфических пород. Изначальной областью сноса были горные породы южной части Аппалачских гор, однако промежуточным источником материала были подстилающие породы пляжевой формации Уилкокс. Тодд и Фолк полагают, что только Аппалачи могли поставлять главным образом грубозернистые фракции, включая и вулканический кварц (фиг. 8-10).

Появление в основании отложений Клейборн, верхний эоцен, материала из района Аппалачей свидетельствует о резком тектоническом поднятии южной части этого района в то время.

*Пенсильванские отложения бассейна Иллинойс*[1]. Здесь выделены две региональные минеральные провинции, различающиеся по степени окатанности турмалина и разновидностям кварца. Статистическая значимость наблюдаемых различий была оценена при помощи дисперсионного анализа — одного из видов многомерного анализа.

Западная провинция Иллинойс характеризуется полным отсутствием галек метаморфического кварца, высокой окатанностью турмалина, незначительным количеством полевого шпата и низким содержанием поликристаллического кварца. В восточной провинции отмечены гальки метаморфического кварца, низкая окатанность турмалина, содержание поликристаллического кварца от среднего до высокого и полевого шпата 1—5%.

Ортокварцитовая[2] природа этих песчаников, отсутствие или относительно малое количество полевого шпата, обедненная ассоциация тяжелых минералов — все это указывает на образование их в обеих провинциях за счет ранее существовавших осадочных пород, являвшихся источниками материала. Ориентировка косой слоистости указывает, что источником осадков западной провинции были более древние осадки палеозоя, обнажавшиеся в пределах Трансконтинентального свода в пенсильванское время. Осадочный материал восточной провинции, по-видимому, поступал с восточной части щита и в особенности из района Аппалачей.

Это исследование показывает ценность использования данных по палеопотокам в совокупности с данными петрологии. Становится также ясным, как много может быть сделано в области петрологии достаточно древних пород, для которых характерны относительно обедненные по составу ассоциации минералов.

Эти отложения и их роль в геологической истории бассейна Иллинойс рассмотрены в гл. 12.

*Моласса к северу от Альп*[3]. Известная работа Фюхтбауэра основана на минералогическом анализе более 1500 образцов, отобранных на полосе 450 км длиной, лежащей севернее Альп. Молассовые отложения обнажены вдоль наклонной южной окраины этого бассейна. Они представлены грубыми конгломератами конусов выноса, которые, погружаясь, переходят в тонкозернистые, горизонтально залегающие отложения внутренних частей бассейна.

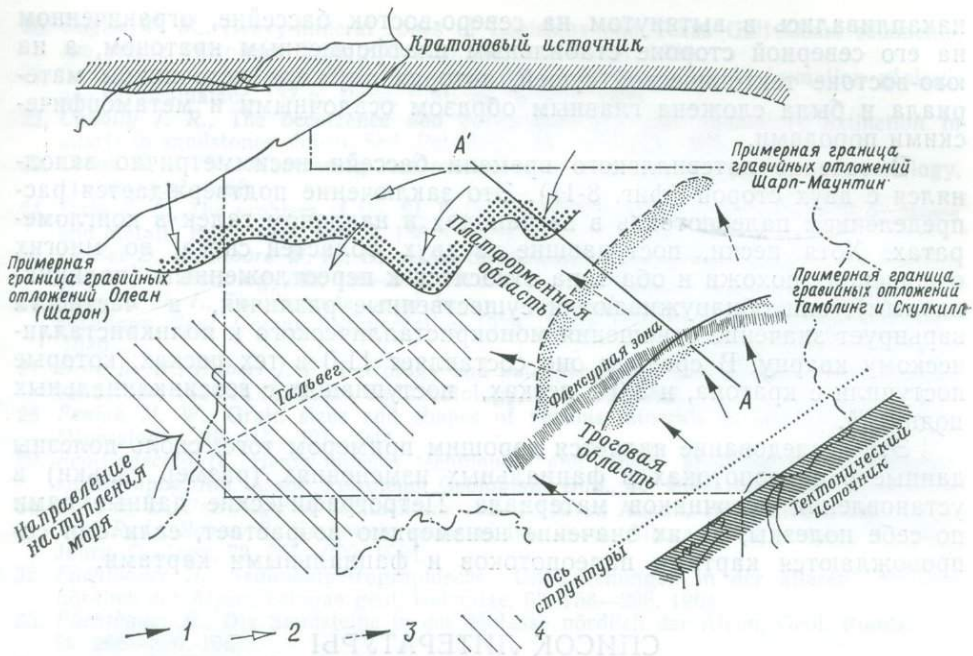
Эти песчаники содержат много полевых шпатов и обломков пород, особенно доломитов, и характеризуются непостоянным набором минералов тяжелой фракции, образующих отдельные субассоциации, которые соответствуют каждому отдельному конусу выноса и отражают его местный источник в Альпах.

---

[1] *Siever R., Potter P. E.,* Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin, Part II, Journ. Geology, **64**, 317—335, 1956.

[2] Под ортокварцитами авторы вслед за Петтиджоном [77] и другими исследователями понимают мономинеральные кварцевые песчаники. — *Прим. перев.*

[3] По Фюхтбауэру [32].




Фиг. 8-11. Региональная схема осадконакопления и палеогеографии формации Потсвилл [64].

Нижняя и средняя части формации Потсвилл (1—2); 1 — распространение материала из тектонически активной области; 2 — распространение материала из области кратона; 3 — верхняя часть формации Потсвилл, распространение материала из тектонически активной области; 4 — приблизительная граница максимального наступления моря [64].

Эти ассоциации тяжелых минералов устанавливаются и по направлению в глубь бассейна, а их картирование позволяет определить пути переноса осадочного материала. Близ окраин бассейна перенос оказывается латеральным, а внутри его превалирует продольная ориентировка направления переноса материала. Небольшое количество материала поступало также с северной стороны этого бассейна, откуда приносился чужеродный комплекс тяжелых минералов, состоящий главным образом из турмалина, циркона и рутила, тогда как преобладающая ассоциация, поступавшая с Альп, представлена главным образом гранатом, ставролитом, апатитом и цирконом со значительной примесью эпидотового компонента на юго-востоке. Минеральный состав песков также менялся во времени: более древние пески образовались за счет осадков флиша, включающих известняки и доломиты, тогда как более молодые содержат значительную долю материала, образованного из кристаллических пород Альп.

Исследование, проведенное Фюхтбауэром, показывает, как петрография песков в совокупности с данными стратиграфии позволяет понять особенности процесса заполнения бассейна и реконструировать палеогеографию региона. Это прекрасный пример одновременного использования данных по поверхности и по глубоким горизонтам, который показывает, как много можно сделать, даже если отсутствуют сведения о палеопотоках.

*Отложения Потсвилл в центральных Аппалачах*[1]. Отложения раннего и среднего пенсильвания в северной части центральных Аппалачей

[1] По Меккелю [64].

накапливались в вытянутом на северо-восток бассейне, ограниченном на его северной стороне стабильным платформенным кратоном, а на юго-востоке тектонической сушей, которая служила источником материала и была сложена главным образом осадочными и метаморфическими породами.

В течение потсвиллского времени бассейн несимметрично заполнялся с двух сторон (фиг. 8-11). Это заключение подтверждается распределением палеопотоков в песчаниках и наклоном галек в конгломератах. Хотя пески, поступавшие из двух областей сноса, во многих отношениях похожи и оба типа относятся к переотложенным (полицикличным), они обнаруживают и существенные различия, в частности варьирует значение отношения монокристаллического к поликристаллическому кварцу. В среднем оно составляет 11,0 в тех песках, которые поступили с кратона, и 3,0 в песках, поступивших с геосинклинальных поднятий.

Это исследование является хорошим примером того, сколь полезны данные о палеопотоках и фациальных изменениях (размер гальки) в установлении источников материала. Петрографические данные сами по себе полезны, но их значение неизмеримо возрастает, если они сопровождаются картами палеопотоков и фациальными картами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Allen J. R. L.*, Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England, Journ. Sed. Petrology, **32**, 657—697, 1962.
2. *Allen P., Krumbein W. C.*, Secondary trend components in the Top Ashdown Pebble Bed, A case history, Journ. Geology, **70**, 507—538, 1962.
3. *van Andel Tj. H.*, Provenance, transport and deposition of Rhine sediments, 129 p., Wageningen, Veenman (Ph. D. Dissertation Univ. Wageningen), 1950.
4. *van Andel Tj. H.*, Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses, Journ. Sed. Petrology, **29**, 153—163, 1959.
5. *van Andel Tj. H., Poole D. H.*, Sources of Holocene sediments in the northern Gulf of Mexico, Journ. Sed. Petrology, **30**, 91—122, 1960.
6. *Baak J.*, Regional petrology of the southern North Sea, 127 p., Wageningen, Netherlands, 1936.
7. *Baker G.*, Sand drift at Portland, Victoria, Royal Society Victoria, Proc., **68**, 151—197, 1956.
8. *Baker J.*, Detrital heavy minerals in natural accumulates, Australian Inst. Mining Metall., Mono., **1**, 146 p., 1962.
9. *Батурин В. П.*, Петрография песков и песчаников продуктивной толщи, Азерб. нефт. исслед. ин-т., Бюлл., **1**, 1—96, 1931.
10. *Beveridge A. J.*, Heavy minerals in lower Tertiary formations in the Santa Cruz Mountains, California, Journ. Sed. Petrology, **30**, 513—537, 1960.
11. *Biscaye P. E.*, Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, Geol. Soc. Am. Bull., **76**, 803—832, 1965.
12. *Blatt H.*, Original characters of clastic quartz, Journ. Sed. Petrology, **37**, 401—424, 1967a.
13. *Blatt H.*, Provenance determinations and recycling of sediments, Journ. Sed. Petrology, **37**, 1031—1044, 1967b.
14. *Blatt H., Christie J. M.*, Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks, Journ. Sed. Petrology, **33**, 559—579, 1963.
15. *Bokman J.*, Clastic quartz particles as indices of provenance, Journ. Sed. Petrology, **22**, 17—24, 1952.
16. *Bonham-Carter G. F.*, Fortran IV program for Q-mode cluster analysis of nonquantitative data using IBM 7090/7094 computers, Kansas Geol. Survey, Computer Contribution, **17**, 28 p., 1967.
17. *Boswell P. G. H.*, Mineralogy of sedimentary rocks, 393 p., London, Thos. Murby and Co., 1933.
18. *Brammall A.*, Dartmoor detritals, A study in provenance, Proc. Geol. Assoc., **39**, 27—48, 1928.
19. *Cadigan R. A.*, Petrology of the Morrison Formation in the Colorado Plateau, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, **556**, 113 p., 1967.

20. *Cogen W. M.,* Heavy-mineral zones of Louisiana and Texas Gulf Coast sediments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **24**, 2069—2101, 1940.
21. Comité des Techniciens: Methodes modernes de traitement de l'information géologique sur ordinateur, 137 p., Paris, Editions Technip, 1969.
22. *Conolly J. R.,* The occurrence and polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones, Journ. Sed. Petrology, **35**, 116—135, 1965.
23. *Crook K. A. W.,* Weathering and roundness of quartz sand grains, Sedimentology, **11**, 171—182, 1968.
24. *Dake C. L.,* The problem of the St. Peter Sandstone, Univ. Missouri School of Mines and Metall., Bull., Tech. Ser., **6**, 158 p., 1921.
25. *Davies D. K., Moore W. R.,* Dispersal of Mississippi sediment in the Gulf of Mexico, Journ. Sed. Petrology, **40**, 339—353, 1970.
26. *Doeglas D. J.,* The importance of heavy mineral analysis for regional sedimentary petrology, Rept. Comm. Sedimentation 1939—1940; Nat. Research Council, 102—121, 1940.
27. *Doty R. W., Hubert J. F.,* Petrology and paleogeography of the Warrenburg channel sandstone, western Missouri, Sedimentology, **1**, 7—39, 1962.
28. *Feniak M. W.,* Grain sizes and shapes of various minerals in igneous rocks, Am. Mineralogist, **29**, 415—421, 1944.
29. *Feo-Codecido G.,* Heavy-mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., **40**, 984—1000, 1956.
30. *Folk R. L.,* Petrology of sedimentary rocks, 170 p., Austin, Hemphill's, 1968.
31. *Folk R. L., Robles R.,* Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef complex, Yucatan. Journ. Geology, **72**, 255—292, 1964.
32. *Füchtbauer H.,* Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen, Eclogae geol. Helvetiae, **57**, 158—298, 1964.
33. *Füchtbauer H.,* Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen, Geol. Rundschau, **56**, 266—300, 1967.
34. *Grabau A. W.,* On the classification of sedimentary rocks, Am. Geologist, **33**, 228—247, 1904.
35. *Grabau A. W.,* Principles of stratigraphy, 1185 p., New York, Seiler, 1913.
36. *ten Haaf E.,* Flysch formations of the northern Apennines, in: *Bouma A. H., Brouwer A.,* eds., Turbidites: Developments in Sedimentology, **3**, 127—136, Amsterdam, Elsevier, 1964.
37. *Harbaugh J. W., Merriam D. F.,* Computer applications in stratigraphic analysis, 282 p., New York, John Wiley, 1968.
38. *Hooper W. F.,* Petrography of Lakota conglomerate, Casper Arch area, Wyoming, in: Symposium on Early Cretaceous rocks of Wyoming and adjacent areas — Wyoming; Wyoming Geol. Assoc., 17th Ann. Field Conf., Casper, Wyoming, 131—140, 1962.
39. *Hough J. L.,* Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts, Journ. Sed. Petrology, **12**, 10—30, 1942.
40. *Hubert J. F.,* A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones, Journ. Sed. Petrology, **32**, 440—450, 1962.
41. *Huffman G. G., Price W. A.,* Clay dune formation near Corpus Christi, Texas, Journ. Sed. Petrology, **19**, 118—127, 1949.
42. *Hurley P. M., Brookins D. G., Pinson W. H., Hart S. R., Fairbairn H. W.,* K-Ar age studies of Mississippi and other river sediments, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1807—1816, 1961.
43. *Imbrie J., van Andel Tj.,* Vector analysis of heavy mineral data, Geol. Soc. Am. Bull., **75**, 1131—1156, 1964.
44. *Imbrie J., Purdy E. D.,* Classification of modern Bahamian carbonate sediments, in: *Ham W. E.,* ed., Classification of Carbonate Rocks, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem., **1**, 253—272, 1965.
45. *Ingle C., Jr.,* The movement of beach sand, Developments in Sedimentology, **5**, 221 p., Amsterdam, Elsevier, 1966.
46. *Keller W. D., Littlefield R. F.,* Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks, Journ. Sed. Petrology, **20**, 74—84, 1950.
47. *Kennedy V. C., Kouba D. L.,* Fluorescent sand as a tracer of fluvial sediment, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, **562** E, E1 — E13, 1970.
48. *Krumbein W. C.,* Statistical summary of some alluvial gravels, Rept. Comm. Sedimentation for 1940—1941, Nat. Res. Council, 9—14, 1942.
49. *Krumbein W. C.,* Composite and members in facies mapping, Journ. Sed. Petrology, **25**, 115—122, 1955.
50. *Krumbein W. C.,* Regional and local components in facies maps, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **40**, 2163—2194, 1956.
51. *Krumbein W. C.,* A comparison of polynomial and Fourier models in map analysis, Northwestern Univ., Tech. Rept. № 2, ONR Task № 388—078, Contract Nonr-1228 (36), 45 p., 1966.

52. *Krumbein W. C., Graybill F. A.*, An introduction to statistical models in geology, 475 p., New York, McGraw-Hill, 1965.
53. *Krumbein W. C., Pettijohn F. J.*, Manual of sedimentary petrography, 549 p., New York, Appleton-Century, 1938.
54. *Krynine P. D.*, Petrography and genesis of the Siwalik Series, Am. Journ. Sci., Ser. 5, **34**, 422—446, 1937.
55. *Krynine P. D.*, Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, Pennsylvania State Coll., Mineral Ind. Expt. Sta., Bull., **27**, 134 p., 1940.
56. *Krynine P. D.*, Microscopic morphology of quartz types, Proc. 2nd Pan-Am. Cong. Mining Eng. and Geology, **3**, 2nd Comm., 35—49, 1946a.
57. *Krynine P. D.*, The tourmaline group in sediments, Journ. Geology, **54**, 65—87, 1946b.
58. *Kuenen Ph. H.*, Sand — its origin, transportation, abrasion and accumulation, Geol. Soc. S. Africa, **62**, 1—33, 1959.
59. *Ledent D., Patterson C., Tilton G. R.*, Ages of zircon and feldspar concentrates from North American beach and river sands, Journ. Geology, **72**, 112—122, 1964.
60. *Mackie W.*, The sands and sandstones of eastern Moray, Edinburgh Geol. Soc. Trans., **7**, 148—172, 1899.
61. *Mackie W.*, The source of the purple zircons in the sedimentary rocks of Scotland, Edinburgh Geol. Soc. Trans., **11**, 200—213, 1923.
62. *Marsal D.*, Statistische Methoden für Erdwissenschaftler, 152 p., Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1967.
63. *Marshall P. E.*, The wearing of beach gravels, Trans. Proc. New Zealand Inst., **58**, 507—532, 1927.
64. *Meckel L. D.*, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 223—258, 1967.
65. *Merriam D. F.*, ed., Symposium on computer applications in petroleum exploration, Kansas Geol. Survey, Computer Contribution, **40**, 41 p., 1969a.
66. *Merriam D. F.*, Computer applications in the earth sciences, 282 p., New York, Plenum, 1969b.
67. *Merriam D. F., Cocke N. C.*, Computer applications in the earth sciences, Kansas Geol. Survey, Computer Contribution, **12**, 62 p., 1967.
68. *Miesch A. T., Connor J. J.*, Stepwise regression and nonpolynomial models in trend analysis, Kansas Geol. Survey, Computer Contribution, **27**, 40 p., 1968.
69. *Milner H. B.*, Supplement to introduction to sedimentary petrography, 157 p., London, Murby, 1926.
70. *Moss A. J.*, Origin, shaping and significance of quartz sand grains, Journ. Geol. Soc. Australia, **13**, 97—136, 1966.
71. *Parks J. M.*, Cluster analysis applied to multivariate geologic problems, Journ. Geology, **74**, 703—715, 1966.
72. *Parks J. M.*, Fortran IV program for Q-mode cluster analysis on distance function with printed dendrogram, Kansas Geol. Survey, Computer Contribution, **46**, 32 p., 1970.
73. *Payne T. G.*, Stratigraphical analysis and environmental reconstruction, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., **26**, 1697—1770, 1942.
74. *Pelletier B. R.*, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, 1033—1064, 1958.
75. *Pelto C. R.*, Mapping of multicomponent systems, Journ. Geology, **62**, 501—511, 1954.
76. *Pettijohn F. J.*, Relative abundance of size grades of clastic sediments (abstr.), Program Soc. Econ. Paleon. Mineralogists, Chicago, 1940.
77. *Pettijohn F. J.*, Sedimentary Rocks (2nd ed.), 718 p., New York, Harper, 1957.
78. *Pittman E. D.*, Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance, Journ. Sed. Petrology, **33**, 380—386, 1963.
79. *Poldervaart A.*, Zircon in rocks, 2 Igneous rocks, Am. Journ. Sci., **254**, 521—554, 1956.
80. *Potter P. E., Pryor W. A.*, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the upper Mississippi valley and adjacent areas, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1195—1250, 1961.
81. *Potter P. E., Siever R.*, Sources of Basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin, Part 3, Some methodological implications, Journ. Geology, **64**, 447—455, 1956.
82. *Rimsaite J.*, Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks, Schweiz. Min. Pet. Mitt., **47**, 61—76, 1967.
83. *Rittenhouse G.*, Transportation and deposition of heavy minerals, Geol. Soc. Am. Bull., **54**, 1725—1780, 1943.
84. *Russell R. D.*, Mineral composition of Mississippi River sands, Geol. Soc. Am. Bull., **48**, 1307—1348, 1937.
85. *Russell R. J.*, Where most grains of very coarse sand and fine gravel are deposited, Sedimentology, **11**, 31—38, 1968.

86. *Schlee J.*, Uplands gravels of southern Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **68**, 1371—1410, 1957.
87. *Sorby H. C.*, On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks, Geol. Soc. London Proc., **36**, 46—92, 1880.
88. *Sundborg A.*, The River Klarälven — A study of fluvial processes, Geografiska Annaler, **38**, 127—316, 1956.
89. *Suttner L. J.*, Stratigraphic and petrographic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Kootenai Formations, southwest Montana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 1391—1410, 1969.
90. *Todd T. W., Folk R. L.*, Basal Claiborne of Texas, record of Appalachian tectonism during Eocene, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **41**, 2545—2566, 1957.
91. *Tomita T.*, Geologic significance of the color of granite zircon and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan, Kyushu Univ., Mem. Fac. Sci., Ser. D, Geol., **4**, 135—161, 1954.
92. *Tyler S. A., Marsden R. W., Grout F. F., Thiel G. A.*, Studies of the Lake Superior Pre-Cambrian by accessory-mineral methods, Geol. Soc. Am. Bull., **51**, 1429—1538, 1940.
93. *Udden J. A.*, Mechanical composition of clastic sediments, Geol. Soc. Am. Bull., **25**, 655—744, 1914.
94. *Vitanage P. W.*, Studies of zircon types in Ceylon Pre-Cambrian complex, Journ. Geology, **65**, 117—138, 1957.
95. *Voll G.*, New work on petrofabrics, Liverpool and Manchester Geol. Journ., **2**, pt. 3, 503—567, 1960.
96. *Walker R., Pettijohn F. J.*, Archean geosynclinal basin, Analysis of the Minnitaki Basin, north-western Ontario, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, 2099—2129, 1971.
97. *Weaver C. E.*, Geologic interpretation of argillaceous sediments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 254—271, 272—309, 1958.
98. *Webb W. M., Potter P. E.*, Petrologia y geoquimica de detritos derivados de un terreno riolitico de la region occidental de Chihuahua Mexico, Bol. Soc. Geol. Mexicana, **32**, 45—61, 1971.
99. *Wentworth C. K.*, Fundamental limits to the sizes of clastic grains, Science, **77**, 633—634, 1933.
100. *Wishart D.*, Fortran II programs for 8 methods of cluster analysis (Clustan I), Kansas Geol. Survey, Computer Contribution, **38**, 112 p., 1969.
101. *Wolf K. H.*, Textural and compositional transitional stages between various lithic grain types, Journ. Sed. Petrology, **41**, 328—332, 1971.
102. *Wolff R. G.*, The dearth of certain size of materials in sediments, Journ. Sed. Petrology, **34**, 320—327, 1964.
103. *Zimmerle W.*, Serpentine graywackes from the North Coast basin, Columbia, and their geotectonic significance, Neues Jahrb. Mineral. abh., **109**, 156—182, 1968.

## Глава 9

# ПРОЦЕССЫ ПЕРЕНОСА, ОТЛОЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПЕСКОВ[1]

### ВВЕДЕНИЕ

Одна из главных задач седиментологии заключается в том, чтобы, исходя из особенностей слоя, понять, как песок отлагался: под воздействием текучей воды либо ветра на суше или при различных условиях в океане. Это нелегкая и важная проблема; в ней перекрываются задачи и методы таких областей науки, как геоморфология (в части исследования речных долин), инженерная гидравлика, рассматривающая воды в реках, бухтах и на побережьях; физическая океанография, изучающая перемещение вод в океане; гидродинамика, описывающая фундаментальные законы движения жидкостей и газов и перемещение в них различных частиц.

Хотя исследование движения жидкости, не содержащей посторонних частиц, достаточно трудно, оно все же легче, чем анализ смеси жидкости и осадка. В последнем случае требуется изучить не только поведение частиц самой жидкости, но и установить соотношения между поведением практически бесконечного числа осадочных частиц и характеристиками потока, изменяющимися от точки к точке как в пространстве, так и во времени. Даже после введения ряда упрощающих допущений поставленная задача остается исключительно сложной.

Перенос и отложение песка можно рассматривать с различных точек зрения. Так, в литературе большое внимание уделялось силам, действующим на отдельные частицы. Были выведены уравнения, связывающие перенос с характеристиками потока в единицах веса на единицу площади поперечного сечения за единицу времени. Будучи очень важными в теоретическом и практическом отношении для инженерных задач, эти уравнения не представляют прямого интереса для исследователя древних песчаников вследствие того, что скорость процесса седиментации конкретного песчаного тела или пласта определить исключительно трудно, если не невозможно, не только для древних, но и для современных отложений. Несмотря на то что седиментологи затратили много энергии на гранулометрический анализ, надеясь выявить определяющие соотношения с гидродинамическим режимом, в действительности из литературы об экспериментальных работах такого рода удается извлечь не много пользы. Интересам седиментологов в большей степени отвечает исследование соотношений между характеристиками потока и типом, величиной и миграцией песчаных волн (ряби и дюн) на границе раздела осадок — вода или, в более общем виде, изучение характера наслоения и текстур осадочных отложений. Но как обстоит дело с морфологически более крупными объектами, такими, как песчаная коса, или наносы в устьях рек, или профиль равновесия пляжа? Ясно, что изучение переноса и отложения песка в указанном масштабе тесно связано с морфологией песчаных тел, рассмотренной в гл. 11.

---

[1] Глава переведена при участии Б. С. Горобца. — *Прим. ред.*

При подборе материала для настоящей книги и его интерпретации мы исходили главным образом из того, что нас как геологов в первую очередь интересует понимание прошлого. Например, для тщательного гидродинамического исследования поперечного сечения современного течения реки требуется измерить секундный расход воды или среднюю скорость, найти тангенс угла наклона, определить профиль дна и средний медианный диаметр частиц, а также такие свойства жидкости, как вязкость и плотность. В то же время при изучении побережья требуются следующие параметры: профиль прибрежного дна, угол абразии, длина волны и ее амплитуда, медианный диаметр зерен песка, свойства жидкости. Используют большое число и других, более сложных параметров, употребляемых в настоящее время в гидродинамике, однако почти все они могут быть получены из указанных величин. В обоих случаях эти переменные величины определяют и анализируют для того, чтобы понять конечный результат процессов: гранулометрическое распределение, формы залегания и, возможно, морфологию залежей песков. Напротив, геолог, наблюдающий речную или морскую осадочную породу, имеет дело только с конечным результатом, поскольку жидкая фаза уже давно исчезла, и ему предстоит охарактеризовать по крайней мере некоторые ее стороны. Так что, имея дело с древними песками или песчаниками, геолог рассматривает процессы формирования через «линзу геологии», и это сильно влияет на его точку зрения о переносе и отложении. В сущности он располагает данными лишь о распределении зерен по размерам, об осадочных текстурах, напластовании, вертикальном разрезе и информацией о формах залегания осадочной породы. Другими словами, если, применяя данные о механике переноса осадков к древним песчаникам, мы хотим извлечь максимальную пользу, то нужно брать за основу те переменные величины, которые оставили после себя заметные следы.

Другой вопрос, на который нелегко ответить точно, каковы цели нашего исследования? Можно было бы немедленно ответить: лучше понять условия во время отложения осадка. В деталях это означало бы: установить скорость или расход воды потока, оценить его глубину и, возможно, составить схему поля распределения движущих сил по телу песчаника или же сделать правильный выбор между воздушным и водным переносом или переносом в виде суспензий и волочения частиц по дну. Можно было бы поставить также следующие вопросы: почему некоторые осадочные текстуры обычно встречаются совместно в определенной временной последовательности, например градационная слоистость? При каких условиях происходит деформация в еще не отвердевшем осадке? В ответах на эти вопросы мы ищем физическое объяснение причин слоистости и ее распределения по площади залежей песка. Мы, конечно же, отдаем себе отчет в том, что это обусловлено физическими условиями переноса песка и, следовательно, в первом приближении не зависит существенно от конкретной географической обстановки. Тем не менее мы надеемся связать сложные комбинации режимов течения с обстановкой осадконакопления, хотя это далеко не просто. Наконец, хотелось бы подчеркнуть, что изучение гидродинамики наслоения осадков и распределения их в пределах залежей песка находится еще в начальной стадии, напоминая в общих чертах состояние аэродинамической теории в начале XX в., когда Хансейкер писал в 1915 г.: «Несовершенная теория, используемая как путеводитель для качественных выводов, лучше, чем отсутствие теории вообще».

Первая часть этой главы «Течение и перенос» дает минимум сведений, необходимых для понимания процессов переноса, распределения и деформации песка. Прежде всего начнем с относительно простого

рассмотрения потока жидкости без увлекаемых частиц и затем перейдем к взаимодействию жидкости и песчинок. Читатель, не знакомый с элементарной механикой сплошных сред, может обратиться к приведенным литературным источникам, которые содержат основные сведения из инженерной гидравлики и гидродинамики, а также к словарю специальных терминов в конце главы, который содержит часто встречающиеся термины гидродинамики.

Последующие подзаголовки этой главы отражают некоторые главные явления и процессы, изучаемые седиментологией в той последовательности, которая соответствует естественным условиям. Среди них основной проблемой являются гидродинамические условия возникновения осадочных текстур. Тем не менее мы рассмотрим и некоторые более широкие аспекты переноса и отложения песка, отдельные вопросы затронуты также в гл. 11, хотя и с совершенно иной точки зрения. Ввиду того что сведения о поведении системы жидкость — песчаное зерно и о гидродинамическом происхождении осадочных текстур не одинаково полны, изложенный материал неоднороден по своей доступности и очевидности.

## ТЕЧЕНИЕ И ПЕРЕНОС

**Свойства потока жидкости.** Существуют два типа потоков — *ламинарный* и *турбулентный,* соответствующие различным кинематическим и динамическим свойствам жидкостей. В первом случае, когда *линии тока* (воображаемые кривые, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением движения частицы жидкости) параллельны и могут рассматриваться отдельно друг от друга, поток перемещается в виде совокупности слоев, параллельных граничной поверхности, причем не происходит переноса массы между слоями. Поток относительно медленный, компоненты скорости, не совпадающие с главным направлением потока, пренебрежимо малы. Во втором случае в турбулентном потоке линии тока сложным образом перекручиваются друг с другом, постоянно изменяются во времени непредсказуемым образом, так что вместо движения жидкости в виде устойчивых слоев мы имеем сложную систему вихрей, которые определяют нерегулярный, случайный характер движения, налагающийся на общее поступательное движение жидкости. В турбулентном потоке массы воды поднимаются, опускаются, передвигаются в боковых направлениях относительно общего направления потока, осуществляя таким образом перенос массы и количества движения. Хотя нерегулярное движение различных объемов жидкой массы характеризуется скоростями, которые лишь на несколько процентов отличаются от средней скорости, оно тем не менее решающим образом воздействует на поток в целом, потому что именно турбулентность поддерживает посторонние частицы во взвешенном состоянии — либо постоянно, как в случае глинистых и алевритовых частиц в реках и частиц песка в стационарных мутьевых потоках, либо в течение какого-то промежутка времени, как это свойственно большей части зерен песка в реках, дюнах и пляжах.

Турбулентность увлекает посторонние частицы за счет совместного действия двух сил: дополнительной силы воздействия со стороны частиц жидкости и локального уменьшения давления при прохождении сверху турбулентного вихря. Оба эффекта приводят к увлечению песка вдоль дна потока. В природе практически все потоки турбулентны. Турбулентность в реках порождается главным образом касательной составляющей силы тяжести вдоль русла и может существенно усиливаться неровностями дна; вдоль береговых линий и в открытом море турбу-

Таблица 9-1

**Обычно используемые обозначения физических величин и их размерность**

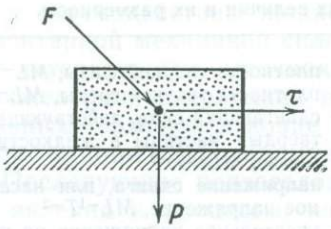
$d$ — диаметр зерна, $L$
$D$ — глубина воды, $L$
$F$ — число Фруда,
$g$ — ускорение силы тяжести, $LT^{-2}$
$L$ — длина, $L$
$M$ — масса, $M$
$P$ — давление, $ML^{-1}T^{-2}$
$R$ — число Рейнольдса
$R_*$ — пограничное число Рейнольдса
$T$ — время, $T$
$v$ — скорость, $LT^{-1}$
$v_*$ — скорость скольжения или трогания, $LT^{-1}$
$\alpha$ — угол наклона
$\gamma$ — удельный вес, $ML^{-2}T^{-2}$
$\mu$ — динамическая вязкость, $ML^{-1}T^{-1}$
$\nu$ — кинематическая вязкость, $L^2T^{-1}$
$\rho$ — плотность, $ML^{-3}$
$\rho_s$ — плотность твердой фазы, $ML^{-3}$
$\rho_f$ — плотность текучей среды, $ML^{-3}$
$\sigma_s$ — сдвигающая сила, действующая на твердые частицы в жидкости или в газе, $ML^{-1}T^{-2}$
$\tau$ — напряжение сдвига, или касательное напряжение, $ML^{-1}T^{-2}$
$\tau_0$ — касательное напряжение на границе раздела текучей среды и твердой фазы, $ML^{-1}T^{-2}$
$\tau_i$ — касательное напряжение на границе раздела мутьевого потока и верхнего, *жидкостного* слоя $ML^{-1}T^{-2}$
$\tau_b$ — касательное напряжение между двумя смещающимися относительно друг друга слоями, $ML^{-1}T^{-2}$

лентность создается волнами, давлением ветра на поверхность воды и усилиями сдвига между течениями. В воздушной среде турбулентность делает возможным перенос ветром обломков пород при вулканических извержениях. Масштаб турбулентности движения различен: от микро до макро. Макротурбулентность легко наблюдать в реках, там, где вихри бурлящей воды вдруг выходят на поверхность, существуют в течение нескольких секунд и затем сменяются другими вихрями. Удобную классификацию макротубрулентности предложил Маттес [83].

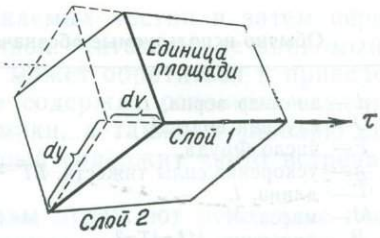
Действие потока, как ламинарного, так и турбулентного, на пограничную поверхность осадка зависит от свойств жидкости: *плотности* $\rho$, *динамической* или *абсолютной вязкости* $\mu$, некоторого гидродинамического параметра, связанного с *ускорением* или *скоростью,* от геометрии границы раздела осадок — вода. Плотность и динамическая вязкость связаны с двумя широко употребляемыми характеристиками: *удельным весом* $\gamma=\rho g$, где $g$ — ускорение силы тяжести, и *кинематической вязкостью* $\nu=\mu/\rho$. Обычно используемые символы и размерность соответствующих величин приведены в табл. 9-1.

Каждая реальная текучая среда, такая, как вода или воздух, обладает внутренним сопротивлением потоку, возникающим за счет сил трения, которое называется вязкостью. Вязкость жидкости или газа является мерой их сопротивления деформации сдвига — мерой той силы, с которой более медленно движущаяся масса текущей среды тормозит движение более быстро перемещающейся массы, так что между ними на границе раздела возникает *напряжение сдвига*, или касательное напряжение $\tau$. Напряжение сдвига измеряется силой на единицу площади и всегда действует параллельно направлению движения (фиг. 9-1). Напряжение сдвига, действующее между двумя массами жидкости (газа) или между жидкостью и твердым телом, как, например, касательное напряжение, производимое течением воды на поверхность раздела двух сред, или же напряжение сдвига, вызываемое воздействием волн на прибрежную отмель, — это фундаментальные понятия в механике переноса осадков. В ламинарном потоке напряжение сдвига, или движущая сила, действующая на единицу площади поверхности, разделяющей две массы, смещающиеся относительно друг друга, равно

$$\tau=\mu\,(dv/dy), \qquad (9\text{-}1)$$




Фиг. 9-1. Разложение приложенной к частице силы $F$ на составляющие: давление $P$ и напряжение сдвига $\tau$, обе величины имеют размерность давления ($ML^{-1}T^{-2}$).




Фиг. 9-2. Геометрическое выражение напряжения сдвига, возникающего между слоями жидкости, смещающимися относительно друг друга.

Слой 1 смещается по отношению к слою 2, под величиной $\tau$ можно понимать силу, обусловливающую изменение скорости $dv$ по высоте $dy$.

где $dv/dy$ — градиент скорости вдоль нормали по отношению к границе раздела, $y$ — расстояние от дна, $v$ — скорость (фиг. 9-2).

Динамическая вязкость — свойство жидкости (газа), которое не зависит от особенностей самого течения, но сильно зависит от температуры рассматриваемой среды и уменьшается с повышением температуры. Температурная зависимость вязкости является результатом изменения взаимодействия между молекулами текучей среды, так как действующие в ней молекулярные силы связаны определенным соотношением с вязкостью. Эта температурная зависимость имеет важное значение в седиментологии, потому что вязкость резко влияет на скорость осаждения переносимых частиц: чем холоднее вода, тем она имеет бóльшую вязкость и бóльшее сопротивление к деформации, а следовательно, и скорость осаждения будет меньше. Изменение скорости осаждения может, таким образом, существенно изменять способность потока к переносу песка течением и тем самым влиять на формирование микрорельефа границы раздела песок — вода. Другим фактором, влияющим на динамическую вязкость, является концентрация тонкодисперсной глинистой взвеси. Вязкость смешанной системы глина — вода называется *кажущейся вязкостью*; она больше вязкости чистой воды и играет существенную роль в понижении скорости осаждения взвешенных частиц. Этот фактор совместно с большей движущей силой грязевых (селевых) потоков при данной температуре и расходе жидкости обусловливает повышенную способность мутьевого потока к переносу песка по сравнению с потоком чистой воды. Это обстоятельство чрезвычайно важно для уяснения механизма мутьевых потоков.

В турбулентном потоке нужно учитывать не только вязкость, обусловленную силами трения, о чем говорилось выше, но и вязкость, появляющуюся в результате турбулентных вихрей, так что сила сопротивления определяется в этом случае выражением

$$\tau = (\mu + \eta)\, dv/dy, \qquad (9\text{-}2)$$

где $\eta$ — турбулентная вязкость, которая выражает скорость обмена жидкой массой между соседними объемами воды, т. е. это вязкость, обусловленная турбулентным переносом количества движения. Ввиду сложного статистического характера движения, присущего турбулентным вихрям, используется усредненная по времени скорость $\bar{v}$ при определении градиента $d\bar{v}/dy$ в любой точке среды в отличие от $dv/dy$ в случае ламинарного течения. Неупорядоченный обмен вещества между

различными объемами жидкой массы ответствен не только за передачу количества движения, замедляя быстрые частицы и ускоряя более медленные, но и обусловливает перенос осадков, а также выравнивание концентраций растворенных солей. Турбулентная вязкость зависит от закона движения текучей среды и гораздо меньше связана с ее температурой, чем динамическая вязкость. Количественно турбулентная вязкость в полностью турбулентных потоках всегда значительно превосходит динамическую, за исключением тонкого пограничного слоя.

Для проведения различия между турбулентными и ламинарными потоками используют *число Рейнольдса R,* которое определяется по формуле

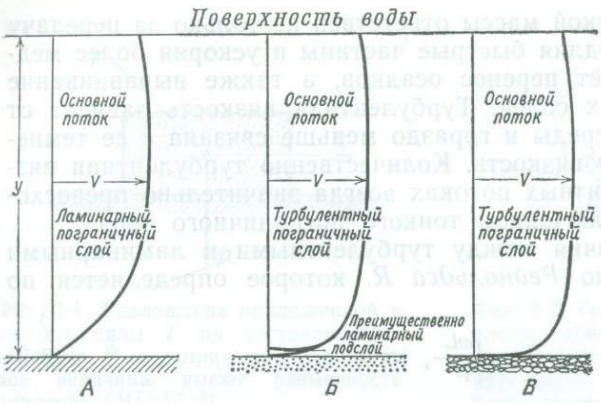
$$R = \frac{\rho v L}{\mu}, \qquad (9\text{-}3)$$

где $L$ — некоторый масштаб в единицах длины, называемый иногда *гидравлическим радиусом* (для рек часто берут их глубину). Число Рейнольдса есть отношение силы инерции потока к силе его внутреннего трения и, как таковое, выражает отношение между движущей (влекущей) и тормозящей силами. Английский физик Рейнольдс указал в 1883 г. соотношение между силами инерции и внутреннего трения (вязкости), которое выражается безразмерным числом. Для потока какой-то определенной геометрии большое число Рейнольдса, например существенно превышающее 2000, указывает, что поток является турбулентным и что силы инерции гораздо больше сил внутреннего трения. Таким образом, чем больше число Рейнольдса, тем меньше влияние динамической вязкости в рассматриваемом потоке. Напротив, если $R$ мало, например значительно меньше 500, преобладают силы внутреннего трения — поток ламинарный. Для заданных границы раздела, типа жидкости и ее температуры существует итервал значений $R$, определяющий переходную (неустановившуюся) форму течения, промежуточную между двумя видами потока — ламинарным и турбулентным. Эта переходная форма зависит также от геометрии потока и шероховатости границы раздела.

Другим играющим важную роль безразмерным числом является *число Фруда F* — отношение силы инерции к силе тяжести. Число Фруда определяется равенством

$$F = \frac{v}{\sqrt{Dg}}, \qquad (9\text{-}4)$$

где $v$ — скорость, $D$ — глубина, $g$ — ускорение силы тяжести. Число Фруда используют в гидродинамических задачах, где поток характеризуется неограниченной или свободной поверхностью, как, например, в морских течениях или в мелководной приливной зоне в устьях рек. Свободной поверхностью подводных мутьевых течений считают границу между более плотным мутьевым течением, проходящим снизу, и чистой водой сверху. В потоках со свободной поверхностью сила тяжести играет весьма существенную роль в отличие, например, от потока в трубе, где движущей силой является давление, а не сила тяжести. Число Фруда позволяет также провести различие между следующими двумя типами потоков: очень быстрым течением — *быстротоком,* которое называют также сверхкритическим ($F>1$), и *спокойным течением,* иногда называемым субкритическим ($F<1$). При переходе от одного типа течения к другому возникает так называемое *критическое течение* ($F=1$). При сверхкритическом течении волны на поверхности будут перемещаться вниз по течению, тогда как при субкритическом течении они бегут против течения. Сверхкритическое течение возникает над речными



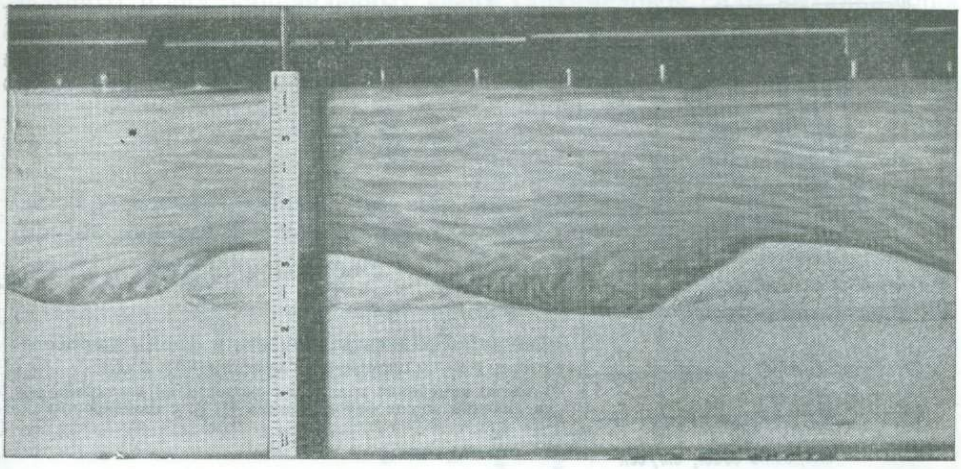

Фиг. 9-3. Ламинарный пограничный слой (*А*), турбулентный пограничный слой с преимущественно ламинарным подслоем (*Б*), полностью турбулентный пограничный слой (*В*).

В случае *Б* дно мелкозернистое с гладкой поверхностью, а в случае *В* дно крупнозернистое, поверхность шероховатая.

порогами, в местах сужения реки, иногда при паводке и при морском прибое. Спокойные и быстрые потоки играют значительную роль в формировании микрорельефа и различных типов ложа потока, что определяет многие осадочные текстуры песчаного дна. Два течения динамически подобны, если для них одинаковы как число Рейнольдса, так и число Фруда. Динамическое подобие — важное свойство, позволяющее моделировать потоки, сводя крупномасштабные природные системы к масштабам, удобным при лабораторном исследовании.

На дне потока, вблизи от границы раздела двух сред, возникает сдвиговое усилие, воздействующее на ложе, и, наоборот, вблизи от поверхности дна происходит торможение жидкости. Зона, в которой движение текучей среды заметно замедляется силами трения за счет близости границы раздела, называется *пограничным слоем* (фиг. 9-3). Будучи зависимой от рельефа или неровностей границы, а также от скорости и вязкости потока, толщина пограничного слоя может варьировать от долей миллиметра до нескольких миллиметров. При некоторых же условиях, как в случае мелководных промоин или в русле, выложенном крупным галечником, этот слой может составлять значительную часть общей глубины и даже распространяться на всю глубину потока. Течение в пограничном слое может быть либо турбулентным, либо ламинарным, но в любом случае большая часть потерь кинетической энергии потока происходит именно в пограничном слое. Если течение в пограничном слое ламинарное, то последний называют *ламинарным подслоем*. При турбулентной в целом границе раздела существование ламинарного подслоя значительно уменьшает сопротивление за счет трения и вследствие этого может предохранить многие мелкие зерна от увлечения турбулентным потоком.

Выделение пограничного слоя позволило теоретически разделить поток на две области: одну — сильно зависящую от границы, и вторую — основной поток, в значительной степени изолированный от границы. Идея разделения всего потока на две области, высказанная Прандтлем в 1904 г., оказалась очень плодотворной, ибо позволила применить классические законы гидродинамики к большей части объема любой текучей среды и затем объединить полученное решение с отдельным анализом течения в пограничном слое. В седиментологии пограничный слой имеет, так сказать, тройное значение. В пограничном слое происходит основной обмен между слабо связанными зернами поверхности дна и зернами, находящимися какое-то время во взвешенном состоянии, следовательно, указанный слой играет ключевую роль в переносе и осаждении твердых частиц. Далее, свойства пограничного слоя в большой степени определяют напряжение сдвига, возникающее



Фиг. 9-4. Вид сбоку на асимметричную рябь в искусственном русле (течение справа налево).

Алюминиевый порошок позволяет различить основной поток, срыв потока и его турбулентное завихрение в русле при наличии ряби (фото Джоплинга).

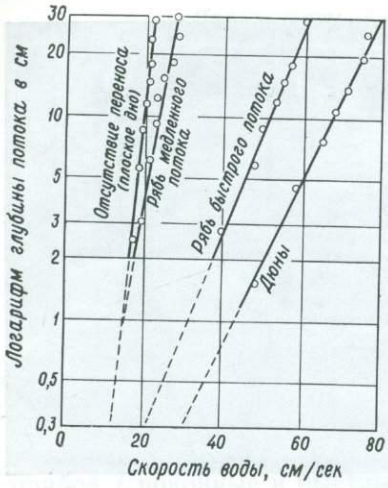
между движущейся жидкостью и дном. Наконец, толщина пограничного слоя увеличивается ниже (по течению) песчаной волны (ряби) или валуна, где основной поток удаляется от поверхности дна. Это явление называют *срывом потока,* происходящим на различных препятствиях: песчаной ряби, крупном галечнике, валунах; оно характеризует размеры и форму проекции на поверхность дна зоны, экранируемой препятствием (зоны тени) (фиг. 9-4).

Для существенно турбулентного потока над неровной поверхностью, такой, как песчаное дно, вертикальное распределение скорости дается уравнением, выведенным фон Карманом

$$\frac{\bar{v}}{v_*}=8{,}5+\frac{2{,}3}{k}\log\frac{y}{y_0}, \tag{9-5}$$

где $\bar{v}$ — средняя скорость на расстоянии $y$ от дна, $v_*$ — скорость скольжения при данном внешнем трении, определяющаяся напряжением сдвига между жидкостью и дном, $k$ — безразмерная константа фон Кармана, измеряемая экспериментально (для большинства жидкостей равна 0,4), $y_0$ — параметр шероховатости в единицах длины, зависит от степени неровности дна. *Скорость скольжения* связана с напряжением сдвига соотношением $v_*=\sqrt{\tau_0/\rho}$ и имеет размерность скорости. Следует подчеркнуть, что имеется в виду напряжение сдвига между текучей средой и граничной поверхностью ($\tau_0$), а не напряжением сдвига внутри потока. Соотношение для указанной скорости применимо как к воде, так и к воздуху.

Шероховатость, или рельеф, граничной поверхности определяется некоторой долей диаметра зерна в случае плоского песчаного дна, но этот параметр во много раз больше, если мы имеем дело с песчаной рябью или дюнами. Шероховатость резко сказывается на распределении скорости по вертикали (профиль скорости): чем больше шероховатость, тем сильнее уменьшается градиент скорости в пограничном слое, так как по мере возрастания шероховатости увеличивается сопротивление за счет трения со стороны границы раздела, которая тормозит поток в прилегающем слое (фиг. 9-5). Сопротивление, вызываемое деформированной границей раздела, называется *сопротивлением*




Фиг. 9-5. Градиенты скорости и формы шероховатости, наблюдаемые в искусственном русле.

Заметно изменение градиента скорости по вертикали при увеличении шероховатости русла ([53], с изменениями).

*формы* или *профильным сопротивлением*. Так, песчаная рябь или дюны создают заметное профильное сопротивление.

Уравнение фон Кармана важно для седиментологии тем, что вскрывает зависимость средней скорости в любой точке потока от расстояния между этой точкой и дном и связь ее с шероховатостью дна и со скоростью скольжения. Ламинарный подслой существен в уравнении фон Кармана, так как он влияет на $\bar{v}$ посредством величин шероховатости границы раздела и скорости скольжения. При исследовании процесса переноса песка и происхождения формы наслоений чаще, чем скорость, используют напряжение сдвига (перемещающая сила, действующая на границе раздела), поскольку зависимость скорости от высоты имеет логарифмический характер.

**Скорость оседания.** Четыре физических параметра доминируют в механизме переноса и отложения: *скорость оседания, состояние потока,* описываемое его турбулентной структурой и напряжением сдвига на границе потока, *гравитационное скольжение* (течение под действием силы тяжести) и *давление поровых вод*. Независимо от процесса формирования залежей или от окружающей обстановки эти четыре параметра всегда играют наиболее важную роль. В литературе по седиментологии наибольшее внимание уделяется скорости оседания.

Такие свойства зерен, как размер, плотность и форма, имеют существенное значение при переносе их в текущем потоке. Суммарный эффект от вклада каждой из этих переменных величин совместно с параметрами плотности и вязкости текучей среды определяет скорость оседания, которая представляет собой установившуюся скорость частицы, падающей внутри жидкости. Скорость оседания является основной характеристикой практически в любой теории седиментации — при рассмотрении заполнения русла (волочение песка и галечника по дну), при скачкообразном переносе (сальтации) частиц, взвешенное состояние которых ритмически прерывается, или же при переносе взвешенных частиц в постоянно взвешенном состоянии. Симонс и Ричардсон [113] полагают, что скорость осаждения является также исходной величиной, определяющей взаимодействие между веществом русла и текущей в нем водой. Скорость осаждения, несомненно, представляет собой удобный и информативный параметр, отражающий взаимодействие текучей среды и отдельного зерна.

Уравнение для скорости осаждения $w$ получают из основного уравнения движения: алгебраическая сумма направленной вниз силы (вес

частицы) и сил, направленных вверх (архимедовой силы выталкивания и силы торможения за счет вязкости); их приравнивают к $M\frac{dw}{dt}$.

Получают

$$M\frac{dw}{dt}=F_W-F_B-F_D, \tag{9-6}$$

где $M$ — масса частицы, $F_W$ — ее вес, $F_B$ — сила Архимеда, $F_D$ — сила торможения жидкостью оседающей частицы. При установившейся скорости отсутствует ускорение, т. е. $\frac{dw}{dt}=0$, так что $F_D=F_W-F_B$. Полагая, что торможение, вызываемое текучей средой, воздействующее на погружающуюся вниз частицу, пропорционально плотности этой среды, поперечному сечению частицы и ее скорости, получим для сферического зерна [107]:

$$F_D=C_D\pi\frac{d^2}{4}\cdot\frac{\rho_f w^2}{2}, \tag{9-7}$$

где $C_D$ — коэффициент торможения, зависящий от числа Рейнольдса и от формы зерна, $d$ — диаметр зерна, $\rho_f$ — плотность жидкой среды, $w$ — скорость оседания. Под $C_D$ можно понимать меру относительного торможения жидкостью (газом) тел различной формы с одинаковым по площади поперечным сечением (или длиной) при прочих равных параметрах течения. $F_W$ и $F_B$ равны:

$$F_W=\frac{d^3}{6}\pi g\rho_s; \qquad F_B=\frac{d^3}{6}\pi g\rho_f, \tag{9-8}$$

где $\rho_f$ — плотность жидкости и твердого тела (зерна). Подставляя выражения (9-7) и (9-8) в уравнение (9-6), при $dw/dt=0$ получим

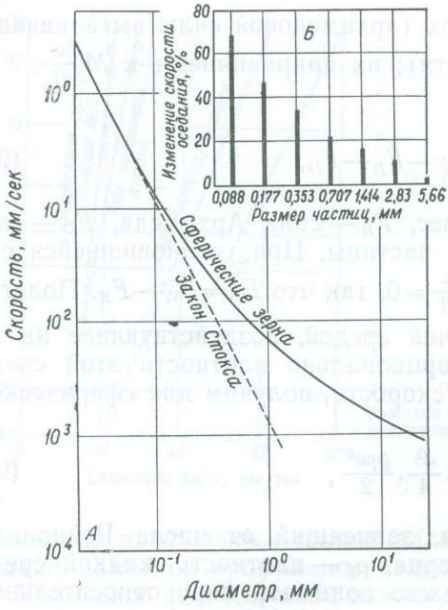
$$w=\left(\tfrac{4}{3}\frac{dg}{C_D}\frac{\Delta\rho}{\rho_f}\right)^{1/2}, \tag{9-9}$$

где $\Delta\rho=\rho_s-\rho_f$. В обычном для седиментологии случае оседания зерен кварца в воде, при данном коэффициенте торможения, выражение (9-9) для $w$ сводится к зависимости от квадратного корня из диаметра $d$, поскольку коэффициент торможения, обе плотности и ускорение силы тяжести $g$ можно выразить общим постоянным множителем. Подобная же формула может также быть получена для несферических зерен, в этом случае необходимо, однако, вводить множители, учитывающие эмпирически определяемую конкретную форму частиц.

Являясь функцией от $R$, коэффициент торможения $C_D$ зависит от типа потока. Если поток полностью турбулентен (инерциален), то $C_D\approx 1/2$ для случая сферической частицы. Если поток медленный и ламинарный (вязкий), $C_D=24/R$ [Rouse, 1961], отсюда приходим к закону Стокса, подставляя уравнение (9-3) в (9-9):

$$w=\frac{1}{18}\frac{d^2g}{\mu}\Delta\rho=\frac{2}{9}r^2g\frac{\Delta\rho}{\mu}, \tag{9-10}$$

где предварительно в выражение для $R$ был подставлен диаметр частицы в качестве линейного параметра и затем заменен на радиус $r$. Для применения этого закона, сформулированного Стоксом еще в 1845 г., необходимо, чтобы текучая среда была изотермической, свободной от поверхностных (граничных) эффектов и чтобы в ней совершенно отсутствовала турбулентность. Этот закон хорошо описывает движение частиц, имеющих диаметр до 0,18 мм, характеризующихся вязким (ламинарным) процессом осаждения, однако не применим для более круп-




Фиг. 9-6. Скорость оседания в зависимости от диаметра сферических зерен кварца для чистой воды при 25 °С — согласно закону Стокса и согласно формуле Руби (*А*), и изменение скорости оседания зерен различного диаметра при изменении температуры воды от 4,4 до 26,7 °С [26].

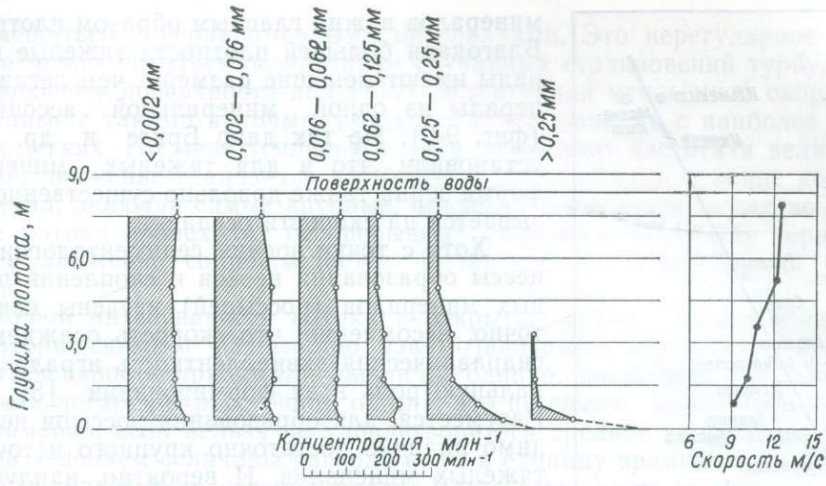
ных частиц, осаждение которых происходит турбулентным путем. Руби [106] предложил для более крупных частиц свое уравнение. На фиг. 9-6, *А* сопоставляется скорость осаждения сферических частиц (природного кварцевого песка с фактором сферичности 0,65), полученная согласно закону Стокса и по формуле Руби. Поведение крупных частиц, осаждающихся в спокойной (статической) жидкости, было описано Стрингемом и др. [117]. Обзор истории этой задачи, т. е. различных способов, предложенных для вычисления скорости осаждения, включая и случай песка, был сделан Графом и Акароглу [47].

При понижении температуры вязкость резко возрастает по сравнению с относительно слабым изменением плотности; соответственно скорость осаждения падает с падением температуры (фиг. 9-6, *Б*). Как было отмечено выше, температурная зависимость вязкости связывает интенсивность переноса вещества течением с погодными и климатическими условиями. Уже этот фактор может поставить в трудное положение исследователя древних песков, особенно если отсутствуют независимые палеоклиматические индикаторы. Скорость осаждения также резко уменьшается при высоких концентрациях взвешенных частиц, что приводит к кажущемуся увеличению вязкости и плотности жидкости.

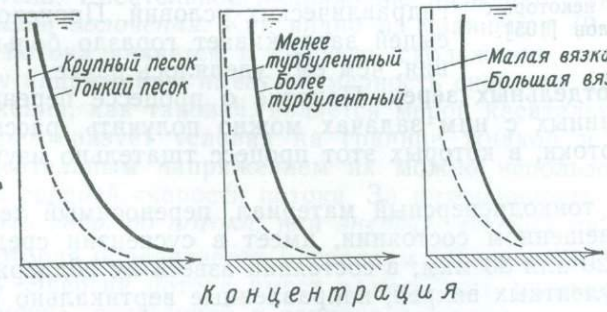
Скорость оседания является главным фактором, определяющим градиент концентрации по вертикали взвешенных в жидкости твердых частиц. Это иллюстрирует фиг. 9-7, на которой приведены данные исследования реки Миссисипи: более мелкие частицы обладают меньшей скоростью осаждения, и их градиенты концентраций представлены более плавными кривыми. Основное соотношение для такого градиента:

$$-Qdc/dy = cw, \qquad (9\text{-}11)$$

где $Q$ — коэффициент переноса частиц, пропорциональный коэффициенту передачи количества движения в турбулентном потоке, $c$ — концентрация взвешенных частиц, $y$ — расстояние по высоте от дна, $w$ — скорость осаждения. Левая часть уравнения (9-11) определяет диффузию осадка, направленную вверх, за счет турбулентности, а правая часть




Фиг. 9-7. Распределение взвешенных частиц по вертикали и профиль скорости реки Миссисипи близ Сент-Луис, Миссури.
Заметно возрастание градиента концентрации при увеличении размера зерен [25].




Фиг. 9-8. Распределение по вертикали взвешенного осадка в зависимости от размера зерна, степени турбулентности и вязкости текучей среды [Handbook of applied hydrology, V. T. Chow, ed., Mc-Grow-Hill, 1964].

дает противоположно направленную скорость оседания. Уравнение (9-11) показывает, что чем больше $w$, тем круче концентрационный градиент для любой заданного значения величины $c$. И наоборот, чем больше $Q$ (более турбулентный поток), тем больше должна быть скорость $w$, что подразумевает также вовлечение в процесс более крупных зерен, если они присутствуют. Качественно влияние размера зерен, турбулентности и вязкости на распределение концентрации по глубине характеризуют кривые, приведенные на фиг. 9-8. Интегрированием уравнения (9-11) можно получить относительные концентрации $c_y$ и $c_a$

$$\frac{c_y}{c_a} = \left( \frac{(D-y)\,a}{(D-a)\,y} \right)^Z, \qquad (9\text{-}12)$$

где $Z = w/Rv_*$, $D$ — полная глубина потока, $y$ и $a$ — два различных значения глубины, в которых концентрации равны соответственно $c_y$ и $c_a$ [107].

Скорость оседания играет также важную роль в *гидравлической эквивалентности* зерен. Два различных минеральных зерна считаются гидравлически эквивалентными, если они имеют одинаковую скорость оседания [105]. Для легких минералов главными факторами, влияющими на скорость осаждения, являются размер и форма. Для тяжелых же

Фиг. 9-9. Гидравлическая эквивалентность некоторых тяжелых минералов [105].

минералов важна главным образом плотность. Благодаря большей плотности тяжелые минералы имеют меньшие размеры, чем легкие минералы из одной минеральной ассоциации (фиг. 9-9). Не так дано Бригс и др. [22] установили, что и для тяжелых минералов форма зерна также довольно существенно сказывается на скорости оседания.

Хотя с точки зрения седиментологии процессы образования песков и скоплений полезных минералов (россыпей) изучены недостаточно, несомненно, что скорость осаждения и гидравлическая эквивалентность играли радикальную роль в их формировании [81, 122]. Разумеется, для образования россыпи необходимо наличие достаточно крупного источника тяжелых минералов. И вероятно, наилучшим источником можно считать незрелые, легко эродируемые и неконсолидированные пески. Необходима также многократная переработка материала в широком интервале аналогичных гидравлических условий. Происхождение россыпей заслуживает гораздо большего внимания, чем ему уделялось ранее.

**Перенос отдельных зерен.** Понятие о процессе переноса и о некоторых связанных с ним задачах можно получить, рассматривая те конкретные потоки, в которых этот процесс тщательно изучался экспериментально.

Наиболее тонкодисперсный материал, переносимый течением полностью во взвешенном состоянии, имеет в суспензии средний размер частиц менее 20 или 30 мкм; в состоянии взвеси их поддерживают компоненты турбулентных вихрей, направленные вертикально вверх, и эти частицы перемещаются приблизительно со скоростью движения воды. Концентрацию взвешенного материала определяет процесс выветривания в районе нахождения источника рассматриваемого вещества, поскольку даже при малой скорости потока скорость оседания частиц размером от 20 до 30 мкм столь невелика, что практически все они остаются во взвеси за счет вертикальных составляющих турбулентного течения.

Механизм переноса частиц песка может быть разным. Главным образом они движутся за счет волочения, увлекаемые потоком по ложу, причем зерна пребывают лишь краткие промежутки времени во взвешенном состоянии. Такой механизм называется *сальтацией*. Зерна песка находятся большую часть времени в состоянии покоя на поверхности раздела двух сред, вероятность же увлечения их потоком пропорциональна отношению скорости оседания к вертикальной компоненте турбулентности. Здесь действуют следующие силы: гравитация (вес тянет вниз, выталкивающая сила — вверх), турбулентная подъемная сила (перпендикулярная потоку), влекущая сила (параллельная потоку). Подъемная сила обычно не рассматривается в явном виде, а входит в форме эмпирически определяемых констант.

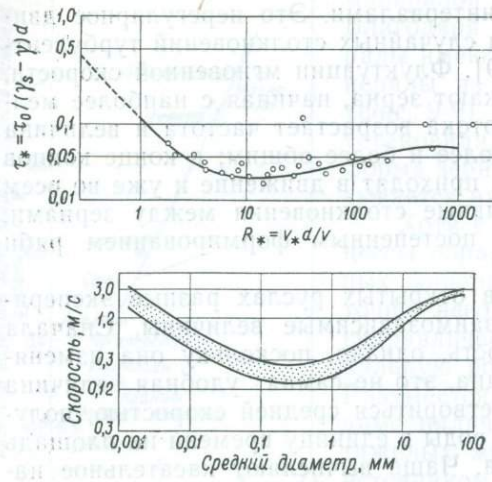
Тщательные наблюдения течения потоков в желобах отчетливо обнаруживают статистическую, случайную природу увлечения зерен. По мере приближения скорости к критической, т. е. к такой, какая приводит в движение зерно заданной плотности и размера, некоторые из наиболее мелких и легких зерен в различных участках дна начинают

перемещаться с неравномерными интервалами. Это нерегулярное движение может являться результатом случайных столкновений турбулентных вихрей у поверхности дна [119]. Флуктуации мгновенной скорости, связанные с такими вихрями, увлекают зерна, начиная с наиболее мелких и легких. По мере усиления потока возрастает частота и величина вихрей, движение становится все более и более общим; в конце концов все зерна, включая самые крупные, приходят в движение и уже во всем русле потока происходят беспрерывные столкновения между зернами. Общее движение сопровождается постепенным формированием ряби и дюн.

Мерой интенсивности потока в открытых руслах разные экспериментаторы считают разные, но взаимозависимые величины. Сначала за интенсивность принимали скорость, однако, поскольку она изменяется как логарифм расстояния от дна, это не самая удобная величина для замеров, если нельзя не удовлетвориться средней скоростью, полученной делением величины расхода воды в единицу времени на площадь полного поперечного сечения русла. Чаще вычисляют касательное напряжение (*напряжение сдвига*) по формуле $\tau_0 = \gamma R_h S$, где $\gamma$ — удельный вес воды, $R_h$ — гидравлический радиус (площадь поперечного сечения, деленная на его периметр или так называемый смоченный периметр), $S$ — уклон русла. Касательное напряжение называют также *влекущей силой* или *силой волочения*. Как видно из уравнения (9-5), мерой интенсивности потока является и скорость скольжения; отношение ее к касательному напряжению имеет размерность скорости. Поскольку скорость скольжения, как таковая, является мерой касательного напряжения, она характеризует условия на границе жидкой и твердой фаз. Вместе с касательным напряжением их можно использовать для характеристики средней скорости потока. За интенсивность потока также можно принять *энергию потока,* или *энергию течения* на единицу площади дна, которая определяется Багнолдом [16] как $\overline{v}\tau_0$, где $\overline{v}$ — средняя скорость. Энергия потока имеет размерность мощности (работа в единицу времени), отнесенной к единице площади.

Из многочисленных исследований начальной стадии движения зерен в искусственных руслах чаще всего цитируют Шилдса — американского исследователя, работавшего в Европе [112]. Он использовал полностью турбулентные потоки, причем рассмотрение каждой модели потока начиналось с участка плоского горизонтального дна. Моделируя потоки с различным размером зерен и различной температурой воды, ему удалось установить пороговые значения для начала движения при заданных условиях. При таком подходе подразумевается, что начало движения определяется величинами $\tau_0$ (касательное напряжение), $\Delta\gamma$ (разность удельного веса жидкости и зерна), $d$, $\rho$ и $\mu$. Из этих переменных параметров Шилдс составил две безразмерные величины $\tau_*$ и $R_*$, часто называемые параметрами Шилдса (фиг. 9-10). $\tau_*$ есть безразмерное касательное напряжение, а $R_*$ — число Рейнольдса для границы раздела, выражающее меру турбулентности на ней. В отличие от обычного числа Рейнольдса в него входит не просто скорость, а скорость скольжения $v_*$, так что $R_*$ характеризует турбулентное вихреобразование. В качестве параметра длины использован диаметр частицы $d$. Можно отметить, что как $\tau_*$, так и $R_*$ описывают гидравлические условия на границе, т. е. в том месте, где возникает движение зерен.

Кривая на фиг. 9-10 делит всю область на две части: если точка лежит над кривой, любая частица, находящаяся на поверхности дна, приходит в движение; если точка под кривой — движение отсутствует. Сама же кривая соответствует пороговым или критическим условиям, определяющим начало движения. Имея дело с потоками текучих сред,




Фиг. 9-10. Безразмерная функция касательного напряжения по Шилдсу (*вверху*) и модифицированная кривая Хьюлстрома (*внизу*) ([29], с изменениями).

Шилдс достиг большой степени обобщения, построив кривую зависимости $\tau_*$ от $R_*$, а не от $d$, хотя последнее и кажется на первый взгляд более рациональным. Используя $R_*$, можно, например, найти значение $\tau_*$ (безразмерное критическое касательное напряжение) для различных значений величин $\Delta\gamma$ или $\nu = \rho/\mu$, последняя из которых зависит от температуры. Так, например, кривую Шилдса можно использовать не только для потока воды, но и для ветра. Поэтому зависимость $\tau_*$ от $R_*$ обеспечивает наибольшую информацию, которую можно получить из одного графика. Величину $v$ в зависимости от $d$ можно выразить в форме простой взаимозависимости, как на фиг. 9-10, лишь тогда, когда $\rho$, $\Delta\gamma$ и $\nu$ либо постоянны, либо предполагаются постоянными, как, например, для средней величины потока при половодье в течение данного сезона. Фиг. 9-10 также наглядно показывает, как $\tau_*$ зависит от температуры, вследствие температурной зависимости величины $\nu$, особенно для песка с размером зерен от 0,1 до 0,5 мм.

График Шилдса представлен вогнутой кривой с нечетко выраженным минимумом между значениями $R_*$ от 8 до 15. Для воды в стандартных условиях этот минимум соответствует размерам зерен от 0,2 до 0,5 мм: и крупные зерна, и более мелкие увлекаются лишь более сильными течениями. Парадокс, заключающийся в том, что для начала переноса более мелких зерен требуется бóльшая безразмерная влекущая сила (сила волочения), можно объяснить, если рассмотреть приложенное к ним тангенциальное усилие или усилие сдвига [118]. Если глины и алевриты не консолидированы, то для увлечения их частиц понадобится меньшая скорость скольжения, но если эти осадки консолидированы хотя бы частично, то влекущая сила должна быть гораздо больше. Дополнительным фактором, действующим в том же направлении, может стать попадание мелких частиц в ламинарный подслой. Силы сцепления на глинистой поверхности дна, а тем самым и сопротивление сдвигу могут существенно зависеть от минерального состава глин и состава жидкой фазы, а также от условий, в которых было сформировано глинистое русло. Процесс вовлечения в движение алевритов и глин еще нельзя считать интерпретированным полностью, хотя по этому вопросу опубликован ряд детальных исследований [31, 118].

В условиях природных течений следует учитывать уклон русла и влияние грунтовых вод на процесс увлечения частиц. Для увлечения зерна данного размера по направлению течения (под уклон) требуется меньшая влекущая сила, чем против течения; их разность определя-

ется проекцией силы тяжести на направление уклона. В природных течениях сила, необходимая для вовлечения зерна со дна внутрь потока, будет изменяться в зависимости от поступления или оттока воды в направлении, перпендикулярном плоскости дна. Приток воды уменьшает влекущую силу, а отток через осадок увеличивает. Здесь определяющим фактором является величина порового давления пласта (см. раздел, посвященный деформациям песка в осадке).

Благодаря наглядности используемых параметров, по своей общности и экспериментальной осуществимости работа Шилдса актуальна и в настоящее время, хотя появилось много новых экспериментальных данных. Среди последних можно отметить исследование переноса отдельных стеклянных шариков по состоящему из таких же шариков дну с ромбоэдрической упаковкой [85]. Установлено, что скорость такого переноса является функцией шероховатости дна, тангенциальной скорости течения и диаметра шариков в упаковке дна. Таким образом, были подтверждены некоторые важные переменные величины, входящие в оба параметра Шилдса: $\tau_*$ и $R_*$.

**Практические расчеты переноса вещества и их обоснование.** После рассмотрения вопросов вовлечения отдельных зерен в поток жидкости следующим логическим шагом является детальный вывод прикладных формул, описывающих перенос твердого вещества в потоках. Большинство этих формул рассматривает расход либо увлекаемых потоком донных отложений, либо взвешенного материала, либо того и другого вместе. Расход взвешенного материала легко измерить в отличие от расхода донного материала, так что в практических расчетах последнюю величину определяют в основном по формулам. Однако, поскольку *скорость переноса* почти невозможно оценить для древних песчаников и трудно определить даже для молодых осадков и для современных потоков, такие формулы не могут быть непосредственно использованы седиментологами, и здесь мы приведем только главные, а читателю рекомендуем более полные обзоры [99, 107].

Исходя из практической важности водных путей, инженеры занимались разработкой формул переноса сыпучего материала в руслах по крайней мере со времен Дюбуа, т. е. с 1879 г. Из многих появившихся с тех пор теорий в Америке наиболее широко используется формула, выведенная Эйнштейном [37], а в Европе — Мейер-Петером и Мюллером [88]. Почти все они были первоначально предназначены для оценки переноса в современных потоках. Позднее Багнолд развил в серии работ [13, 15, 16] теорию, которая была принята многими седиментологами (см., например, [8, 55, 59]) и геоморфологами [78].

Теория Багнолда основана на предположении, что зерна, движущиеся под действием текучей среды, испытывают сдвиг относительно друг друга, происходящий в присутствии межзерновой жидкости, которая также принимает участие в создании усилия сдвига. Увлекающая (влекущая) сила $\tau_0$ двигает зерна вперед, а сила тяжести — вниз. Багнолд также предположил следующее: 1) сдвигающиеся относительно друг друга зерна приводят к возникновению дисперсионного (рассеивающего) давления $P$ в жидкости, имеющего направление вверх и вниз перпендикулярно дну; 2) существует противодействующая, замедляющая, компонента напряжения сдвига $\tau_t$, возникающая за счет столкновений зерен между собой; 3) существует также и противодействие напряжению сдвига $\tau_r$ за счет сопротивления со стороны межзерновой жидкости. Таким образом, в равновесном состоянии плоского горизонтального дна мы имеем $\tau_0 = \tau_t + \tau_r$. Наконец, теория вводит соотношение между нормальным (перпендикулярным дну) дисперсионным давлением $P$ и компонентой $\tau_t$ касательного напряжения за счет соударений

зерен: $\tau_t/P=\operatorname{tg}\varphi$, где $\varphi$ — угол трения, соответствующий равновесной ориентации зерен в плоскости их переноса, т. е. это угол естественного откоса, так что под $\operatorname{tg}\varphi$ можно понимать динамический аналог коэффициента статического трения (трения покоя). Багнолд нашел [13], что $\tau_r$ очень мало по сравнению с $\tau_t$ при высоких концентрациях вещества, переносимого потоками таких текучих сред, как воздух или вода. Поэтому можно пренебречь величиной $\tau_t$ и записать для горизонтального дна:

$$\tau_0=P\operatorname{tg}\varphi=[(\rho_s-\rho_f)/\rho_s]\,Mg\operatorname{tg}\varphi \qquad (9\text{-}13)$$

и для наклонного дна:

$$\tau_0 P\operatorname{tg}\varphi-t=[(\rho_s-\rho_f)/\rho_s]\,Mg\,[\cos\alpha\cdot\operatorname{tg}\varphi-\sin\alpha], \qquad (9\text{-}14)$$

где $t$ — тангенциальное напряжение для дна с углом наклона $\alpha$, а $M$ — масса движущихся зерен. Исходя из приведенных уравнений, Багнолд вычислил такие параметры, как работа и скорость переноса, а также мощность несущего потока; все они выражают его общий подход к потоку жидкости как к транспортирующему механизму. Привлекательность этой теории — в ее логичности; слабость ее заключается в эмпирическом обосновании ведущих положений и в трудности экспериментального определения необходимых констант. Хотя она и принята многими геологами, лишь время и дополнительные эксперименты способны определить ее жизнеспособность и реальную значимость.

Колби [25], Калбертсон и Доуди [32] сопоставили различные формулы переноса вещества по дну русла некоторых конкретных потоков. Колби отмечает сложность природных потоков по сравнению с моделированными (в искусственных руслах), в силу чего не следует ожидать точных соотношений между секундным расходом песка, с одной стороны, и свойствами потока и осадка — с другой [25]. Калбертсон и Доуди [32] показали, что уравнение Эйнштейна более подходит для полевых условий исследования, чем теория Багнолда.

Качественное описание различных видов переноса вещества по дну русла удалось провести путем петрографического изучения древних песчаников и их осадочных текстур, взяв за основу теорию Багнолда. При этом был сделан вывод [35] о наличии в некоторых течениях, протекающих над илистым дном, «ковра волочения» — некоторого нижнего слоя перемещающегося скачкообразно песка, в котором можно наблюдать следы соударений зерен друг с другом (насечки), а штриховка зерен отсутствует, так как стирается благодаря эрозионному действию жидкости. Этот результат приписывают коллективным соударениям зерен и называют его эффектом Багнолда. На основе изучения некоторых третичных песчаников Калифорнии Стоффер [115] сделал вывод, что существует разновидность структурного потока по зернистому дну, которую он назвал зернистым потоком, что соответствует термину Багнолда [13] для псевдоламинарного прямоугольного потока вязкой массы жидкости с высокой концентрацией мелкодисперсных зерен, когда основным эффектом можно считать соударения между зернами.

## ФОРМЫ ОТЛОЖЕНИЯ В РУСЛАХ РЕК

Аллювиальный перенос песка обусловливает формы и размеры отложения — от незначительной ряби с высотой лишь несколько сантиметров до меандр шириной во много километров и мощностью 40—50 м. Встречаются песчаные дюны, мысы и серповидные бары также самых разных размеров. Все вместе эти формы образуют, согласно Аллену [5], иерархическую систему, представленную в табл. 9-2. Здесь

Таблица 9-2

**Морфологическая иерархия аллювиальных отложений**

*Пояс меандрирования*

Формируется в результате миграции меандрирующего русла. Отложения главным образом в форме песчаных баров. Извилистые края. Мощность до 40 м и более, ширина до 10—20 км и более в поймах крупных рек. Древние эквиваленты: гетерогенные речные песчаные залежи

*Русло*

Возможны прямые или извилистые плёсы. Бары образуются главным образом с внутренней стороны крутых излучин, большие серповидные бары — в тальвеге. В крупных реках при обилии песка отмели могут достигать длины от 1 до 5 км. Их мощность определяется глубиной промоин во время половодья. Максимальные морфологические изменения (образование промоин и заполнение) происходят при высоком расходе воды во время паводка. Древний эквивалент: русловые выполнения внутри песчаных тел либо в толщах глинистых сланцев или известняков

*Дюны*

Встречаются в виде целых систем в тальвеге и на верхних плёсах у песчаных баров, возникших в результате паводков. Высота и интервал между ними (период) возрастают с углублением водного потока. Сохраняют формы, возникшие при спокойном режиме. Пологий уклон направлен по течению, возможны некоторые небольшие колебания уклона дна. Наибольшие смещения происходят в максимум паводка. Древний эквивалент: мульдовая и плоскостная косая слоистость

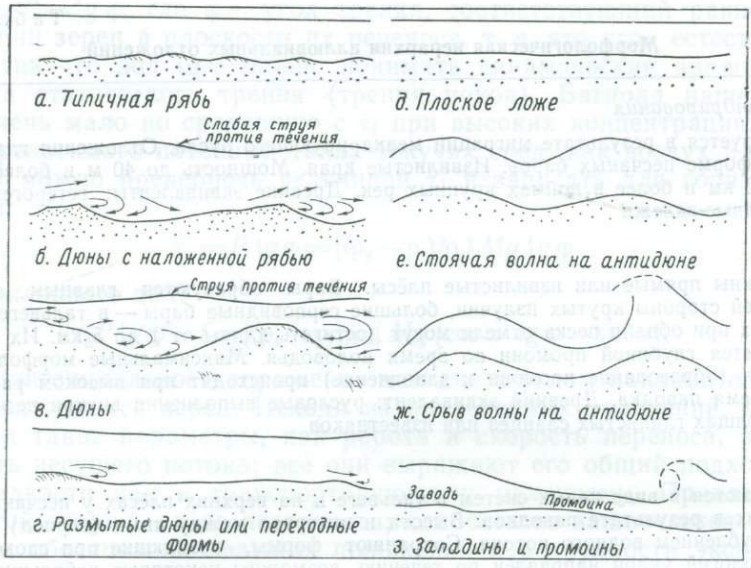
*Рябь*

Встречается в виде систем, наложенных на дюны отмели, плёсы, формируется в режиме спокойного течения. Период (интервал между гребнями) пропорционален размеру зерен и не зависит от глубины водного потока. Пологий уклон, по течению, угол уклона может отклоняться в некоторых небольших пределах. Возможны различные типы ряби. Древний эквивалент: знаки ряби

нас будет интересовать в первую очередь гидродинамическое происхождение ряби и дюн, более же крупные элементы системы будут рассмотрены в гл. 11.

Вследствие доступности и экономической важности рек для жизни человека наши знания о механизме переноса песка и формах его отложения в аллювиальных условиях наиболее совершенны по сравнению с изученностью других обстановок. В исследовании этого механизма сыграли роль и прямые наблюдения, и эксперименты, а также теоретическое рассмотрение процесса. Особенно плодотворными оказались опыты с искусственными руслами; эти пионерские исследования в Северной Америке были проведены Геологической службой США еще в 1914 г. Гилбертом [45]. Особенно большое значение имела публикация двух серий трудов: «Изучение потока в речных руслах» и «Перенос осадка в руслах рек» («Studies of flow in alluvial channels» и «Sediment transport in alluvial channels»). Но, несмотря на наличие этих и многих других работ, общепризнанная теория, объясняющая все формы отложений в аллювиальных руслах и связывающая их с переносом осадков, пока отсутствует. Большинство из предлагавшихся теоретических интерпретаций рассмотрено в специальных монографиях [99, 107]. Здесь приведены лишь главные результаты экспериментального изучения и указаны возможности их использования в полевых исследованиях современных песков.

Неотъемлемой частью процесса переноса песка турбулентным потоком является развитие волнистых (рябь, дюны) и некоторых других форм. Когда вода с возрастающей скоростью (секундным расходом, движущей силой, мощностью потока, т. е. параметрами интенсивности потока) протекает над рыхлым зернистым дном, сложенным песком, и




Фиг. 9-11. Последовательность изменения формы ложа, образованного рыхлым песком, по мере увеличения интенсивности потока [114].

начинается общее движение, то песчаное русло размывается потоком, причем образующиеся характерные формы дна сменяют друг друга в определенной последовательности, которая проявляется и в древних песчаниках. Такое перемещение границы раздела жидкость — песок не только является следствием конкретных условий течения, но и само оказывает воздействие на последнее, так как изменение формы отложения и микрорельефа, определяющих степень шероховатости, влияет на сопротивление, оказываемое текущей воде границей раздела (фиг. 9-5).

Режим течения в руслах рек подразделяется [113] на спокойный, переходный и бурный исходя из морфологии дна, концентрации осадка,

Таблица 9-3

**Режим течения и формы ложа**

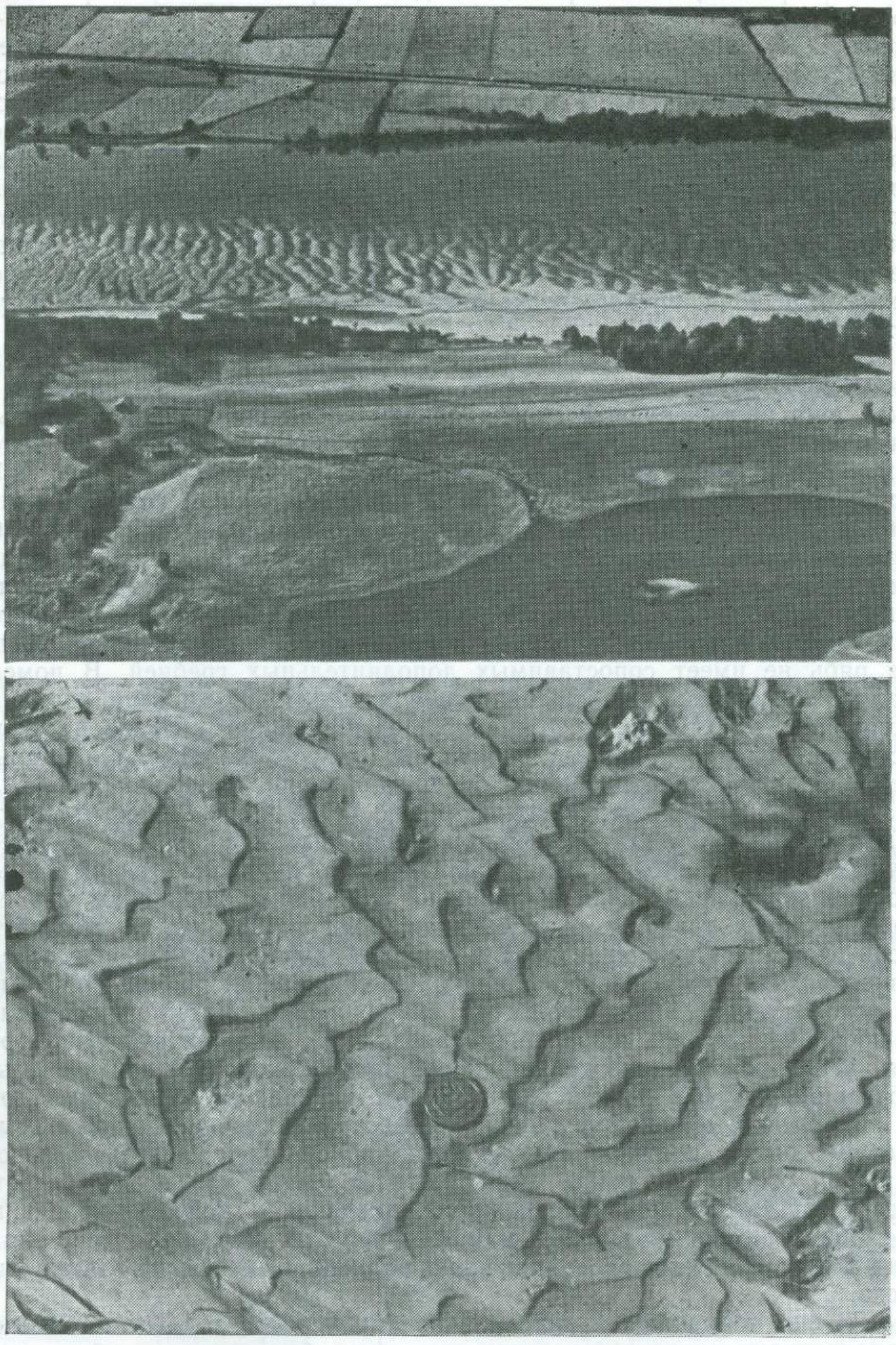
| Режим течения | Форма ложа | Примечание |
|---|---|---|
| Спокойный | Рябь<br>Рябь на дюнах<br>Дюны | $F<1$. Зерна передвигаются путем прерывистых смещений, главную роль играет шероховатость русла. Водная и донная поверхности — в противофазе друг к другу. Донные формы смещаются по течению |
| Переходный | Дюны с размывом | $F=1$. Существенную роль играет шероховатость за счет неровностей поверхности ложа и за счет зернистости наносов |
| Бурный | Плоское ложе<br>Антидюны<br>Западины и промоины | $F>1$. Происходит непрерывное движение зерен, главную роль играет шероховатость, обусловленная зернистостью наносов<br>Водная поверхность и поверхность ложа в одинаковой фазе. Антидюны смещаются против течения, остаются на одном месте или смещаются по течению |

способа переноса, типа неровностей дна (шероховатости) и фазового соотношения на поверхности раздела между водой и дном (табл. 9-3 и фиг. 9-11). При экспериментальном изучении искусственных русел в качестве первого приближения для такого подразделения режимов используют число Фруда: $F<1$ для субкритического режима (спокойное течение), $F=F_{крит}=1$ для переходного и $F>1$ для сверхкритического режима. По мере увеличения расхода, или мощности, потока развиваются последовательно следующие формы отложения песка с размером зерен менее 0,6 мм: исходное плоское дно⟶небольшая асимметричная рябь⟶рябь на дюнах⟶дюны⟶промоины на ряби и дюнах (переходные формы)⟶плоское дно⟶антидюны⟶западины и промоины. Для более грубого песка начальной формой образования могут быть дюны.

Почти все волнообразные формы, проявленные в песках и песчаниках, сформировались в условиях спокойных течений. В протоках и реках рябь и дюны почти всегда представляют собой асимметричные гряды (рифель), ориентированные поперек течения. Склоны, по которым частицы скользят вниз, обращены вниз по течению. На фиг. 9-12 изображены некоторые из многочисленных возможных конфигураций. Рябь и дюны почти всегда встречаются в виде более или менее обширных систем поверхностных образований. Пока нет единого мнения, в чем разница между рябью и дюнами, но обычно считают, что дюны существенно крупнее (их амплитуда, как правило, должна превышать 7 см) и чаще всего имеют рябь на обращенных к потоку склонах, тогда как рябь не имеет сопоставимых дополнительных гребней. В номенклатуре аллювиальных форм дна, предложенной Комитетом седиментации [30], рекомендуется применять термин «рябь» к волнообразным песчаным формам с амплитудой «волны» менее 3 см. Имеются данные о том, что статистически формы отложения песков с амплитудой «волны» между 3 и 7 см встречаются заметно реже, и это может отражать фундаментальное различие в происхождении ряби и дюн. В асимметричных дюнах и ряби в спокойных течениях слоистость фронтальных слоев имеет падение вниз по течению. Эти формы сохраняются в основных чертах также и в песчаниках, хотя максимальная мощность косой слоистости не всегда отражает максимальную высоту дюн вследствие размыва верхних слоев породы. Асимметричные рябь и дюны имеют угловатую, с резким перегибом линию гребня. Часто угол склона, по которому частицы свободно соскальзывают, соответствует углу трения (углу естественного откоса) и составляет около 34° для песчаных зерен в воде. Гребни имеют резкий излом и между собой не согласуются. При спокойном режиме течения перенос осадков идет медленно или умеренно быстро и сопротивление потоку обусловлено главным образом формами отложения песка. Форма дюн не соответствует поверхности воды. Тип потока, формы отложения, давление и напряжение сдвига на границе между жидкостью и дном — все эти факторы тесно взаимосвязаны при формировании поля волнообразных форм отложения песка.

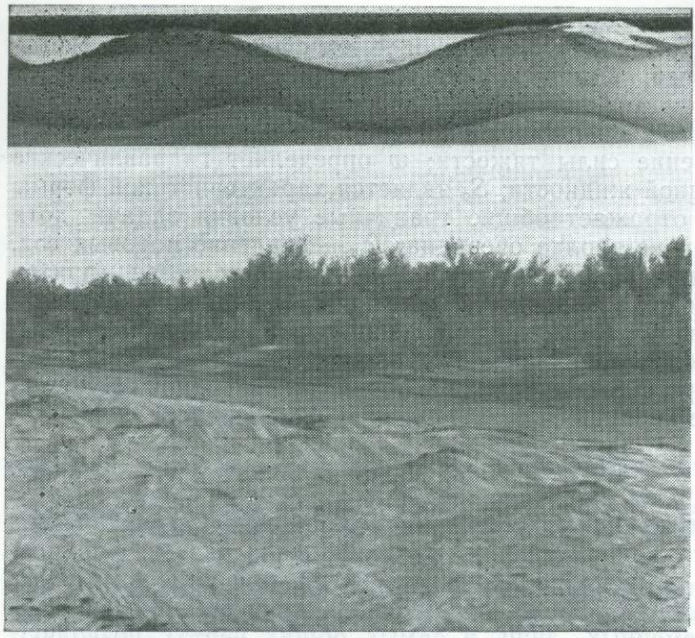
До сих пор остается неясным, почему перенос зернистых осадков в руслах рек почти всегда сопровождается образованием ряби и дюн [23, 99]. Одна из теорий исходит из случайного скопления зерен на каком-то участке первоначально плоского русла, и это стимулирует дальнейшее развитие процесса [40, 104].

Многие седиментологи, в частности Аллен (1964), считают такой текстурный признак, как первичная линейность течения, однозначным признаком отложения из потока с переходным режимом при горизонтальном плоском русле, однако полевые наблюдения показывают, что



Фиг. 9-12. Асимметричные аллювиальные песчаные волны различного размера.

*Вверху:* большое поле дюн в долине реки Лууснан, северо-восточнее Ярвсо, Швеция [82]; река течет справа налево. *Внизу:* небольшая асимметричная рябь течения с резким гребнем, направление потока слева направо. Ирригационный канал, Масон-Верт, колодец Месауд, департамент Оазис, Алжир.



Фиг. 9-13. Стоячие волны и антидюны в той же фазе, что и водная поверхность, в небольшом лотке (*вверху*) и стоячие волны в реке Пуэрко во время паводка (*внизу*).

Верхний снимок: поток и антидюны движутся слева направо [29]. Нижний снимок: окрестности Бернардо, округ Сокорро, Нью-Мексико (фото Бевериджа, Геологическая служба США).

не все отложения с такой текстурой возникают в подобных условиях. Так, для пород, переходных между песком и глинистым сланцем, обычно очень тонкозернистых, также известны такие текстуры, однако здесь они возникли при отложении из потока со слабой интенсивностью. Причиной разногласий является уникальность достоверно установленных соотношений текстур и интенсивности потока. Всегда ли определенная осадочная текстура однозначно соответствует определенным гидродинамическим параметрам процесса? Независимо от режима течения первичная русловая линейность образуется в результате намыва песчаных зерен вдоль русла в виде гребней высотой в несколько диаметров зерна. Ориентация зерен в основном совпадает с ориентацией гребней, что представляет собой надежный индикатор направления течения. Было высказано предположение, что отчетливо выраженные гребни, обусловливающие эту текстуру, обязаны своим происхождением неустойчивости тонкого пограничного слоя в поперечном профиле отложений [6].

Антидюны могут перемещаться вверх и вниз по течению или оставаться неподвижными; их форма соответствует поверхности воды (фиг. 9-13). Они редко сохраняются в водноотложенных песчаниках, хотя они отмечались в отложениях грязекаменных плотных потоков, связанных с основной волной мелководных фреатических извержений [41]. Антидюны характеризуются слабо выраженными текстурами внутренней слоистости [65]. При сверхкритическом режиме течения перенос песка весьма значителен, а сопротивление потоку невелико и обусловлено главным образом только шероховатостью песчаных зерен.

Симонс и др. [114] предположили, что при постоянстве расхода воды и количества взвешенных в ней частиц тип формы отложения является функцией

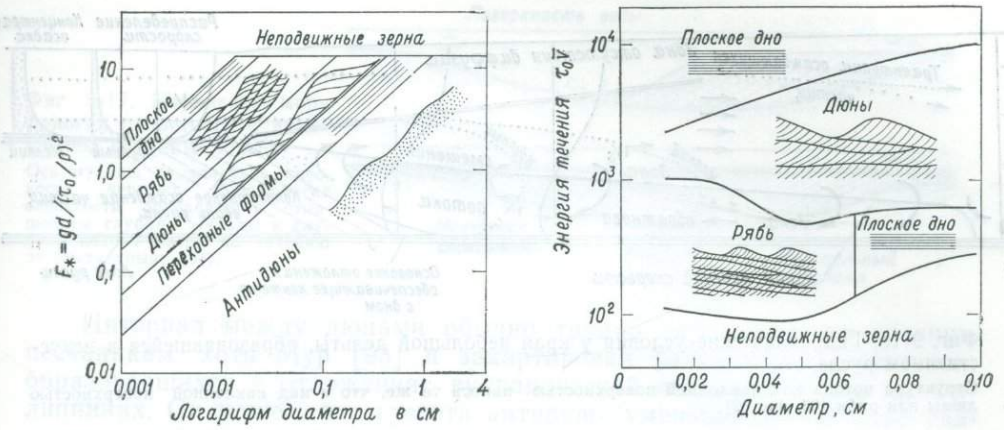
$$\varphi(D,\ S,\ d,\ s_0,\ \rho_m,\ g,\ w,\ S_c,\ P_w), \qquad (9\text{-}15)$$

где $S$ — наклон энергетической кривой (мера энергетических потерь в потоке), $s_0$ — сортировка осадка, $S_c$ — форма поперечного сечения,

$P_w$ — давление поровых вод, остальные величины были определены выше. Как глубина, так и гидравлический уклон существенно определяют напряжение сдвига; $d$ и $s_0$ характеризуют степень шероховатости зерен; $d$ — главный фактор, определяющий скорость оседания; $\rho_m$ учитывает концентрацию в смешанной системе вода — песок, увлекаемой течением; $g$ — ускорение силы тяжести; $w$ определяет гидравлические свойства зерна в данной жидкости; $S_c$ является характеристикой формы границы раздела и отражает общие граничные условия задачи, хотя роль этого фактора и не вполне очевидна; $P_w$ — давление поровых вод, характеризует изменение эффективного веса песчаных зерен (приток воды из осадка в поток уменьшит эффективный вес, а отток — увеличит) и, таким образом, определяет смещение порогового размера частиц, которые могут быть сдвинуты с места данной влекущей силой потока. После некоторого упрощения в указанной функции остаются следующие основные переменные:

$$\varphi(D,\ S,\ d,\ s_0,\ \rho_m,\ w). \tag{9-16}$$

Аллен использовал самые различные комбинации гидравлических параметров, для того чтобы выяснить происхождение разных форм отложения [6]. Точки, символизирующие определенные формы отложения на двухкоординатных диаграммах, отражающих изменение только двух гидравлических переменных, лишь в самых общих чертах позволяют обозначить области значений этих переменных, соответствующие конкретным формам, тогда как очевидна необходимость одновременного учета большего числа переменных параметров. Частично такая неудача связана еще и с трудностью точной идентификации различных слоистых форм. Графики Богарди [19] и Аллена [6] дают представление о некоторых из параметров и обосновывают их выбор. Богарди [19] дает диаграмму в координатах $F_* = v^2/gd$ и размер зерна $d$ (фиг. 9-14). Видоизмененное число Фруда здесь отличается тем, что в него входит скорость скольжения на поверхности раздела, а не средняя скорость течения, как обычно; оно аналогично, таким образом, числу Рейнольдса, модифицированному Шилдсом в $R_*$. Другое отличие $F_*$ — использование диаметра зерна, а не глубины водоема. С помощью введения в величину $F_*$ скорости скольжения Богарди удалось отразить гидравлические условия на поверхности раздела, а использование $d$ позволило также учесть и размер зерен перемещающегося по руслу материала. При увеличении скорости скольжения формы отложения изменяются от ряби до дюн для одного и того же, например переходного (умеренного), режима потока с любым заданным размером зерен. Богарди предположил также, что первоначально гладкое дно русла становится гладким вторично при переходе к антидюнам. На основании многочисленных данных Гюи и др. [50] Алленом [8] составлена диаграмма (фиг. 9-14), где показана существенная зависимость форм отложения от мощности течения и в меньшей степени от размера зерна. Мощность течения на единицу площади была введена ранее Багнолдом [16], она — естественное следствие рассмотрения гидродинамического потока как механизма транспортировки. В девонских речных отложениях серии Вуд-Бей на Шпицбергене Френдом [44] выявлена надежная корреляция между размером зерен и осадочными текстурами, что подтверждает выводы из экспериментов с искусственными руслами о существовании взаимосвязи между размером увлекаемых зерен и формой отложения, поскольку и то и другое зависит от интенсивности потока. По существу такое

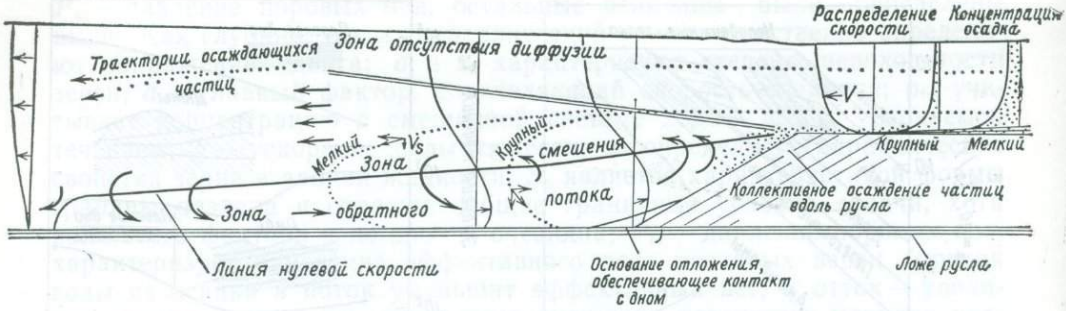



Фиг. 9-14. Формы отложения и их связь с интенсивностью потока и с размером зерен.
*Слева:* $F$ — модифицированное число Фруда, учитывающее скорость трогания, или скорость скольжения, т. е. скорость потока, при которой зерно отрывается от дна, $d$ — диаметр зерна [19]. *Справа:* координаты графика: энергия течения и медианный диаметр [8].

же заключение сделано Хармсом [53]. Зависимость осадочных текстур от размера зерен позволяет предположить, что гранулометрическое сопоставление их с целью точного установления обстановки седиментации лучше проводить на образцах, имеющих одинаковые осадочные текстуры.

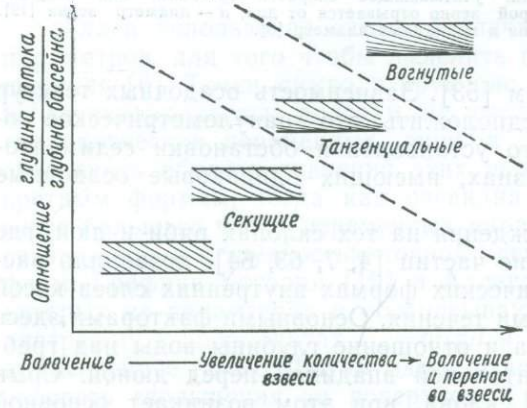
Исследование процесса осаждения на тех склонах ряби и дюн, где происходит свободное скатывание частиц [4, 7, 63, 64], позволило расширить наши знания о геометрических формах внутренних слоев косой слоистости и их связи с условиями течения. Основными факторами здесь являются влекущая сила потока и отношение глубины воды над гребнем дюны к глубине над фронтальной впадиной перед дюной. Срыв потока происходит у вершины склона, при этом возникает основной турбулентный вихрь (фиг. 9-15). Последний может привести к образованию регрессивной ряби либо перед фронтальным склоном, либо на нем самом. Если влекущая сила невелика, большинство зерен скатывается либо соскальзывает вниз по склону, причем самые крупные из них проходят наибольший путь, что приводит к формированию косослоистых текстур, но при нарастании влекущей силы количество зерен, захваченных турбулентным вихрем, увеличивается и все больше их откладывается на более низких участках склона скатывания или внизу перед ним, так что наклонный передовой слой либо располагается тангенциально по касательной к дну, либо приобретает вогнутую форму. Более мелкие зерна также формируют вогнутые слои. Впадина перед дюной мелеет (возрастает отношение глубины воды над вершиной гребня к глубине впадины); этот процесс развивается указанным путем, поскольку при заданной влекущей силе бóльшая часть мелких зерен осаждается из взвеси позже и дальше, чем материал, переносимый через гребень дюны путем волочения. Поэтому как возрастание переноса во взвешенном состоянии (бóльшая влекущая сила), так и обмеление перед фронтом склона скатывания дюн приводят обычно к формированию вогнутостей, а не секущих слоев (фиг. 9-16). Заполнение впадин иллюстрирует фиг. 9-17.

При спокойном режиме течения волнообразные песчаные формы мигрируют вниз по течению за счет выноса потоком материала с тыловой стороны ряби и отложения его на передней стороне. Исключение




Фиг. 9-15. Гидравлические условия у края небольшой дельты, образовавшейся в искусственном русле.

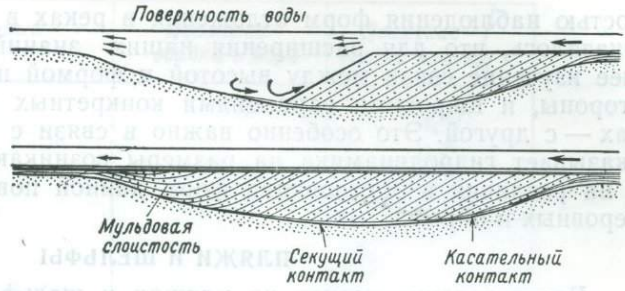
Структура потока над наклонной поверхностью наноса та же, что и над наклонной поверхностью дюны или ряби [63, фиг. 2].




Фиг. 9-16. Зависимость морфологии фронтальных слоев от соотношения количеств материала, переносимого волочением и во взвешенном состоянии, и от отношения глубины потока к глубине бассейна [6].

представляет обратное движение (дрейф) ряби вверх по течению, или так называемая восходящая рябь, для которой первостепенную важность имеет выпадение взвеси на дно. Восходящая рябь встречается там, где имела место высокая скорость осаждения, благодаря которой происходила аккумуляция осадков на тыловых склонах дюн или ряби. Это явление можно обнаружить во временно затопляемых зонах [84], а также в верхних частях турбидитных циклов [124] (фиг. 9-26).

Как зависят период (интервал между гребнями) песчаных волн, высота гребня и средний размер зерна в аллювиальных руслах от гидродинамических условий? Хотя окончательный ответ — дело будущего, мы все же знаем, что рябь и дюны ведут себя по-разному. Ялин [126] и Раудкиви [99] сделали вывод, что рябь течения имеет период, пропорциональный размеру зерен и не зависящий от глубины потока. Исследования как современных, так и древних песков, а также многие эксперименты определенно подтвердили, что высота ряби и расстояние между соседними волнами не зависят от глубины потока. Наблюдения также показали, что рябь может изменять свой размер в пределах одной и той же поверхности, на сравнительно небольших расстояниях. Аллен [8] предположил, что относительно прямолинейная и непрерывная рябь сменяется искривленной и прерывистой при увеличении глубины и скорости в мелководных (речных) потоках и прибрежных зонах.

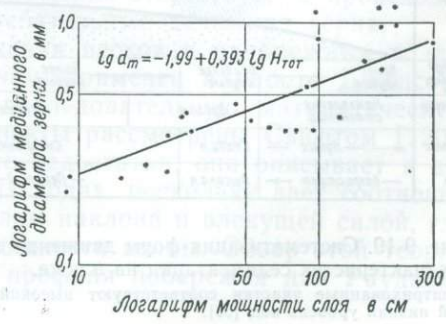



Фиг. 9-17. Изменение морфологии слоистости с изменением глубины воды.

Ось мульды параллельна плоскости чертежа. Морфология слоистости определяется отношением глубины мульды к глубине потока вверх по течению от места срыва [64].

Интервал между дюнами обычно трудно определить по древним песчаникам, хотя Мур [93] и закартировал распределение антидюн, образовавшихся в отложениях вулканической основной волны на Филиппинах. Он нашел, что густота антидюн уменьшается по мере удаления от кратера и затухания основной волны. Обычно высота дюн близка к максимальной мощности косой слоистости — параметру, который определить столь же нетрудно, как и размер зерна. Имеются некоторые сведения о высоте дюн в реках. Используя результаты наблюдения за реками и искусственными руслами, Ялин [126] сделал вывод, что высота $D_s$ песчаной волны не может превышать $^1/_6$ от средней глубины потока $D$, т. е. $D_s/D < {}^1/_6$. Полевые исследования некоторых русских рек, проведенные Леви [79], дали примерно ту же величину. Тем не менее было бы полезным проверить гипотезу Ялина с помощью глубинных акустических методов исследования современных рек. Он полагал, что высота дюн зависит от напряжения сдвига и, поскольку последнее возрастает с увеличением расхода воды, одновременно растет и высота дюн. При этом роль размера зерен свелась к минимуму, хотя в природе наиболее мощные косые слои обычно связаны с более грубозернистыми песками (фиг. 9-18). Шейдеггер и Поттер [108] предположили, что высота дюн коррелируется со степенью турбулентности течения и величиной влекущей силы: чем больше последние, тем более крупные зерна могут переноситься течением. Общая форма зависимости размера зерен $d$ от мощности косой слоистости $t$ следующая: $d = \alpha t^{\beta}$, где $\alpha$ и $\beta$ — константы. Сведений о соотношении между высотой дюн и глубиной водоема для озер и морей известно немного, хотя геологические наблюдения свидетельствуют о том, что мощность косой слоистости в них может значительно превышать аналогичную величину в аллювиальных отложениях.

Каковы же в итоге наши представления о формах отложения в аллювиальных руслах? Очевидно, что наши сведения о природе аллювиальных форм отложения богаче, чем о природе отложений в любой другой геологической обстановке. Это обусловлено возможностью экспериментального изучения искусственных русел и относительной несложк-



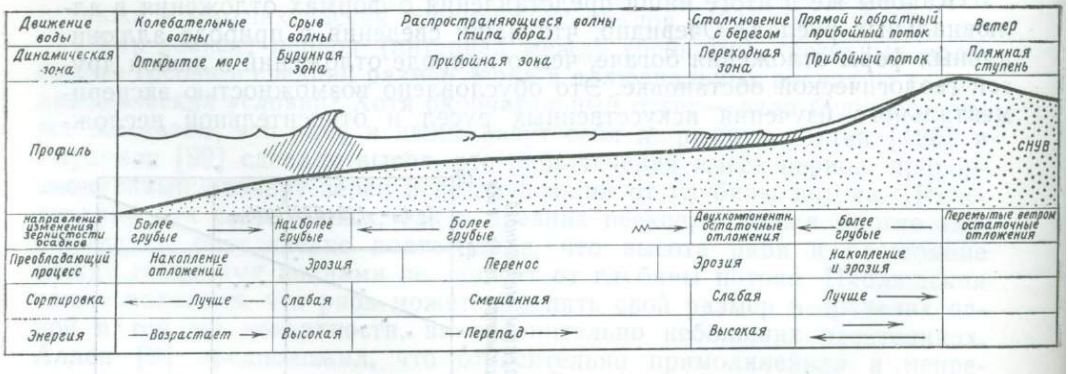

Фиг. 9-18. Размеры зерен и мощность косых слоев [108].

ностью наблюдения форм отложения в реках в периоды низкой воды. Оказалось, что для расширения наших знаний необходимо дальнейшее изучение связи между высотой и формой песчаных волн, с одной стороны, и широкими вариациями конкретных условий течения в реках — с другой. Это особенно важно в связи с тем влиянием, которое оказывает гидродинамика на размеры возникающей косой слоистости и на различия в образовании форм данной поверхности: плоских или неровных и обрывистых.

## ПЛЯЖИ И ШЕЛЬФЫ

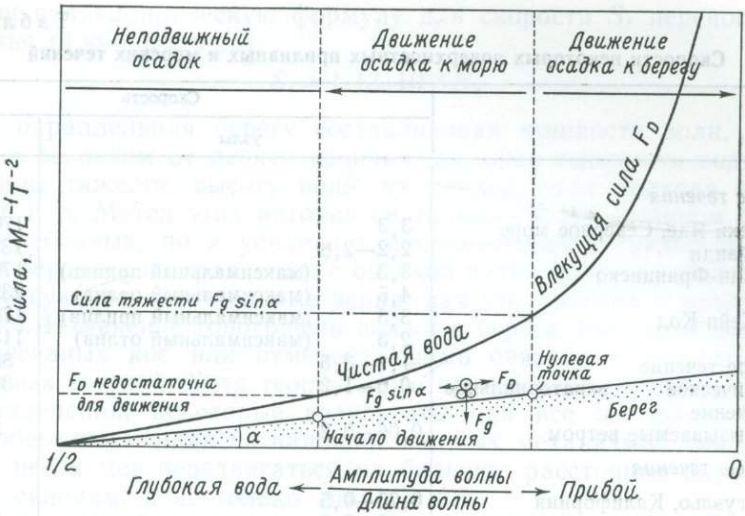
Распределение песков на пляжах и шельфах — сложный процесс, зависящий от совместного действия геометрических факторов (очертания береговой линии, подводной топографии, гидрографии) и энергии волн и течений; обе группы факторов взаимодействуют между собой и обусловливают характер циркуляции воды и степень турбулентности, которые в свою очередь определяют характер донных осадков. Во всей прибрежно-шельфовой зоне перенос песка, его сортировка и тип отложения почти всегда контролируются совместным воздействием волн и течений. В литературе дана подробная систематизация океанских волнений [58] и связанных с ними течений [107]. В дополнение к волнам, порожденным ветрами (что, вероятно, наиболее существенно вблизи от берегов), следует учитывать также приливные и другие океанские течения. Как и в реках, песок переносится двумя способами: волочением по дну и в виде взвеси в воде, однако везде, кроме прибойной зоны у побережья, доминирует первый способ. Мы начнем с рассмотрения береговой линии и пляжа.

Профиль пляжа, спектр волнения и действующие гидродинамические силы показаны на фиг. 9-19. При приближении к берегу глубоководная волна сталкивается с наклоненным навстречу дном и претерпевает рефракцию, в результате чего волновой фронт стремится ориентироваться параллельно береговой линии. Волны придают частицам воды колебательное круговое движение. На мелководье это движение передается материалу дна, увеличиваются величина смещений твердых и жидких частиц, скорость волн и крутизна волны; достигнув достаточной интенсивности, этот процесс приводит слабо связанные песчаные зерна в движение вперед и назад по дну. Этот процесс называют *переносом за счет подъема в волне* (wave surge transport). Наблюдения показывают, что воздействие на дно со стороны волн при нарастании их амплитуды развивается в такой последовательности: колеблющийся




Фиг. 9-19. Систематизация форм движения текучей среды, зон динамической активности и характеристик седиментации на пляже.

Заштрихованные участки соответствуют высокой концентрации взвешенных зерен. *СНУВ* — средний низкий уровень вод [56].




Фиг. 9-20. Схематическое изображение сил, действующих на слабо связанные зерна на пляже ([62], с изменениями).

ламинарный граничный слой⟶появление турбулентности⟶начало смещения некоторых зерен⟶общее движение зерен⟶формирование ряби и дюн [1].

При движении в сторону берега глубоководной колебательной волны и соударении с наклоненным навстречу ей дном соответствующие напряжения сдвига и градиенты давления увеличиваются, и на некотором расстоянии от берега эти силы способны привести в движение песчаные зерна, обладающие определенной скоростью оседания, соответствующей углу наклона дна $\alpha$ (фиг. 9-20). Зерна с данной скоростью оседания смещаются вперед и назад при каждом волновом цикле. Изменение давления на дно при прохождении волны может вызвать также изменение давления поровых вод в заполненном водой песке и тем самым изменить критическую величину влекущей силы (см. раздел, посвященный деформации песков в донном осадке).

Направление и величина абсолютного смещения зерна с данной скоростью оседания в прибрежной зоне с углом наклона дна $\alpha$ зависит от соотношения трех сил: 1) собственно влекущей силы $F_D$, усредненной за один волновой цикл; 2) силы сопротивления со стороны дна $F_r$, вызванной силами сцепления зерна с дном; 3) компоненты силы тяжести $F_g \sin\alpha$ (фиг. 9-20). Сила трения со стороны дна всегда препятствует смещению. Если $F_D > F_g \sin\alpha + F_r$, то зерно движется в сторону берега; если $F_D + F_r < F_g \sin\alpha$, зерно движется в сторону моря; если $F_D = F_r + F_g \sin\alpha$, зерно остается на месте, и это определяет границу, за которой значимое результирующее смещение отсутствует, а происходят лишь поперечные к этой линии колебательные движения зерна.

Такой подход к изучению движения песков в прибрежных водах, использующий понятие *нулевой линии,* применен в работе Джонсона и Иглсона [62], которые развили последовательную математическую теорию процесса; ее прикладные аспекты рассмотрены Свифтом [120]. Хотя эта теория имеет определенные недостатки, она описывает в целом динамику осадков в прибрежных водах, поскольку дает соотношение между скоростью осаждения, углом наклона и влекущей силой, где последняя величина есть функция мощности волны. Обзор этой теории и других теорий движения песка и профиля побережья дан Раудкиви [99].

Таблица 9-4

**Скорости некоторых поверхностных приливных и морских течений**

| | Скорость | | |
|---|---|---|---|
| | узлы | | см/с |
| *Приливные течения* | | | |
| Устье реки Яде, Северное море | 3,3 | | 170 |
| Залив Фанди | 2,2—2,8 | | 132—453 |
| Залив Сан-Франциско | 3,3 | (максимальный прилив) | 170 |
| | 4,5 | (максимальный отлив) | 232 |
| Залив Кейп-Код | 3,3 | (максимальный прилив) | 170 |
| | 2,3 | (максимальный отлив) | 118 |
| Флоридское течение | 1,7—3,5 | | 88—180 |
| Тихоокеаническое экваториальное противотечение | 0,6—1,2 | | 31—62 |
| Течения, вызываемые ветром | 0,06—0,2 | | 3—10 |
| *Прибрежные течения* | | | |
| Мыс Аргуэльо, Калифорния | 0,25—0,5 | | 13—26 |
| Мыс Нэгс-Хед, Южная Каролина | 0—2,6 | (интервал колебаний) | 0—132 |
| | 0,2 | (среднее, мода) | 60 |
| Оготурук-Бич, Аляска | 0—1,0 | (интервал колебаний) | 0—43 |
| | 0,2 | (среднее, мода) | 12 |
| Ла-Холья, Калифорния | 0,01—0,5 | (интервал колебаний) | 0,001—26 |
| | 0,2 | (среднее, мода) | 8 |

Некоторые полевые, а также лабораторные исследования показали, что в дополнение к упомянутому колебательному движению зерен короткие и мощные штормовые волны уносят песок от берега, тогда как длительное волнение (зыбь) приносит песок к берегу. Песчаные зерна движутся подобно маятнику, вперед — назад, перпендикулярно к береговой линии в результате совместного воздействия постоянного прибоя и изменяющихся погодных условий; в зависимости от интенсивности этих факторов движения воды песок претерпевает результирующее поперечное (латеральное) смещение относительно берега. Многократное повторение таких маятниковых циклов способствует значительной сортировке песка и интенсивной абразии; последняя разрушает механически непрочные частицы, например обломки глинистых пород.

Волны играют важную роль в переносе осадков вдоль берега, поскольку они переводят песок во взвешенное состояние и тем самым стимулируют его перенос прибрежным течением или приливами, которые сами по себе могут быть недостаточно мощными для увлечения песка. Другими словами, действие волн сообщает энергию частицам песка, приводя их в движение, а затем уже их подхватывает течение воды. Чем больше напряжение сдвига, создаваемое волной, тем больше песка переходит во взвесь и тем дальше он переносится. В табл. 9-4 представлены параметры, характеризующие некоторые морские течения. Попутным результатом ударов волн о берег под некоторым углом является дрейф наносов вдоль берега. Он происходит вследствие выброса прибоем песчаных зерен под некоторым углом к берегу и возвращения их с обратным прибойным потоком под прямым углом к берегу.

Известны попытки сформулировать теорию переноса донных осадков на пляжах. Соответствующие примеры представляют собой работы Инмана и Багнолда [60] и Абу-Сейда [1], причем последняя работа использует модификацию теории Эйнштейна [37], сформулированной первоначально для переноса донных осадков в руслах рек. При изучении некоторых участков побережья Калифорнии Боуэн и Инман [21]

получили полуэмпирическую формулу для скорости $S_t$ переноса вдоль побережья (в куб. футах/с):

$$S_t = 1{,}13 \cdot 10^{-4} H, \tag{9-17}$$

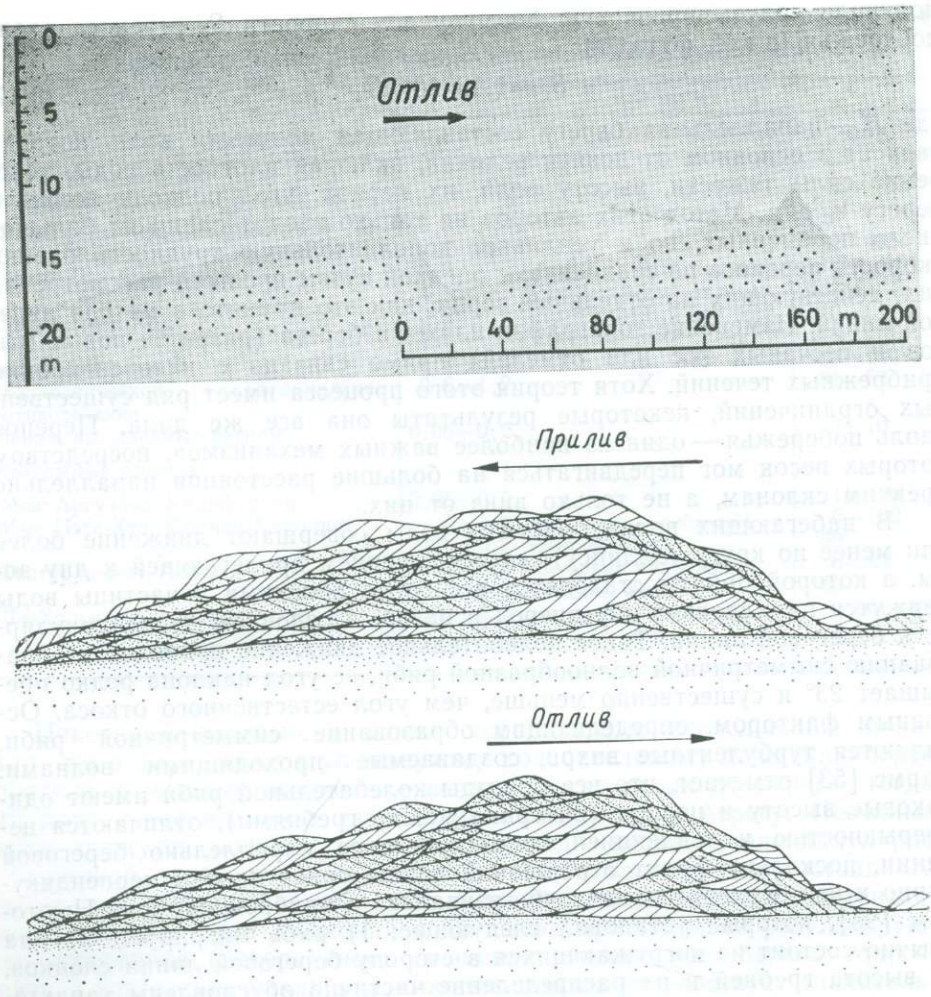
где $H$ — параллельная берегу составляющая мощности волн, которая зависит в основном от девяти величин, включая плотность воды, ускорение силы тяжести, высоту волн, их период, угол подхода волны к берегу и т. д. Метод этих авторов не только вводит слишком большое число переменных, но и усиливает дополнительную трудность оценки скорости переноса по сравнению с оценкой путем простого рассмотрения сил, действующих на отдельные зерна, как это принято в методе нулевой линии. Изменение топографии пляжа и берега (развитие новых мысов и песчаных кос или отмелей) прямо связано с интенсивностью прибрежных течений. Хотя теория этого процесса имеет ряд существенных ограничений, некоторые результаты она все же дала. Перенос вдоль побережья — один из наиболее важных механизмов, посредством которых песок мог передвигаться на большие расстояния параллельно древним склонам, а не только вниз от них.

В набегающих волнах частицы воды совершают движение более или менее по кругу (эллипсу), за исключением прилегающей к дну зоны, в которой орбиты становятся все более плоскими и частицы воды движутся параллельно дну вперед и назад, в основном перпендикулярно к береговой линии. Такое колебательное движение приводит к образованию симметричной волнообразной ряби, ее угол наклона редко превышает 23° и существенно меньше, чем угол естественного откоса. Основным фактором, определяющим образование симметричной ряби, являются турбулентные вихри, создаваемые проходящими волнами. Хармс [53] отмечает, что все борозды колебательной ряби имеют одинаковые высоту и период (интервал между гребнями), отличаются непрерывностью и тенденцией ориентироваться параллельно береговой линии, поскольку фронт отраженной волны ориентирован перпендикулярно к ней. Колебательная рябь изучалась в прибрежной зоне Ньютоном [95], который установил следующее: 1) рябь мигрирует, 2) она обычно состоит из погружающихся в сторону береговой линии слойков, 3) высота гребней и их распределение частично обусловлены характеристиками волн.

Рябь, созданная совместным действием течения и волн, имеющая промежуточные характеристики между рябью течения и рябью волнения, была названа Хармсом [53] комбинированной рябью. Эта рябь может быть асимметричной, но гребни более округлые и более непрерывные, чем у нормальной асимметричной ряби течений в руслах рек; она также имеет меньший угол наклона, чем угол естественного откоса. Рейнек и Вундерлих [103] приводят систематизацию большинства геометрических свойств ряби течения и ряби волнения.

Гидродинамическая интерпретация ряби волнения затруднительна, хотя Инман [57] и показал, что интервал между волнами ряби есть функция диаметра орбиты волны и ее скорости, а также размера зерен, причем более грубый песок формирует рябь с большим периодом. Позднее Хармс [53] снова проанализировал этот вопрос, но получил мало новых результатов. Более того, и для ряби течения зависимость морфологии ряби волнения от глубины воды также практически отсутствует.

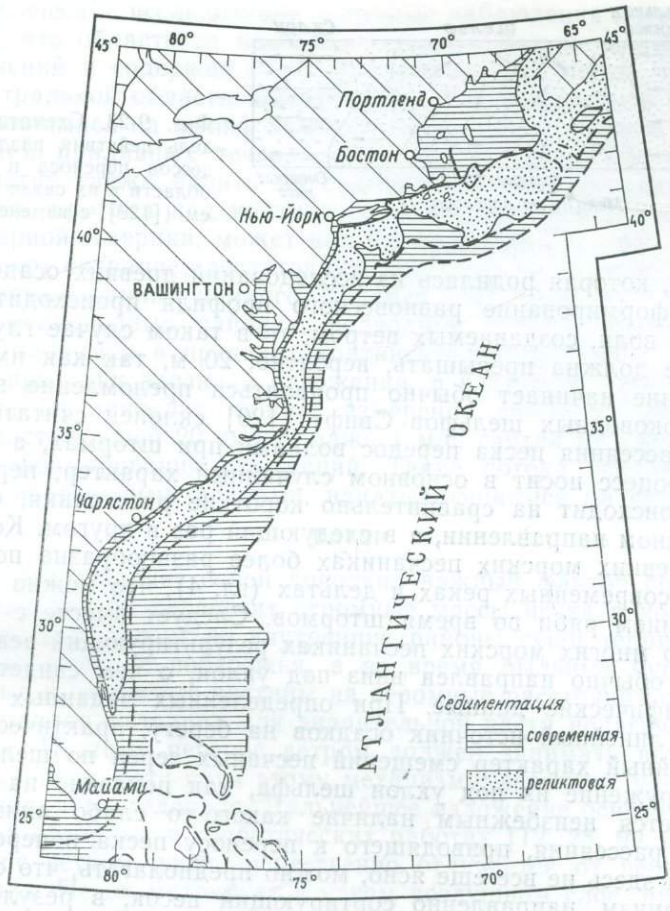
Значительную роль могут играть приливные течения в мелководных шельфовых зонах и в прилегающих устьях рек (эстуариях), а также там, где форма береговой линии сильно ограничивает течение воды, например в фьордах или узких проливах. Такие приливные течения




Фиг. 9-21. Формы песчаных отложений приливо-отливной зоны в устье реки Яде, в южной части Северного моря.

*Вверху* — профиль по данным эхолотирования. *Внизу* — внутренняя текстура по данным бурения. Заметна бимодальная косая слоистость [102].

и соответствующие им формы отложения лучше всего были изучены, по-видимому, в приливных мелководных зонах Северного моря у побережья Голландии и ФРГ [123, 102, 96]. Отдельные асимметричные дюны и песчаные отмели обнаруживают комбинацию двух систем косой слоистости, соответствующих отливам и приливам воды (фиг. 9-21), хотя ориентация асимметричных дюн может быть достаточно сложной [96]. Там, где приливное и отливное течения имеют примерно одинаковую интенсивность, приливное и отливное смещения дюн также одинаковы, формируется бимодальная косая слоистость, но там, где одно из них преобладает, возникает односторонняя миграция дюн и лишь одна система косой слоистости. Многие древние морские известняки обнаруживают, как правило, бимодальную косую слоистость, свидетельствующую о действии приливов и отливов. Болл [17] приводит примеры сложной седиментации оолитовых песков на Багамских островах, которые сопоставимы со многими терригенными песками благодаря сходству процесса отложения. Страйд [116] описал тонкие линзовидные



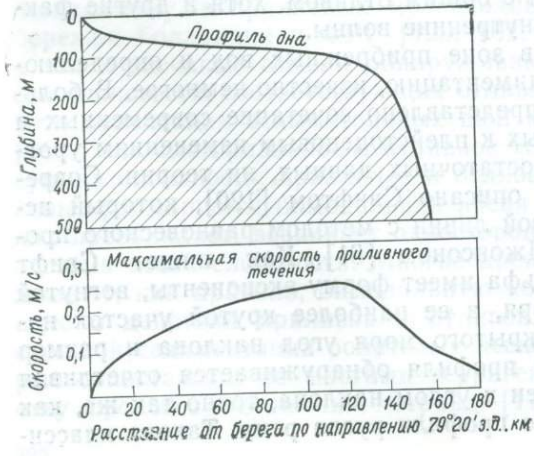

Фиг. 9-22. Реликтовая и современная седиментация в зоне Атлантического побережья Северной Америки [38].

прослои песка у берегов Северного моря, также являющиеся продуктом приливных течений. Шепард и Маршалл [111] зафиксировали скорости прямого и обратного течения в подводных каньонах близ Ла-Хольи, Калифорния, достигающие 34 см/с у дна каньонов; высокая скорость обратного течения коррелируется с общим отливом, хотя и другие факторы играют роль, в частности внутренние волны.

О процессах, действующих в зоне прибрежных вод и определяющих современную шельфовую седиментацию, известно немногое. В большинстве современных шельфов представлено сочетание современных и реликтовых осадков, приуроченных к плейстоценовым изменениям уровня моря (фиг. 9-22), и нет ни достаточных данных, ни теории. Современное состояние этого вопроса описано Свифтом [120], который использует сочетание метода нулевой линии с методом равновесного профиля шельфа, предложенным Джонсоном [61]. Как пишет Свифт [120], равновесный профиль шельфа имеет форму экспоненты, вогнутой по отношению к поверхности моря, а ее наиболее крутой участок находится у берега. В сторону открытого моря угол наклона и размер зерен уменьшаются. В пределах профиля обнаруживается отчетливая корреляция между размером зерен и углом наклона, точно так же, как это имеет место для равновесного профиля русла реки. Такова класси-

Фиг. 9-23. Схематическая модель действия различных процессов переноса в шельфовой области в их связи с побережьем ([120], с изменениями).

ческая идея, которая родилась из исследований древних осадочных пород. Если формирование равновесного профиля происходит за счет воздействия волн, создаваемых ветром, то в таком случае глубина над шельфом не должна превышать, вероятно, 20 м, так как именно при такой глубине начинает обычно проявляться преломление волн. Для более глубоководных шельфов Свифт [120] склонен считать главной причиной рассеяния песка перенос волнами при штормах, а также то, что этот процесс носит в основном случайный характер; перемещение осадков происходит на сравнительно короткие расстояния, сначала в каком-то одном направлении, а в следующий раз в другом. Косая слоистость в древних морских песчаниках более разнообразна по ориентации, чем в современных реках и дельтах (гл. 4), что можно объяснить возникновением ряби во время штормов. Следует вместе с тем заметить, что во многих морских песчаниках результирующий вектор косой слоистости обычно направлен вниз под уклон, о чем свидетельствуют палеогеографические данные. При определенных заданных условиях, таких, как линейный источник осадков на берегу, практически полностью случайный характер смещений песчаных зерен по шельфу и линейное погружение их под уклон шельфа, как показано на фиг. 9-23, представляется неизбежным наличие какого-то слабо анизотропного механизма рассеяния, приводящего к переносу песка поперек шельфа [120]. Хотя здесь не все еще ясно, можно предполагать, что существует некий механизм, направленно сортирующий песок, в результате чего более тонкие фракции в конечном счете концентрируются в нижней части склона шельфа по направлению к перегибу. Донахью и др. [33] приводят определенные аргументы в пользу гипотезы о зарождении равновесного шельфа в районе побережья штата Нью-Джерси, где тонкий слой песка, вероятно частично переработанный из более древних осадочных отложений, становится все более мелкозернистым по направлению к океану.




Фиг. 9-24. Распределение максимальной скорости приливного течения над континентальным шельфом у побережья Панамы и профиль шельфа.
Максимальная скорость отмечается близ края шельфа ([43], с изменениями).

Теоретические исследования и прямые наблюдения позволяют предположить, что область за перегибом шельфа больше подвержена действию течений и содержит поэтому более грубый песок, чем большая часть центральной области шельфа [33]. Это может быть обусловлено накатывающимися на шельф волнами с большим периодом, так же как и действием приливных течений (фиг. 9-24). Океанские течения, вероятно, могут также влиять на седиментацию на шельфе, например, Гольфстрим, проходя над континентальным шельфом с восточной стороны Северной Америки, может как бы смести все осадки, если только оно (течение) сохраняет достаточную мощность на глубине, правда, пока еще прямых данных немного. Халсмен [54] полагает, что, так же как и в мелководных районах, подводные склоны на значительных глубинах, например в пределах континентального склона, несут определенные признаки эрозии и отложения, в частности такие, как косая слоистость; он приводит данные измерения скорости глубоководных потоков, достигающей 20 см/с и даже 1 м/с, считая их здесь основным фактором формирования отложений. Такие потоки обусловлены, как полагают, внутренними волнами, накатывающимися на склон шельфа.

## ВЕТЕР

Ветер представляет собой довольно важный фактор седиментации осадков, так как он переносит огромные массы песка в континентальных пустынях, приносит во внутренние районы суши терригенные или карбонатные пески с побережья, а во время пыльных бурь разносит алевритовые и глинистые частицы на огромные расстояния от их источников, поставляя материал для значительной части пелагических осадков океана. Поэтому перенос ветром должен занимать важное место в седиментологии, хотя пока этому механизму, вероятно, уделяли меньше внимания, чем следовало. Дальнейшее изложение основано на опубликованных обзорных и теоретических работах [12, 28, 99, 107, 118].

Перенос ветром песка существенно отличается от переноса алевритов и глин. Песок мигрирует в узком воздушном слое, прилегающем к земле, главным образом скачками, тогда как алевритовые и глинистые частицы переносятся на огромные расстояния, оставаясь все время во взвешенном состоянии (табл. 9-5).

Таблица 9-5

**Расчетное время и высота полета частиц[1] [28]**

| Диаметр, мм | Скорость оседания, см/с | Время полета | Расстояние | Максимальная высота |
|---|---|---|---|---|
| 0,001 | 0,00824 | 9—90 лет | $4—40 \cdot 10^6$ км | 6,1—61 км |
| 0,01 | 0,824 | 8—80 лет | $4—40 \cdot 10^2$ км | 61—610 м |
| 0,1 | 82,4 | 0,3—3 с | 46—460 м | 0,61—6,1 м |

[1] Для скорости ветра 1500 см/с.

Когда ветер достигает критической скорости над слоем рыхлого сухого песка, зерна последнего начинают катиться с ускорением и, пройдя несколько сантиметров, подпрыгивают, проносятся в воздухе отрезок пути, многократно превышающий диаметр зерна, и возвращаются на поверхность по параболическим траекториям. Поднимаясь в более быстрый поток воздуха, песчаные частицы приобретают дополнительную энергию и, подобно снаряду, двигаются примерно со скоростью ветра. Угол удара $\alpha$ обычно составляет 10—16° и определяется как $\operatorname{tg}\alpha = v_g/v$, где $v_g$ — конечная скорость зерна, а $v$ — скорость ветра. Последовательное подпрыгивание зерен называется сальтацией. В от-

личие от перемещения алевритовых и глинистых частиц сальтация песка имеет четкий верхний предел, обычно около 1 м. Этот верхний предел зависит от состояния поверхности: чем тверже поверхность, тем выше подпрыгивают песчаные зерна, чем мягче поверхность, тем ниже сальтация. Минимальная скорость, необходимая для увеличения сухого песка, грубо приближенно принята равной 537 см/с. После возвращения на поверхность зерно может подпрыгнуть вновь, его импульс может передаться другому зерну при столкновении или же упавшее зерно может просто продолжать катиться далее. Механизм поверхностного волочения ответствен за перенос примерно 25% всех перемещающихся песчаных наносов. Именно благодаря этому механизму слишком крупные для сальтации зерна могут тем не менее двигаться по направлению ветра. Волочение и сальтация, как и многие другие осадочные процессы, могут быть связаны между собой постепенными переходами.

Хотя сальтация и волочение происходят при переносе песка как в воздухе, так и в воде, сальтация более характерна для переноса ветром. Высота сальтационного прыжка в воде [64] составляет всего лишь около 1/800 от аналогичной величины в воздухе. Решающим фактором, обусловливающим гораздо большую роль сальтации в воздухе, является резкое различие между плотностью воздуха и воды, при 18 °C плотность сухого воздуха в 869 раз меньше плотности воды. Именно сальтация определяет ряд особенностей морфологии эоловой песчаной ряби.

Влекущая сила, вычисленная по формуле (9-7), позволяет получить оценку импульса и кинетической энергии, которую приобретают песчаные зерна при переносе по воздуху и в воде. Для увлечения одинаковых зерен в различных средах необходимо равенство влекущих сил:

$$C_{D_a}[(\rho_a v_a^2)/2] = C_{D_w}[(\rho_w v_w^2)/2]. \qquad (9\text{-}18)$$

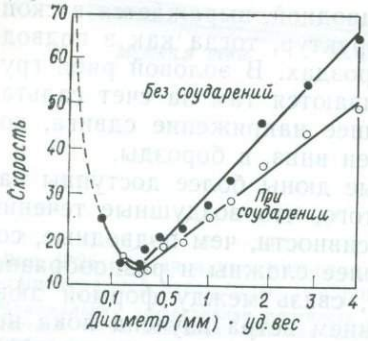
Но $C_{D_a}$ и $C_{D_w}$ примерно равны, так как $C_D$ — функция числа Рейнольдса и мало меняется для сфер в пределах значений $R$ от $10^{-2}$ до $10^{-5}$ [99]. Отсюда:

$$(\rho_a v_a^2)/2 = (\rho_w v_w^2)/2. \qquad (9\text{-}19)$$

Таким образом, отношение скоростей в первом приближении будет

$$v_a/v_w = \sqrt{\rho_a/\rho_w} = 29{,}3, \qquad (9\text{-}20)$$

т. е. во столько раз скорость в воздухе больше, чем в воде, при одинаковой влекущей силе. Тем самым и импульс зерна с массой $M$, перемещающегося по воздуху, в 29,3 раза больше, чем у зерна в воде. Соответствующая кинетическая энергия $(29{,}3)^2 \cdot M/2$ у зерна в воздухе примерно в 430 раз больше, чем в воде. Эта огромная разница в кинетической энергии объясняет более сильную абразию песка, переносимого ветром, что уже отмечалось Кюненом [73] и др. На основе экспериментов Кюнен оценил, что потеря веса песка при эоловом переносе происходит в 100—1000 раз быстрее, чем при переносе водой. Он также отметил, что гораздо меньшая абсолютная вязкость воздуха (составляющая $1{,}73 \cdot 10^{-6}$ вязкости воды) означает, что амортизация ударов в воздухе непосредственно перед соударением минимальная. Вероятно, большая окатанность, присущая некоторым эоловым пескам [77], также обусловлена более высокой кинетической энергией сальтационного переноса в воздухе. Когда подпрыгивающие зерна с высокой кинетической энергией ударяют в песчаные зерна, находящиеся на земле, переданный последним импульс может оказаться достаточным для их




Фиг. 9-25. Функция вовлечения частиц со дна в поток (зависимость пороговой скорости от размера зерна и удельного веса) ([24], с изменениями).

Таблица 9-6

**Переменные характеристики переноса и отложения осадков под действием ветра ([24], с изменениями)**

| Ветер | Поверхность |
|---|---|
| Скорость | Топография |
| Направление | Плоская |
| Постоянство | Волнистая |
| Температура | С изломами |
| Влажность | Мелкомасштабная шероховатость |
| | Покров |
| | Материал |
| | Распределение по размерам зерен |
| | Содержание влаги |
| | Состав |

увлечения ветром. Соответствующая минимальная скорость увлеченных зерен называется *пороговой скоростью соударения.*

Энгельхардт [39] указал на различия в гидравлической эквивалентности между кварцем и магнетитом и кварцем и гранатом для песчаных отложений субаэрального и субаквального происхождения. Недавно Ханд [52] развил эту идею и с определенным успехом испытал ее при изучении песков побережья и дюн штата Нью-Джерси.

В исследованиях общих проблем передвижения песка под действием ветра [12, 66, 68] центральное место занимает изучение закономерностей вовлечения песка в поток [12, 29; 24; 127]. Полученная функция имеет вид вогнутой кривой с одним минимумом, отвечающим значению диаметра зерна около 0,1 мм (фиг. 9-25). Увеличение скорости скольжения для более мелких частиц может быть связано с их большим сцеплением.

Как и при переносе в воде, формирование ряби и дюн под действием ветра представляет собой сложный и пока еще далеко не полностью понятый процесс; это особенно касается дюн, которые достигают иногда высоты 200 м. Багнолд [12], фон Карман [69] и многие другие геологи, изучавшие эоловую седиментацию, высказывали различные точки зрения на формирование волнообразных текстур в песках. Геологическое обоснование картины формирования их дано в работах Харма [53] и Шарпа [109]; их выводы представлены ниже.

Ветровая рябь, как правило, характеризуется удлиненными повторяющимися формами с асимметричными прямолинейными гребнями. В тонких, хорошо отсортированных песках, которые слагают большую часть эоловых отложений, рябь характеризуется небольшой высотой гребня. Шарпом высказано предположение [109], что индекс ряби (отношение длины волны к высоте) изменяется обратно пропорционально размеру зерна и прямо пропорционально скорости. Ранее предполагалось [12], что период волн ряби возрастает с увеличением скорости ветра, которая определяет среднюю длину пробега подскакивающей частицы. Прямолинейность гребней ряби является следствием ползучести и сальтации песка — если где-либо намечается изгиб гребня, то подскакивающие частицы песка начинают ударяться о поверхность под косым углом, скатываясь, наращивают боковую поверхность и тем самым способствуют выпрямлению гребня. Индекс ряби равен 30—70 в хорошо отсортированных тонких песках; он может понижаться до

10—15 в более грубых и хуже отсортированных песках [53]. Четкий признак, отличающий ветровую рябь от подводной, выражается в скоплении грубых зерен на гребнях эоловых структур, тогда как в подводной ряби грубые зерна скапливаются в бороздах. В эоловой ряби грубые зерна смещаются к гребню и накапливаются там за счет сальтации, в воде же у гребней возникает большее напряжение сдвига, которое способствует скатыванию грубых зерен вниз, в борозды.

Возможно, вследствие того, что эоловые дюны более доступны наблюдению, чем подводные, или же из-за того, что воздушные течения более изменчивы по направлениям и интенсивности, чем подводные, создается впечатление, что эоловые дюны более сложны и разнообразны по форме, чем подводные. Так или иначе, связь между формой дюн, внутренней косой слоистостью и направлением ветра изучена пока недостаточно (см. раздел, посвященный эоловым пескам, гл. 11). В табл. 9-6 перечислены некоторые основные факторы, которые обусловливают перенос и отложение песков.

## МУТЬЕВЫЕ (ТУРБИДИТНЫЕ) ПОТОКИ

Мутьевой поток является специфической разновидностью плотностного потока и определяется как «движение под действием силы тяжести одной из текучих сред сквозь другую текучую среду (а также под нею и поверх нее), если их плотности различаются между собой» [27]. Плотностные потоки обычно возникают благодаря различию в плотности, вызванному различием температур или степени солености. Мутьевые потоки обладают большой плотностью за счет взвешенных тонкодисперсных частиц. В результате научных наблюдений за последние 100 лет лучше других изучены и описаны мутьевые потоки, которые образуются, когда илистая река впадает в озеро или любой водоем с чистой водой и мутные воды реки текут на глубине под слоем чистой воды. Одним из наиболее подробно описанных мутьевых потоков этого типа является поток, образуемый илистой водой реки Колорадо при впадении ее в озеро Мид [48, 49]. Экспериментальное исследование мутьевых потоков проводили Кюнен [71, 76], Белл [18], Мидлтон [89—91]. В ряде работ [87, 27, 89, 90] обсуждается гидродинамика таких потоков, однако наши представления о свойствах природных мутьевых потоков пока еще фрагментарны. Наиболее важны в количественном отношении мутьевые потоки в океанах, где они являются главными факторами образования отложений на абиссальных равнинах и дают нам информацию о турбидитах в прошедшие геологические эпохи. Другим типом мутьевого потока является поток вулканического пепла в атмосфере; при переносе частиц пепла, взвешенных в воздухе, создается избыточная плотность текучей среды.

На фиг. 9-26 схематически изображен простейший вариант образования мутьевого потока в чистой воде озер и водоемов. Речной поток значительно теряет скорость при впадении в озеро, поэтому он не смешивается полностью с окружающей озерной водой. До тех пор, пока не наступило смешение, он остается в виде отдельного текучего слоя с существенно более высокой плотностью по сравнению с чистой водой. Под действием силы тяжести мутьевой поток двигается затем под уклон вдоль дна озера до тех пор, пока он не израсходует весь поступательный импульс из-за остановки плотиной, как в озере Мид, либо за счет потерь, связанных с трением, после того как поток достигнет горизонтального дна и начнет растекаться во все стороны. По мере того как поток теряет скорость, происходит осаждение взвешенного в нем материала. Гидродинамическая природа явления весьма сложна, так как

Фиг. 9-26. Образование мутьевого потока при впадении в озеро суспензии с высокой концентрацией взвешенных осадков.

Минимальная эффективная плотность $\Delta\rho$ должна составлять 0,0001, для того чтобы такой плотностной поток двигался. Высокая плотность потока реки обусловлена взвесью осадка. Наиболее грубая фракция оседает в дельте.

зависит от плотности взвеси, уклона и степени неровности дна, степени турбулентности и смешения с вышележащим слоем, а также от распределения взвешенного материала по размерам зерен, из которых более крупные зерна осаждаются первыми по мере падения скорости потока.

Условия перемещения двумерного мутьевого потока можно записать в виде

$$\tau_0 + \tau_i = \Delta\rho g h \alpha, \tag{9-20a}$$

где $\tau_0$ — касательное напряжение у дна, $\tau_i$ — касательное напряжение на границе мутьевого потока и верхнего чистого слоя, $\Delta\rho$ — разность между плотностями двух указанных слоев, называемая *эффективной плотностью*, $h$ — толщина потока, $\alpha$ — уклон дна водоема. Поток будет смещаться, если составляющая силы тяжести, вызванная разностью плотностей и действующая вдоль уклона дна, превышает касательное напряжение на границе раздела между движущимся слоем снизу и неподвижным слоем чистой воды сверху. Предполагают, что глубина мутьевого потока незначительна по сравнению с верхним слоем воды. Граница раздела двух слоев предполагается достаточно тонкой и гладкой, без существенного перемешивания.

Большинство исследователей, занимавшихся теорией мутьевого потока, уделяли главное внимание стационарности и равномерности движения потока, хотя Мидлтон [89] рассчитал также и скорость в верхней точке потока. Для стационарного равномерного потока можно использовать уравнение типа Чези, применение которого предложено ранее [78]. Мидлтон дает уравнение [90]

$$v = C' \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} h \alpha}, \tag{9-21}$$

где $v$ — скорость равномерного течения мутьевого потока, $C'$ — несколько видоизмененный коэффициент Чези (составленный из удельного веса и гидродинамического сопротивления и выражающий связь между средней скоростью, гидравлическим радиусом и уклоном дна), $\Delta\rho$ — эффективная плотность, $\rho$ — плотность потока, $h$ — толщина потока, $\alpha$ — наклон дна. Мидлтон рассматривает возможности оценки $C'$, исходя из степени неровности дна, числа Рейнольдса и гидродинамического сопротивления на верхней границе мутьевого потока. Оценка сопротивления на границе раздела затруднительна, поскольку состояние этой границы проходит через различные стадии: резкую и гладкую, затем волнистую, далее прибойную; при этом турбулентное перемешивание на границе раздела возрастает с увеличением интенсивности потока в указанной последовательности стадий. Было предложено [70] выражать условия

образования волн и смешения жидкости на границе раздела в зависимости от *плотностного числа Фруда* $F_\rho$

$$F_\rho = \frac{v}{\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} gh}}, \qquad (9\text{-}22)$$

которое характеризует образование волн на границе раздела жидкостей под действием составляющей силы тяжести, подобно тому как обычное число $F$ характеризует свободную поверхность потока воды, граничащую с воздухом. В качестве меры стабильности границы раздела используют [70] следующую комбинацию $F_\rho$ и числа Рейнольдса:

$$\theta = \frac{1}{(F_\rho^2 R)^{1/3}}. \qquad (9\text{-}23)$$

Экспериментально определено среднее критическое значение $\theta = 0{,}18$, характеризующее начало турбулентного состояния потока. Если $\theta$ превышает указанную величину, то смешения не происходит.

Теперь, используя формулы (9-20) и (9-23), можно проследить за поведением мутьевого потока при изменении эффективной плотности и уклона дна. Чем больше взвешенного материала находится в потоке, тем выше эффективная плотность и тем быстрее он перемещается. При увеличении наклона дна плотностное число Фруда $F_\rho$ возрастает и, таким образом, изменяет условия стабильности границы раздела, а тем самым и гидродинамическое сопротивление на этой границе, от которого в свою очередь зависит коэффициент Чези, связанный со скоростью потока. Чем быстрее поток и чем больше его турбулентность, тем больше ила, алеврита и песка может находиться во взвешенном состоянии. Но в то же время, чем выше плотность и вязкость суспензии, тем сильнее гасится турбулентность, так что существует оптимальное число Рейнольдса, характеризующее максимальную транспортирующую способность потока. При возрастании скорости увеличивается $F_\rho$ и смешение на верхней границе потока; когда $\theta$ превышает критическое значение, на границе возникают волны, в конечном счете усиливается турбулентное вихреобразование и перемешивание с находящимся сверху слоем чистой воды. Перемешивание понижает эффективную плотность, вызывает увеличение гидродинамического сопротивления и тем самым вызывает рассеяние этого потока. Таким образом, перемещаясь под уклон, мутьевой поток как бы заключен в рамки предельных значений скорости, турбулентности и $F_\rho$: их нижние пределы не позволяют удерживать слишком большое количество грубого материала во взвешенном состоянии, а верхние характеризуют те значения указанных параметров, выше которых наступает диссипация потока за счет все более интенсивного перемешивания с верхним слоем воды. Когда мутьевой поток достигает горизонтальной поверхности дна озера или же абиссальной равнины океана, он начинает распадаться; по мере того как его поступательный импульс расходуется на преодоление сил внутреннего и поверхностного сопротивления, его турбулентность уменьшается и взвешенный материал постепенно осаждается, следуя вступающим в силу законам, определяющим скорость оседания.

Мутьевые потоки, впадающие в озера и искусственные водоемы, наблюдались непосредственно, однако об их присутствии в современных или в древних океанах можно судить лишь по косвенным свидетельствам. О наличии мутьевых потоков в современных океанах свидетельствуют данные о разрывах трансокеанских кабелей, проложенных по дну; фауна, переместившаяся из мелководья в глубоководные области; по-

степенное изменение природы осадков вдоль абиссальной равнины, происходящее иначе, чем для чисто пелагических осадков в районах абиссальных холмов и подводных гор; отсутствие каких-либо значительных глубоководных неплотностных течений вдоль дна океана, способных транспортировать крупнозернистый материал в глубоководные области. Все экспериментальные данные и рассмотрение механизма движения мутьевого потока, а также механизма потоков в океане содержатся в книге Менарда [86] и в статье Кюнена [75]. Необходимо отметить следующий важный момент: маловероятно, что мутьевые потоки могут брать свое начало в мелководных частях океана, поскольку там действие волн перемешивает воду столь сильно, что никакой отдельный мутьевой слой не может сохраняться там как таковой. Ввиду того что плотность океанской воды равна примерно 1,02, впадающая в океан река должна обладать весьма высокой плотностью взвешенного материала, чтобы эффективная плотность была достаточно велика для формирования мутьевого потока. Но и тогда поток подвергается повсеместно перемешиванию за счет деятельности волн и приливных течений.

Существуют и другие аспекты гидродинамики мутьевых потоков. Возможна связь мутьевых потоков с понятием автосуспензии — идея заключается в том, что взвешенные зерна передают потоку дополнительную энергию при движении под уклон, что ускоряет течение [53]. Дзулински и Симпсон [36] попытались моделировать из алебастра донные отпечатки, обычно встречаемые на поверхностях напластований. Поскольку расчет скоростей оседания в мутьевом потоке с умеренной плотностью показывает, что количество тонкодисперсной глины, осаждающейся одновременно с песком, незначительно, то осаждение глины представляется явно недостаточным для объяснения возникновения матрикса в граувакках. Это порождает вопрос о существовании в природе мутьевых потоков с очень высокой плотностью, а также о возможном отложении из них больших количеств глинистого матрикса. Вопрос рассмотрен Кюненом [76]. Источник серьезных противоречий кроется в возможной абразии подводных каньонов под действием мутьевых потоков [110]. Ван Андел и Комар [9] обсуждали роль мутьевых потоков и гидродинамического механизма переноса в отложении осадков с постепенным уменьшением размера зерна от подошвы до кровли в замкнутой долине на флангах Срединно-Атлантического хребта. Для объяснения последовательности турбидитных отложений они привлекают механизм многократного отражения течения от бортов долины. Многие специалисты рассматривали связь между различными типами турбидитов, выделенными в работе [20], и режимом (бурным или спокойным) мутьевого потока по аналогии с рассмотрением осадочных текстур [114], формирующихся в аллювиальном русле [125]. Трудность здесь заключается в том, что характеристика режимов аллювиальных потоков, определяющих формы отложения, при помощи гидродинамических параметров, таких, как число Фруда, опирается на большое количество экспериментальных данных. В то же время о связи параметров мутьевых потоков, таких, как плотностное число Фруда, с формами отложения известно столь немного, что подобный подход рискует оказаться спекулятивным.

Наконец, некоторые геологи скептически относятся к самому факту существования мутьевых потоков, а также к объяснению флиша как отложений этих потоков; одним из современных сторонников этой точки зрения является ван дер Линген [80]. Хотя в теории мутьевых потоков имеется много сложных проблем и много белых пятен, нам представляется, что мы не располагаем никакой другой последователь-

ной теорией, которая объясняла бы многочисленные взаимосвязанные явления седиментации так же хорошо, как это возможно с помощью теории мутьевых потоков.

## СТРОЕНИЕ АГРЕГАТОВ

При отложении песка, переносимого путем волочения, сальтации или в виде суспензии, частицы принимают определенную предпочтительную ориентировку, которая сохраняется при затвердевании и превращении в песчаники, если эти отложения не испытывали деформаций благодаря оползням или деятельности животных. Теория, объясняющая образование той или иной текстуры, имеет ряд ограничений; ей посвящен обзор Руснака [100], который провел качественное рассмотрение сил, действующих на отдельное зерно. Позже Рис [101], а также Гамильтон и др. [51] рассматривали текстуры с позиций теории Багнолда. Хотя для ее приложения к текстурам необходимы дополнительные параметры, теория Багнолда представляется особенно удобной, поскольку она оперирует преимущественно силами, действующими на агрегаты зерен, а не на отдельные зерна. Ниже мы кратко остановимся на наиболее значительных теоретических тезисах Риса и Гамильтона.

Гидродинамическая сила, воздействующая на такую пластичную вязкую массу, как песок, может быть разложена на напряжение сдвига $\tau$, действующее в плоскости сдвига (параллельно плоскости седиментации), и на рассеивающее давление $P$, нормальное к ней. Рассеивающее давление зависит от $\tau$, а отношение $\tau/P$ зависит от размера и плотности зерен, вязкости жидкости, в которую они погружены, и от интенсивности смещения зерен относительно друг друга. Из непосредственных наблюдений мы знаем, что длинная ось зерна лежит в плоскости $\tau$, а его короткая ось — в плоскости $P$. В результате длинную ось, определяющую угол чешуйчатой укладки песчаных зерен, можно рассматривать как функцию отношения $\tau/P$, так что угол между длинной осью и плоскостью сдвига определяется по $\mathrm{tg}^{-1}\,\tau/P$. Багнолд [13] нашел, что для зерен, взвешенных в полностью турбулентной жидкости, $\mathrm{tg}^{-1}\,\tau/P$ равен 0,32, а в ламинарном потоке $\mathrm{tg}^{-1}\,\tau/P$ равен 0,75, причем оба значения справедливы для сред с незначительной вязкостью, таких, как вода или воздух. Первое значение соответствует углу 18°, второе — углу 37°. Чешуйчатая укладка под углом 18° к плоскости седиментации близко совпадает с наблюдаемой у большинства песчаников. Это свидетельствует о прекрасном совпадении теоретического предсказания с наблюдаемыми фактами и узаконивает, таким образом, введенное в теории Багнолда понятие рассеивающего давления, возникающего в потоке, несущем зернистый материал.

Пока никому не удалось сформулировать теорию, количественно описывающую ориентацию агрегатов зерен в однонаправленном потоке (в отличие от чешуйчатой укладки), но из наблюдений получена информация относительно ориентации зерен различной формы в зависимости от параметров потока [97].

## ДЕФОРМАЦИЯ ПЕСКА В НЕЛИТИФИЦИРОВАННОМ ОСАДКЕ

Деформация песков до их литификации приводит к тому, что косая слоистость может резко менять наклон вплоть до противоположного направления, образуются также текстуры типа шаровидных и подушечных, возникают разрывы слоев, кластические дайки и оползни. Все это связано с текучестью, и если она минимальна, то первоначальная форма залегания и текстуры легко распознаваемы; при чрезмерной теку-

чести образуются плывуны — рыхлый водоносный песок, в котором полностью взвешенное состояние обусловлено давлением поровых вод и тогда первоначальные текстуры бесследно исчезают. Хотя механизм деформации песка в осадке еще недостаточно изучен, все же можно представить его в самых общих чертах. Мур [92], Артюшков [11] и Дотт [34] проводили исследование таких песков и пришли к выводам, которые в основном и использованы в дальнейшем изложении. Позже вопрос о нестабильной слоистости подробно рассматривал Рамберг [98]. Для седиментологов могут представить интерес, в частности благодаря наличию многих литературных ссылок, работы Моргенштерна [94], Андресена и Бьеррума [10]. Кюнен [72] мастерски моделировал процесс формирования шаровидной и подушечной текстур (фиг. 9-27).

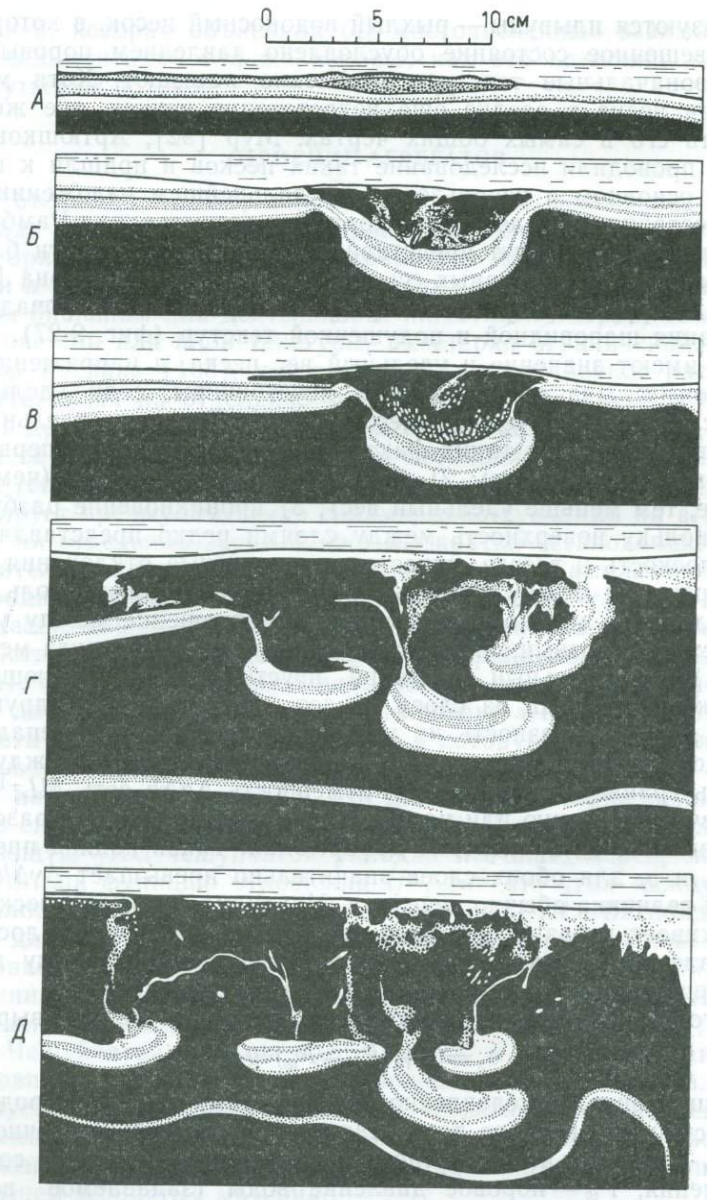
Здесь имеют значение и удельный вес песка, и напряжение сдвига между слоями. Два смежных слоя неустойчивы, если удельный вес верхнего слоя больше, чем нижнего ($\gamma_u > \gamma_l$). Различие удельных весов может быть следствием таких факторов, как 1) различие первоначальной упаковки (пористости); 2) степень насыщения водой (чем больше насыщение, тем меньше удельный вес); 3) проникновение разбухающих глин. Поскольку поверхность между слоями редко представляет собой ровную плоскость и всегда существуют случайные отклонения расстояний по вертикали между верхними и нижними точками вдоль границы раздела слоев, то можно рассматривать соотношение между удельным весом, местными возвышениями слоя и напряжением сдвига между слоями как дополнительный критерий неустойчивости. Артюшков [11] предположил, что один из слоев будет внедряться в другой, если $\Delta\gamma\Delta h > \tau_b$, где $\Delta\gamma$ — разность их удельных весов, $\Delta h$ — перепад по вертикали вдоль границы раздела, $\tau_b$ — напряжение сдвига между слоями, т. е. вдоль границы их раздела. Размерность $\Delta g\Delta h$ есть $ML^{-1}T^{-2}$, т. е. соответствует давлению или напряжению сдвига. Таким образом, когда $\Delta g\Delta h$ превышает $\tau_b$, происходит деформация. Такой подход предполагает, что $\sigma_u$ и $\sigma_l$ для обоих слоев значительно превышает $\Delta\gamma\Delta h$, причем последняя величина обычно невелика. Механика движения песка в осадке заслуживает гораздо большего внимания, чем ей уделялось до сих пор. Привлекает ее экспериментальное изучение, поскольку воспроизведение чешуйчатых текстур не составляет трудности.

Сдвиговое усилие для осадочного материала дается выражением

$$\sigma_s = C + (P_n - P_w)\operatorname{tg}\varphi, \tag{9-24}$$

где $C$ — сцепление, обусловленное физико-химической природой связи между частицами, которое тесно связано с составом осадочного материала, $P_n$ — нормальная по отношению к границе раздела составляющая давления, $P_w$ — поровое давление воды (задаваемое величиной $\rho gh$, где $h$ — высота столба воды, замеряемая манометром на дне русла); $\varphi$ — угол внутреннего трения, характеризующий механическое сопротивление соскальзыванию и скатыванию частиц. Угол внутреннего трения зависит от формы частиц, сортировки их и средней валовой плотности материала; чем выше плотность, тем больше $\varphi$. Смачивание не влияет существенным образом на величину $\varphi$ в песках, но может играть значительную роль для некоторых, особенно водонасыщенных, глин. Сцепление частиц обычно возрастает в процессе диагенеза.

*Эффективное давление* $P$ определяется как $P_n - P_w$ и является главным фактором в большинстве случаев деформации нелитифицированных осадков, происходящей под влиянием кратковременных изменений давления поровых вод. Рост давления поровых вод ведет к уменьшению сдвигового усилия, и, как только поровое давление воды сравнивается с нормальным давлением, сдвиговое усилие становится равно

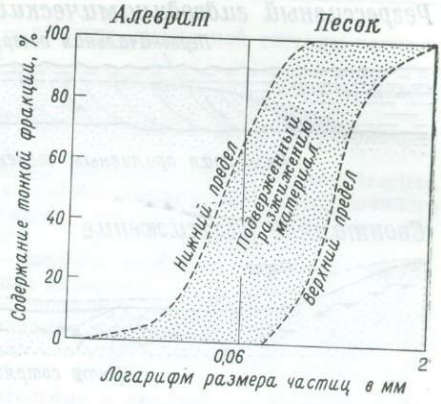



Фиг. 9-27. Шаровые и подушечные текстуры, полученные в лабораторных условиях [72].

силе сцепления, $\sigma_s = C$, малейшее возмущение переводит песчаные зерна во взвешенное состояние и возникает плывун. С другой стороны, если разрушение происходит, например, в результате подмыва речного берега или благодаря действию приливного течения, то оно сопровождается увеличением давления поровых вод, связанным с увеличением давления позади зоны обрушения, что в свою очередь приводит к формированию текучей фазы [10]. Если песок переходит частично во взвешенное состояние, то уменьшается сдвиговое усилие и давление вышележащего слоя может превысить $\sigma_{s_{max}}$ и сообщить отложениям допол-

нительную текучесть. Если полностью взвешенное состояние возникает на наклонной поверхности (на склоне), то формируется вязкий поток высокой плотности, подобный селевому или мутьевому потоку.

Тонкий песок и алеврит весьма подвержены деформациям, типичным для нелитифицированных осадков (фиг. 9-28), главным образом благодаря своей низкой проницаемости, т. е. неспособности быстро реагировать на колебания внешнего порового давления воды, вследствие возможных изменений глубины водоема, быстрых колебаний потока грунтовых вод или внезапного отложения песка поверх такого неуплотненного слоя. Сила тяжести (с учетом удельных весов) является основной движущей силой, вызывающей внедрение базальной части оседающего слоя в подстилающий слой, как это имеет место при образовании ядер вдавливания. Однако избыточное давление поровых вод может также вызывать уменьшение сдвигового усилия. Для деформаций в рыхлом осадке особенно благоприятны: высокая скорость седиментации (поровая вода не успевает отжаться); переслаивание песка и ила (большая разница в удельных весах); большая пористость песка, более 44% [10], и большой угол начального уклона дна.




Фиг. 9-28. Предельные размеры частиц алеврита и песка, характерные для оползней ([10], с изменениями).

Обратная косая слоистость, т. е. слоистость, в которой промежуточные слои были опрокинуты в сторону течения еще до отложения вышележащего слоя, может являться результатом локального просачивания вверх грунтовых вод, что ведет к сокращению $\tau_c$ — критической влекущей силы, необходимой для начала движения песчаных зерен, и в итоге влекущая сила потока опрокидывает промежуточные слои вниз по течению. Ниже предложено объяснение различий форм отложения в излучинах гидродинамически однородных потоков: изменение давления поровых вод понижает $\tau_0$, что в свою очередь влечет за собой появление различных форм отложения.

Подводные оползни слабо связанного песка и алеврита могут происходить даже при очень малом угле наклона русла, например 1—2°, хотя, естественно, чем больше наклон, тем более вероятен снос. Моргенштерн [94] приводит примеры некоторых оползней с углом наклона от 3,5° до 40°, вызванных землетрясениями. Андресен и Бьеррум [10] различают два типа: регрессивные (отступающие) гидродинамические оползни и оползни спонтанного разжижения песка (фиг. 9-29). Регрессивный оползень начинается на нижних участках склона и затем распространяется постепенно вверх, потому что после отрыва оползня вверх от его границы происходит разжижение. При таком типе оползней песок уносится с рыхлой подводной поверхности до тех пор, пока не вскроется материал, обладающий большим сопротивлением сносу. Способность песка к разжижению *после* первоначального оползания является критическим параметром для образования регрессивного (отступающего) оползня. Спонтанное разжижение оползающего песка вызывается первоначальным импульсным сотрясением, так что разжижение, по-видимому, начинается в одной точке и распространяется во всех направлениях — как вверх, так и вниз. Переотложение оползшего материала завершает процесс.

Фиг. 9-29. Регрессивный (отступающий) гидродинамический оползень и оползень спонтанного разжижения песка ([10], с изменениями).

Оба указанных типа оползней могут быть предшественниками мутьевых потоков, хотя действительный их механизм объяснен еще не полностью [94]. Не всегда оказывается возможным установление различия в механизме образования древних песчаников, приуроченных к отложениям, возникающим за счет спонтанного разжижения песка или при отложении из некоторых типов мутьевых потоков. Терцаги [121], например, предположил, что спонтанное разжижение пород могло быть в такой же степени, как и мутьевые потоки, ответственным за имевшие место в 1929 г. хорошо известные разрывы кабеля близ Большой отмели.

## СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

**Антидюна** (antidune) — симметричная песчаная волна, находящаяся в одной фазе с водной поверхностью. Может смещаться по течению, против течения или оставаться на месте [114]. Характерна для бурного режима течения.

**Влекущая сила волочения** (tractive force) $\tau_0$ — напряжение сдвига, с которым текучая сила воздействует на поверхность частицы.

**Влекущая сила гидравлического трения** (drag force) — сила сопротивления за счет вязкого трения текучей среды, воздействующая на движущееся тело. Так же называют силу трения, возникающую при движении текучей среды вдоль неподвижной границы потока.

**Волочение, ползучесть** (surface creep) — тип переноса зернистых наносов, частицы которых слишком тяжелы для подскакивания (сальтации).

**Вязкость** (viscosity) — внутреннее сопротивление текучей среды своему течению. См. также Динамическая, Турбулентная и Кинематическая вязкость.

**Гидравлическая эквивалентность** (hydraulic equivalence) — два зерна называют гидравлически эквивалентными, если они обладают одинаковой скоростью оседания. Обычно в качестве эталона принимают кварцевый шар.

**Гидравлический радиус** (hydraulic radius) $R_h$ — площадь поперечного сечения пространства, заполненного жидкостью, деленная на периметр этого сечения. Для реки обычно принимают ее глубину.

**Глубина потока** (depth of flow) $D$ — примерно то же, что и средняя глубина, однако обычно под ней понимают глубину над гребнями дюн или ряби. В зависимости от того или иного подхода к задаче можно ввести столько же «глубин потока» в данной реке, сколько и его «скоростей».

**Давление поровых вод** (pore water pressure) — определяется как $\rho gh$, где $h$ — гидравлический напор. Решающим образом сказывается на величине сдвигового усилия. Если поровое давление воды больше или равно нормальному (вертикальному) давлению, песок переходит во взвешенное состояние.

**Динамическая вязкость** (dynamic viscosity) $\mu$ — сопротивление течению за счет сил, действующих между молекулами жидкости, своего рода характеристика внутреннего трения данной жидкости. Определяется как напряжение сдвига, деленное на скорость деформации сдвига.

**Дюна** (dune) — крупная песчаная волна, образованная потоком воды или воздуха над зернистой поверхностью. Вверх по течению обращен пологий склон, вниз — крутой, в результате поперечный разрез дюны представляет собой резко асимметричный треугольник. Подобна песчаной ряби, но крупнее.

**Кажущаяся вязкость** (apparent viscosity) — вязкость смешанной системы глина—вода, которая превышает вязкость чистой воды.

**Кинематическая вязкость** (kinematic viscosity) $\gamma$ — динамическая вязкость, деленная на плотность.

**Комбинированная рябь течения** (combined flow ripples) — рябь, образованная путем совместного действия течений и волн [53].

**Критическая влекущая сила** (или критическая сила волочения — critical tractive force) — минимальное напряжение сдвига между текучей средой и частицами заданного размера, при котором последние начинают двигаться (трогаются с места). То же, что и критическое напряжение гидравлического сдвига.

**Критическая скорость** (critical velocity) — скорость потока на заданной высоте от дна, необходимая для того, чтобы зерно начало двигаться.

**Ламинарное течение** (laminar flow) — движение жидкости параллельными пластами, или слоями, при отсутствии перемешивания между отдельными слоями.

**Ламинарный пограничный подслой** (laminar sublayer) — базальная зона в пограничном слое ламинарного потока.

**Линия тока** (stream line) — кривая, касательные к которой в каждой точке совпадают с вектором скорости частицы жидкости.

**Мутьевой (турбидитный) поток** (turbidity current) — плотностный поток, движущийся в результате того, что взвешенные в воде наносы обусловливают избыточный удельный вес по сравнению с чистой средой.

**Напряжение сдвига** (shear stress) $\tau$ — **сила на единицу площади, действующая** параллельно дну; обеспечивает перенос частиц, определяется произведением динамической вязкости на скорость скольжения или деформации сдвига. Равно по величине $\gamma SD$, где $\gamma$ — удельный вес текучей среды, $S$ — гидравлический уклон равномерного течения, $D$ — глубина потока.

**Песчаные волны** (sand waves) — система параллельных друг другу гребней и борозд, сформированных движущимися по течению алевритом, песком, или гравием, которые обычно перпендикулярны течению. В это понятие включают рябь и дюны.

**Плоское ложе** (plane bed) — ложе с гладкой, твердой поверхностью, без ряби или дюн и, таким образом, обладающее малым сопротивлением потоку. Его шероховатость определяется размером наиболее крупных зерен.

**Плотностное число Фруда** (densimetric Froude number) — число, характеризующее поток, имеющий границу раздела между средами разной плотности, например мутьевой поток. Определяется как $F\rho = v/\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} gd}$.

**Пограничный слой** (boundary layer) — зона, в которой происходит значительное торможение движения текучей среды за счет сопротивления трению на границе раздела. Может быть турбулентным по всей толщине или же обладать ламинарным подслоем, прилегающим непосредственно к границе раздела.

**Поверхностная шероховатость** (form roughness) — неровность границы раздела, микрорельеф в виде мелкой ряби. Шероховатость — параметр, существенно влияющий на профильное сопротивление.

**Поток твердых частиц** (grain flow) — псевдоламинарный структурный поток вязкой среды, представляющей собой взвесь песка в воде с высокой концентрацией тонкодисперсных песчаных зерен. Особая форма движения песчаных наносов в руслах древних рек, которой соответствует определенная текстура древних песчаников [115].

**Промоина** (scour) — образуется за счет полного удаления осадка с данного участка поверхности.

**Профильное сопротивление** (form drag, form resistance) — сопротивление потоку за счет деформации пограничного слоя, типичной в природных условиях при образовании дюн и ряби. Называется также сопротивлением формы.

**Равномерное течение** (uniform flow) — скорость (или средняя скорость) одинакова по всей площади любого сечения, перпендикулярного к границе поверхности.

**Рассеивающее давление** (dispersive pressure) — фактор переноса обломочного материала по руслу. Направлено перпендикулярно вверх от дна, возникает за счет сдвиговых смещений перемещающихся и соударяющихся между собой зерен.

**Режим потока** (flow regime) — понятие, введенное в гидротехнике для характеристики течений. Определяется вариациями потока при одинаковых форме ложа, сопротивлении потоку и форме переноса.

**Ровное ложе** (flat bed) — см. Плоское ложе (plane bed).

**Рябь** (ripple) — небольшие песчаные волны, перпендикулярные к направлению течения. Могут быть симметричными или асимметричными, в зависимости от того, образованы они водными течениями или волнами.

**Сальтация** (saltation) — скачкообразный характер движения песчаных зерен, попеременно увлекаемых потоком и падающих обратно на песчаную поверхность.

**Сверхкритическое течение** (shooting flow) — тип гидро- или аэродинамического потока, в котором гравитационные волны дрейфуют вниз по течению; характеризуется числом Фруда больше 1.

**Сдвигающее усилие** (shear strength) — компонента силы, касательная к границе раздела, определяемая как $\sigma_s = C + P' \operatorname{tg} \varphi$, где $C$ — сцепление, $P'$ — эффективное давление, $\varphi$ — угол внутреннего трения. Сдвигающее усилие — критический параметр: если он превышен, происходит деформация.

**Скорость падения** (fall velocity) $w$ — то же, что скорость оседания. Скорость, с которой частица падает в текучей среде под действием силы тяжести. Зависит от плотности, диаметра, размера частицы, а также от плотности и вязкости среды.

**Скорость скольжения** (friction velocity, shear velocity) — определяется как $\sqrt{\tau_0/\rho}$, фигурирует во многих гидродинамических уравнениях. Характеризует эффекты только вблизи от границы раздела.

**Слой вовлечения** (traction carpet) — новый термин, введенный [35] для определения нижней зоны турбулентного течения с наибольшей средней плотностью за счет сальтирующих частиц.

**Сопротивление** (resistance) — сила, с которой граница раздела воздействует на поток текучей среды.

**Спокойное течение** (tranquil flow) — тип течения, для которого число Фруда меньше 1. Гравитационные волны дрейфуют вверх по течению. Называется также плавным течением.

**Срыв потока** (flow separation) — обычно происходит в результате резкого изменения геометрической формы границы раздела. Вблизи от места срыва возникают многочисленные турбулентные вихри, не вносящие вклада в поступательное движение потока в целом. Типичен для таких препятствий в русле, как дюны; происходит в направлении течения.

**Сцепление** (cohesion) — грубо говоря, это силы связи между частицами. Значительно для глин, однако практически отсутствует в песках и большинстве алевритов.

**Турбулентная вязкость** (eddy viscosity) $\eta$ — внутреннее сопротивление жидкости движению, возникающее при турбулентности. Определяется как напряжение сдвига, деленное на среднюю скорость турбулентного сдвига. Зависит от степени турбулентности потока, а не от типа жидкости.

**Турбулентное течение** (turbulent flow) — характеризуется нерегулярностью линий тока, интенсивным вертикальным и боковым перемешиванием.

**Угол внутреннего трения** (internal angle of friction) $\varphi$ — величина, зависящая от формы, плотности и сортировки осадочного материала; чем плотнее его упаковка, тем значительнее $\varphi$. Смачивание, даже до насыщения, очевидно, мало влияет на $\varphi$.

**Удельный вес** (specific weight) $\gamma$ — отношение веса к объему, определяемое как произведение плотности на ускорение силы тяжести.

**Число Фруда** (Froude number) $F$ — безразмерное отношение сил — инерционной к гравитационной, определяется как $v/\sqrt{Dg}$, где $v$ — скорость, $D$ — обычно глубина водоема, $g$ — ускорение силы тяжести. См. также Плотностное число Фруда.

**Число Рейнольдса** (Reinolds number) $R$ — безразмерное отношение силы инерции к силе вязкого сопротивления. Зависит от геометрии русла и шероховатости. В природе в большинстве случаев, если $R$ велико ($>2000$), то течение турбулентное, если мало ($<500$) — ламинарное.

**Шероховатость** (roughness) — в широком смысле слова микротопографический рельеф границы раздела между жидкой (газовой) и твердой фазами. Определяется формой и размером обломочного материала, характером песчаной ряби и дюн.

**Эффективная плотность** (effective density) $\Delta\rho$ — разность между плотностью мутьевого потока и плотностью статической текучей среды, под которой протекает последний.

**Эффективное давление** (effective pressure) $P'$ — определяется как разность между нормальным давлением вышележащей среды (например, водного столба) и давлением поровых вод. Главный переменный параметр, характеризующий сдвиговое усилие в насыщенных (водой) песках.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Abou-Seida M. M.*, Bed load function due to wave action, Univ. California Hydraulic Eng. Lab. Tech. Rept. Hel-2-11, 58 p., 1965.
2. *Albertson M. L., Simons D. B.*, Fluid mechanics, in: *Chow V. T.*, ed., Handbook of applied hydrology, 7.1—7.48, New York, McGraw-Hill, 1964.
3. *Allen J. R. L.*, Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh basin, Sedimentology, **3**, 89—108, 1963.
4. *Allen J. R. L.*, Sedimentation in the lee of small underwater sand waves: an experimental study, Journ. Geology, **73**, 95—116, 1965.
5. *Allen J. R. L.*, On bed forms and paleocurrents, Sedimentology, **6**, 153—190, 1966.
6. *Allen J. R. L.*, Current ripples, 433 p., Amsterdam, North-Holland, 1968a.
7. *Allen J. R. L.*, The diffusion of grains in the lee of ripples, dunes, and sand deltas, Journ. Sed. Petrology, **38**, 621—633, 1968b.

8. *Allen J. R. L.*, Some recent advances in the physics of sedimentology, Geol. Assoc. Proc. Great Britain, **80**, 1—42, 1969.
9. *Andel Tj. H. van, Komar P. D.*, Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° North latitude, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 1163—1190, 1969.
10. *Andresen A., Bjerrum L.*, Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt, in: *Richards A. F.*, ed., Marine geotechnique, 221—229, Urbana, Univ. Illinois Press, 1967.
11. *Артюшков Е. В.*, О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах, ДАН СССР, **153**, 162—165, 1963.
12. *Bagnold R. A.*, The physics of blown sand and desert dunes, 265 p., London, Methuen, 1941.
13. *Bagnold R. A.*, Flow of cohesionless grains in fluids, Royal Soc. Philos. Trans., **249**, 235—297, 1956.
14. *Bagnold R. A.*, Beach and nearshore processes, Part 1, Mechanics of marine sedimentation, is: *Hill M. N.*, ed., The sea, **3**, 507—528, London, Interscience Publ., 1963.
15. *Bagnold R. A.*, An approach to the sediment transport problem from general physics, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, **422—I**, 37 p., 1966.
16. *Bagnold R. A.*, Deposition in the process of hydraulic transport, Sedimentology, **10**, 45—56, 1968.
17. *Ball M. M.*, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas, Journ. Petrology, **37**, 556—591, 1967.
18. *Bell H. S.*, Density currents as agents for transporting sediments, Journ. Geology, **50**, 512—547, 1942.
19. *Bogardi J. L.*, European concepts of sediment transport, Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **91**, № HY1, Paper 4195, 29—54, 1965.
20. *Bouma A. H.*, Sedimentology of some flysch deposits — a graphic approach to facies interpretation, 168 p., Amsterdam, Elsevier, 1962.
21. *Bowen A. J., Inman D. L.*, Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California, U. S. Army Coastal Eng. Research Center, Tech. Memo., **19**, 41 p., 1966.
22. *Briggs L. I., McCulloch D. S., Moser F.*, The hydraulic shape of sand particles, Journ. Sed. Petrology, **32**, 645—656, 1962.
23. *Brush L. M., Jr.*, Experimental work on primary sedimentary structures, in: *Middleton G. V.*, ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., **12**, 17—24, 1965.
24. *Chepil W. S.*, Dynamics of wind erosion, I, Nature of movement of soil by wind, II, Initiation of soil movement, III, The transport capacity of the wind, Soil Science, **60**, 305—370, 397—474, 475—480, 1945.
25. *Colby B. R.*, Discharge of sands and mean-velocity relationships in sand-bed streams, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper **462-A**, 47 p., 1964.
26. *Colby B. R., Scott C. H.*, Effects of water temperature on the discharge of bed material, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper **462-G**, 25 p., 1965.
27. Committee on Sedimentation, Sediment transportation mechanics: density currents, Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **89**, 77—87, 1963.
28. Committee on Sedimentation, Wind erosion and transportation, Proc. Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **91**, Hy 2, Paper 4261, 267—287, 1965.
29. Committee on Sedimentation, Sediment transport mechanics: initiation of motion, A. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **92**, Paper 4738, 291—314, 1966a.
30. Committee on Sedimentation, Nomenclature for bed forms in alluvial channels, Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **92**, Paper 4823, 51—64, 1966b.
31. Committee on Sedimentation, Erosion of cohesive sediments, Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **94**, Paper 6044, 1017—1049, 1968.
32. *Culbertson J. K., Dawdy D. R.*, A study of fluvial characteristics and hydraulic variables, Middle Rio Grande, New Mexico, U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper **1498-F**, 74 p., 1964.
33. *Donahue J. G., Allen R. C., Heezen B. C.*, Sediment size distribution profile on the continental shelf off New Jersey, Sedimentology, **7**, 155—159, 1966.
34. *Dott R. H., Jr.*, Dynamics of subaqeous gravity depositional processes, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **47**, 104—128, 1963.
35. *Dzulynski S., Sanders J. E.*, Current marks on firm mud bottoms, Connecticut Acad. Arts Sci. Trans., **42**, 57—96, 1962.
36. *Dzulynski S., Simpson F.*, Experiments on interfacial current markings, Geol. Romana, **5**, 197—214, 1966.
37. *Einstein H. A.*, The bed-load function of sediment transportation in open channel flows, U. S. Dept. Agriculture Tech. Bull., № 1026, 71 p., 1950.

38. *Emery K. O.,* Relict sediments of the continental margin off eastern United States, in: *Whittard W. F., Bradshaw R.,* eds., Submarine Geology, 1—20, London, Butterworth, 1965.
39. *Engelhardt W. von,* Die Unterscheidung wasser- und windsortierter Sande auf Grund der Korngrößenverteilung ihrer leichten und schweren Gemengteile, Chemie der Erde, **12**, 445—465, 1940.
40. *Engelund F., Hansen E.,* Investigations of flow in alluvial streams, Acta Polytechnica Scandinavica, Civil Eng. Build. Const. Ser., № 35, 1—100, 1966.
41. *Fisher R. V., Waters A. C.,* Bed forms in base surge deposits, Lunar implications, Science, **165**, 1349—1352, 1969.
42. *Fisher R. V.,* Base surge bed forms in Maar volcanoes, Am. Journ. Sci., **268**, 157—180, 1970.
43. *Fleming R. H.,* Tides and tidal currents in the Gulf of Panama, Journ. Marine Research, **1**, 192—206, 1938.
44. *Friend P. F.,* Fluviatile sedimentary structures in the Wood Bay series (Devonian) of Spitsbergen, Sedimentology, **5**, 39—68, 1965.
45. *Gilbert G. K.,* The transportation of debris by running water, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 86, 263 p., 1914.
46. *Glen R. H., Spooner E. L.,* Annotated bibliography of BEB and CERC publications, U. S. Army Corps of Engineers Coastal Eng. Research Center, Misc. Paper, № 1—68, 141 p., 1966.
47. *Graf W. H., Acaroglu R. R.,* Settling velocity of natural grains, Internat. Assoc. Sci. Hydraulics, **6**, 27—43, 1966.
48. *Grover N. C., Howard C. S.,* The passage of turbid water through Lake Mead, Am. Soc. Civil. Eng., Journ. Hydraulics Div., **103**, 720—732, 1938.
49. *Gould H. R.,* Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents, in: Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water — a symposium, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., **2**, 34—52, 1951.
50. *Guy H. P., Simons D. B., Richardson E. V.,* Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956—1961, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 462-I, 96 p., 1966.
51. *Hamilton N., Owens W. H., Rees A. J.,* Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand, Journ. Geology, **76**, 465—472, 1968.
52. *Hand B. M.,* Differentiation of beach and dune sands, using settling velocities of light and heavy minerals, Journ. Sed. Petrology, **37**, 514—520, 1967.
53. *Harms J. C.,* Hydraulic significance of some sand ripples, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 363—396, 1969.
54. *Hulseman J.,* Morphology and origins of sedimentary structure on submarine slopes, Science, **161**, 45—47, 1968.
55. *Imbrie J., Buchanan H.,* Sedimentary structures and modern carbonate sands of the Bahamas, in: *Middleton G. W.,* ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub., **12**, 149—172, 1968.
56. *Ingle J. C., Jr.,* The movement of beach sand, 232 p., New York, Elsevier, 1966.
57. *Inman D. L.,* Wave generated ripples in near shore sands, U. S. Beach Erosion Board Tech. Memo, **82**, 30 p., 1957.
58. *Inman D. L.,* Ocean waves and their associated currents, in: *Shepard F. P.,* Submarine geology, 2nd ed., 49—100, New York, Harper and Row, 1963a.
59. *Inman D. L.,* Sediments: physical properties and mechanics of sedimentation, in: *Shepard F. P.,* Submarine geology, 2nd ed., 101—151, New York, Harper and Row, 1963b.
60. *Inman D. L., Bagnold R. A.,* Littoral processes, Part II, in: *Hill M. N.,* ed., The sea, **3**, 529—543, New York, Interscience, 1963.
61. *Johnson D. W.,* Shore processes and shoreline development, 584 p., New York, Wiley, 1919.
62. *Johnson J. W., Eagleson P. S.,* Coastal processes, in: *Ippen A. P.,* ed., Estuary and coastline hydrodynamics, 404—492, New York, McGraw-Hill, 1966.
63. *Jopling A. V.,* Hydraulic studies on the origin of bedding, Sedimentology, **2**, 115—121, 1963.
64. *Jopling A. V.,* Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas, Journ. Sed. Petrology, **35**, 777—791, 1965.
65. *Jopling A. V., Richardson E. V.,* Backset bedding developed in shoaling flow in laboratory experiments, Journ. Sed. Petrology, **36**, 821—825, 1966.
66. *Kadib A. A.,* Mechanism of sand movement on coastal dunes, Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Waterways and Harbors Div., Paper **4817**, 27—44, 1966.
67. *Kalinske A. A.,* Turbulence and the transport of sand and silt by wind, New York Acad. Sci. Annals, **44**, 41—54, 1943.
68. *Kawamura R.,* Study of sand movement by wind, Univ. California Hydraulics Eng. Lab., HEL-2-8. 38 p., 1964.
69. *von Kármán Th.,* Sand ripples in the desert, in: Collected works of Theodore von Kármán, **4**, 352—356, London, Butterworth, 1947.

70. *Keulegan G. H.,* Interfacial instability and mixing in stratified flows, National Bur. Standards Journ. Research, **43**, 487—500, 1949.
71. *Kuenen Ph. H.,* Experiments in connection with Daly's hypotheses on the formation of submarine canyons, Leidse Geol. Mededeel, **8**, 327—351, 1937.
72. *Kuenen Ph. H.,* Experiments in geology, Geol. Soc. Glasgow Trans., **23**, 1—28, 1958.
73. *Kuenen Ph. H.,* Experimental abrasion 4, Eolian action, Journ. Geology, **68**, 427—449, 1960.
74. *Kuenen Ph. H.,* Value of experiments in geology, Geol. Mijnbouw, **44**, 22—36, 1965.
75. *Kuenen Ph. H.,* Emplacement of flysch-type sand beds, Sedimentology, **9**, 203—243, 1967.
76. *Kuenen Ph. H.,* Experimental marine suspension currents, competency and capacity, Geol. Mijnbouw, **49**, 89—118, 1970.
77. *Kuenen Ph. H., Perdok W. G.,* Experimental abrasion, 5, Frosting and defrosting of quartz grains, Journ. Geology, **70**, 648—658, 1962.
78. *Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P.,* Fluvial processes in geomorphology, 522 p., San Francisco, Freeman, 1964.
79. *Леви И. И.,* Динамика русловых потоков, Госэнергоиздат, 1957.
80. *van der Lingen G. J.,* The turbidite problem, New Zealand Journ. Geol. and Geophysys., **12**, 7—50, 1969.
81. *Ljunggren P., Sundborg, Å.,* Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology, II, A study of some heavy mineral deposits in the valley of the River Lule Älv. Geog. Ann., **50**, Ser. A, 121—135, 1968.
82. *Lundquist G.,* Beskrivning till Jourdartskarta över Gävleborgs län, Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ca, № 42, 181 p., 1963.
83. *Matthes G.,* Macroturbulence in natural stream flow, Am. Geophys. Union Trans., **28**, 255—265, 1947.
84. *McKee E. D., Crosby E. J., Berryhill H. L., Jr.,* Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June, 1965, Journ. Sed. Petrology, **37**, 829—851, 1967.
85. *Meland N., Norman J. O.,* Transport velocities of single particles in bedload motion, Geografiska Annaler, **48**, Ser. A, 165—182, 1966.
86. *Menard H. W.,* Marine Geology of the Pacific, 271 p., New York, McGraw-Hill, 1964.
87. *Menard H. W., Ludwick J. C.,* Application of hydraulics to the study of marine turbidity currents, in: Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water — a symposium, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., **2**, 2—13, 1951.
88. *Meyer-Peter E., Müller R.,* Formula for bed load transport, Stockholm, Internat. Assoc. Hydraulic Structures Research, **3**, App. 2, 39—65, 1948.
89. *Middleton G. V.,* Experiments on density and turbidity currents, I, Motion of the head, Canadian Journ. Earth. Sci., **3**, 523—546, 1966a.
90. *Middleton G. V.,* Experiments on density currents, II, Uniform flow of density currents, Canadian Journ. Earth Sci., **3**, 627—637, 1966b.
91. *Middleton G. V.,* Experiments on density and turbidity currents, III, Deposition of sediment, Canadian Journ. Earth Sci., **4**, 475—505, 1967.
92. *Moore D. G.,* Submarine slumps, Journ. Sed. Petrology, **31**, 343—357, 1961.
93. *Moore J. G.,* Base surge in recent valcanic eruptions, Bull. volcanol., Ser. 2, **30**, 337—363, 1967.
94. *Morgenstern N. R.,* Submarine slumping and the initiation of turbidity currents, in: *Richards A. F.,* ed., Marine geotechnique, 189—220, Urbana, Univ. Illinois Press, 1967.
95. *Newton R. S.,* Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone, Sedimentology, **11**, 275—292, 1968.
96. *Newton R. S., Werner F.,* Luftbildanalyse und Sedimentgefüre als Hilfsmittel für das Sandtransportproblem im Wattgebiet vor Cuxhaven, Hamburger Küstenforschung, **8**, 1—46, 1969.
97. *Potter P. E., Pettijohn F. J.,* Paleocurrents and basin analysis, 296 p., Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer, 1963.
98. *Ramberg H.,* Gravity, deformation and the earth's crust, 214 p., London, Acad. Press, 1967.
99. *Raudkivi A. J.,* Loose boundary hydraulics, 331 p., Oxford, Pergamon, 1967.
100. *Rusnak G. A.,* Orientation of sand grains under conditions of «unidirectional» fluid flow, 1, Theory and experiment, Journ. Geology, **65**, 384—409, 1957.
101. *Rees A. I.,* The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains, Journ. Geology, **76**, 457—465, 1968.
102. *Reineck H.-E.,* Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee, Abh. Senckenberg naturf. Gasell, № 505, 1—138, 1963.
103. *Reineck H.-E., Wunderlich F.,* Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln, Senckenbergiana, Lethaea, **49**, 321—345, 1968.

104. *Reynolds A. J.*, Waves on the erodable bed of an open channel, Journ. Fluid Mechanics, **22**, 113—133, 1965.
105. *Rittenhouse G.*, The transportation and deposition of heavy minerals, Geol. Soc. Am. Bull., **54**, 1725—1780, 1943.
106. *Rubey W. W.*, Settling velocity of gravel, sand, and silt particles, Am. Journ. Sci., 5th Ser., **25**, 325—338, 1933.
107. *Scheidegger A. E.*, Theoretical geomorphology, 2nd ed., 435 p., Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1970.
108. *Scheidegger A. E., Potter P. E.*, Bed thickness and grain size, Crossbedding, Sedimentology, **8**, 39—44, 1967.
109. *Sharp R. P.*, Wind ripples, Journ. Geology, **71**, 617—636, 1963.
110. *Shepard F. P., Dill R. F.*, Submarine canyons and other sea valleys, 381 p., New York, Rand McNally, 1966.
111. *Shepard F. P., Marshall N. F.*, Currents in the LaJolla and Scripps submarine canyons, Science, **165**, 177—178, 1969.
112. *Shields A.*, Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung, Mitt. Preuss. Versuchsanstalt für Waserbau und Schiffbau, **26**, 26 p., 1935.
113. *Simons D. B., Richardson E. V.*, Forms of bed roughness in alluvial channels, Am. Soc. Civil Eng., Proc., Journ. Hydraulics Div., **87**, (HY3), 87—105, 1961.
114. *Simons D. B., Nordin C. F., Jr.*, Forms generated by flow in alluvial channels, in: *Middleton G. V.*, ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub., **12**, 34—52, 1965.
115. *Stauffer P. H.*, Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California, Journ. Sed. Petrology, **37**, 487—508, 1967.
116. *Stride A. H.*, Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain (with discussion), Geol. Soc. London Quart. Journ., **119**, 175—199, 1963.
117. *Stringham G. E., Simons D. B., Guy H. P.*, The behavior of large particles falling in quiescent liquids, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 562-C, 36 p., 1969.
118. *Sundborg Å.*, The River Klarälven, a study in fluvial processes, Geografiska Annaler, Ser. A, № 115, 127—316, 1956.
119. *Sutherland A. J.*, Proposed mechanism for sediment entrainment by turbulent flows, Journ. Geophys. Research, **72**, 6183—6194, 1967.
120. *Swift D. J. P.*, Quaternary shelves and the return of grade, Marine Geology, **8**, 5—30, 1970.
121. *Terzaghi K.*, Varieties of submarine slope failures, 8th Texas Conf. on soil mechanics and foundation Eng. Proc., Univ. Texas Bur. Eng. Research Spec. Pub., **29**, 41 p., 1956.
122. *Tourtelot H. A.*, Hydraulic equivalence of grains of quartz and heavier minerals, and implications for the study of placer minerals, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 594-F, 13 p., 1968.
123. Waddensymposium, Fifteen papers on the geology, sediments, and faunas of the Waddensea, Tydschrift Koninkl., Nederlandsch Aardrykskundig Genootschap, **67**, Groningen Stichting voor Marine Geologie, 148 p., 1950.
124. *Walker R. G.*, Distinctive types of ripple-drift cross-lamination, Sedimentology, **2**, 173—188, 1963.
125. *Walker R. G.*, Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments, Journ. Sed. Petrology, **37**, 25—43, 1967.
126. *Yalin M. S.*, Geometrical properties of sand waves, Am. Soc. Civil Eng. Proc., Journ. Hydraulics Div., **90**, Paper 4055, 105—119, 1964.
127. *Zingg A. W.*, Wind tunnel studies af movements of sedimentary material, 5th Ann. Hydraulics Conf. Proc., Iowa City, Iowa, 111—135, 1953.

# Глава 10

# ДИАГЕНЕЗ

## ВВЕДЕНИЕ

Если сравнивать современные, например береговые или речные, пески с древними песчаниками, сразу бросаются в глаза различия между ними в прочности, степени скрепления зерен и пористости, а при более тщательном наблюдении выявляются различия в деталях состава и текстуры. Совокупность множества процессов, ведущих к изменению осадка после его отложения, называется *диагенезом.*

Диагенетические процессы действуют, однако, не вполне единообразно и закономерно, например, можно найти песчаники, возраст которых составляет сотни миллионов лет, а они лишь слабо скреплены и легко рассыпаются. С другой стороны, известны сравнительно недавно отложенные песчаники, которые уже крепко сцементированы. Следовательно, время, т. е. геологический возраст, не всегда решающий фактор. Степень связи между зернами не может быть определяющим фактором сама по себе, так как простое сравнение химического и минерального составов различных песчаников показывает, что два песчаника с одинаковой степенью литификации, или скрепления зерен, могут сильно отличаться друг от друга своей постседиментационной историей.

Воздействие диагенетических процессов на состав и структуру песчаников необычайно разнообразно, но все-таки можно выделить некоторые основные тенденции в изменениях. Наиболее общей тенденцией является стремление к химическому равновесию состава и структуры. Если только что отложенный песок представляет собой пористую неравновесную ассоциацию обломочных минералов, то после диагенеза, когда этот песок превратится в песчаник, его пористость уменьшится за счет уплотнения и цементации, исчезнут многие неустойчивые обломочные компоненты и появятся новые стабильные аутигенные минералы. Конечным продуктом длительного, протекающего в условиях глубокого захоронения диагенеза кварцевого аренита будет полностью сцементированный кварцит, а лититовый аренит при тех же условиях диагенеза будет полностью сцементирован смесью кварца, карбоната и глин иллит-хлоритового парагенезиса. Очевидно, состав и структура обоих минералов является результатом продолжительного воздействия давления, температуры и переменного состава поровых вод. Характер конечного продукта определяется как исходным составом и структурой, так и постседиментационной геологической историей этих отложений и продолжительностью воздействия диагенетических процессов. Проявление этих факторов необычайно разнообразно, в силу чего формируется множество разновидностей конечных продуктов.

Зная геологическую историю песчаников и поняв диагенез, мы стремимся, исключив результаты диагенетических изменений, различать источники материала и обстановку осадконакопления первичного песка,

а данные по диагенезу использовать для реконструкции постседиментационной геологической истории изучаемой породы. Существо этих вопросов определяется некоторыми практическими задачами. Представляют ли тяжелые минералы в новом песчанике первичные обломочные ассоциации, отражающие состав областей питания, или они появились в результате межслоевого растворения? Может ли глинистый матрикс некоторых специфических древних граувакк представлять собой измененный парагенезис аргиллитовых и вулканических обломков, и, если это так, можем ли мы использовать состав этой глины для установления источников обломков пород? Указывает ли замещение аутигенного кварца кальцитовым цементом на то, что песчаник не погружался настолько глубоко, чтобы кальцит мог быть вытеснен вторичной генерацией кремнезема? Свидетельствует ли присутствие аутигенной каолинитовой фации песчаника о том, что эта фация была однажды выведена на поверхность и подвергалась повторному воздействию пресных метеорных вод?

Чтобы ответить на такие вопросы, петролог должен начать с детального минералогического описания состава и структуры, уделяя особое внимание минералогии аутигенных новообразований и их парагенезису. К этим фактам должны быть добавлены сведения из общей геохимии, которые позволят сделать выводы о температуре, давлении и составе поровых растворов, контролирующих процессы изменения. Наконец, понимание диагенетических процессов невозможно без знания стратиграфии и тектонической истории бассейна седиментации.

Однако изучение диагенеза имеет не только теоретический интерес, но и непосредственное практическое значение. Понимание путей изменения глинистых минералов, а также пористости и проницаемости при цементации часто крайне необходимо как для выявления залежей нефти в песчаниках, так и для их эксплуатации. Аналогичные проблемы возникают при использовании пористых песчаников в качестве резервуаров для подземного захоронения отходов. Но практическое использование песчаников связано не только с жидкими веществами; многие экономически важные запасы меди, урана и других промышленно-ценных руд осаждаются в песчаниках при диагенезе.

Наконец, количество вещества, возникающего при диагенезе песчаников, включая цемент и измененные глины, имеет большое значение в связи с определением общей массы песчаников на Земле. Всякий, кого интересует происхождение песчаника, должен включить продукты диагенеза в число главных объектов исследования данной песчаной породы как целого, поскольку первичный детритовый материал составляет лишь определенную ее часть.

**Определения.** Существует почти столько же определений диагенеза, сколько было геологов, которые писали о нем, начиная с первого применения термина «диагенез» в 1888 г. фон Гюмбелем [41]. Вероятно, не было случая, чтобы одно слово использовалось в столь многих и различных смыслах, поскольку оно отражает представления, которые трудно отграничить и выделить среди других взаимосвязанных категорий. Подробный обзор этого вопроса, его истории и терминологии опубликован Дюнье де Сегонзаком [23].

*Диагенез.* Термином «диагенез», согласно нескольким известным определениям, обозначают следующие явления:

1) все физические или химические изменения после отложения, например исчезновение кварца, появление кальцита;

2) изменения, протекающие перед литификацией (такое более узкое применение термина требует точного определения момента начала или завершения процесса литификации);

3) изменения, происходящие перед захоронением, т. е. термин используется для обозначения реакций между осадочным материалом и окружающей средой;

4) только те изменения, которые происходят в породе после захоронения. Определения, предлагаемые в пунктах 3 и 4, имеют такие ограничения, из-за которых их нелегко применять, поскольку мы не знаем (если не считать предположений) ни того, какие изменения происходят до и после захоронения, ни того, как дифференцировать степени захоронения;

5) главным образом химические процессы изменения и в меньшей мере физические (при таком понимании физический процесс уплотнения следует отделять от диагенеза);

6) процессы литификации или цементации, которые обычно тесно связаны и не могут быть точно разделены. В этом случае также возникают известные ограничения — требуются генетические оценки.

Наконец, почти все определения исключают метаморфизм как стадию диагенеза. Как установлено Корренсом [17], не существует простой, однозначной линии, разграничивающей диагенез и метаморфизм в координатах давление — температура. Мы неизбежно находим песчаники, в которых диагенетические изменения, связанные с умеренными давлением и температурой, усиливаются по мере погружения осадочной толщи и проявляется постепенный переход к породам, где давления и температуры настолько высоки, что их следует относить к категории метаморфических. На практике обычно не возникает больших затруднений в разделении метаморфических и осадочных пород, когда степень метаморфизма высока или диагенез проявлен слабо. В то же время существуют слабометаморфизованные породы и породы с интенсивным проявлением диагенеза, которые трудно различить между собой. Исключительно интересным примером такого рода является цеолитовая фация, описанная Кумсом и др. [16], одинаково интересная как с точки зрения метаморфизма, так и с точки зрения седиментации.

*Литификация.* Слово «литификация» является другим примером отсутствия четко ограниченного смысла; используется как синоним слов «отвердение», «консолидация» или «уплотнение». Но отвердение характеризует такое качество, как твердость, тогда как консолидация отражает другое качество — компактность, или плотность. Уплотнение и консолидация — это почти синонимы, хотя в механике грунтов и инженерной геологии обычно используют термин «консолидация», тогда как в геологии — «уплотнение». Другим важным аспектом литификации песчаников является химическое связывание обломочных частиц в результате привноса цемента или в результате изменения матрикса. Мы полагаем, что литификация как параметр, оцениваемый количественно, является инженерно-геологическим свойством песчаника, поскольку различие литифицированного песчаника и рыхлого песка — в прочности материала, его твердости и степени цементации.

Существует, кроме того, множество других терминов, некоторые из них общеприняты, а другие используются редко. Рассмотрение этих терминов и путей их использования показывает, что 1) не существует единодушия, 2) часто для обозначения оттенков и вариантов понятия употребляют такие слова, которые формально нельзя применить в этих случаях, 3) в рассмотрение включено множество концепций, но во многих случаях они не определены с достаточной полнотой.

*Принятая терминология.* Для простоты мы будем использовать термин «диагенез» в наиболее общем смысле, для того чтобы охарактеризовать все те процессы, химические или физические, которые воздействуют на осадок после отложения и до проявления самых низких ступе-

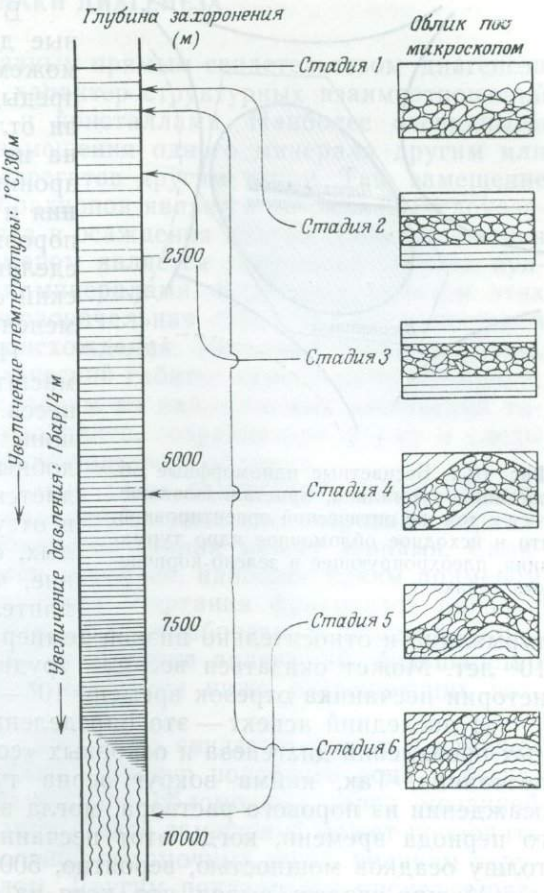
ней метаморфизма, относящихся к фации зеленых сланцев[1]. Сюда не входят процессы переработки осадка потоками после его первоначального отложения. Мы полагаем, что возможно лишь условное разделение диагенетических и метаморфических процессов, с одной стороны, и процессов выветривания — с другой. По мере погружения песчаника в бассейне седиментации происходит его прогревание и нарастает давление. На определенной стадии возникают условия, переходные к метаморфическим, особенно если погружающиеся участки испытывают воздействие регионального метаморфизма. В этом случае определенные породы могут быть названы либо метаморфическими, либо осадочными в зависимости от точки зрения исследователя.

Хотя диагенез и метаморфизм представляют собой единый процесс, определяемый такими геологическими переменными, как давление и температура, между ними существуют значительные различия. В изучении метаморфизма главное место занимает интерпретация минеральных ассоциаций, возникающих в породе данного валового состава при определенных давлении и температуре в равновесных или близких к ним условиях [105]. В результате появилась минералогическая классификация метаморфических пород, которая изображается в форме изоград, метаморфических фаций или петрогенетических сеток. Напротив, минеральные ассоциации многих песчаников даже после диагенеза в большей мере отражают исходные, отчетливо не равновесные смеси обломков, нежели воздействие давления и температуры. Это обусловлено тем, что характерные для диагенеза интервалы температур от 0 до 200 °С и давлений от 1 до 1000 бар гораздо у́же, чем соответствующие параметры метаморфизма, а также тем, что при низких температурах минеральные преобразования протекают весьма медленно. Некоторые равновесные ассоциации диагенетических минералов, которые признаны таковыми, связаны скорее с изменяющимся составом перемещающихся поровых вод, чем с изменяющимися давлением и температурой.

Следует признать также, что некоторые постседиментационные изменения в песчанике трудно отличить от тех, которые мы обычно связываем с процессами выветривания. Если песчаник испытал поднятие, а затем в результате эрозии оказался в нескольких метрах или десятках метров ниже поверхности и подвергся воздействию проточных пресных вод, то в нем возникнут химические изменения, в точности подобные тем, которые возникли бы, если бы он находился все время на поверхности. Так, обычно наблюдаемое интенсивное выветривание песчаника, с последующим растворением или осаждением минералов, например отложение гематитового цемента, ограничено приповерхностной частью обнажения, обычно не более нескольких сантиметров и до 30 см вглубь от поверхности. В песчаниках, которые лежат на глубине до 20 м от поверхности, большая часть карбонатного цемента может быть удалена, что устанавливается из сравнения с более глубоко опущенными частями того же стратиграфического горизонта. На фиг. 10-1 показаны соотношения между стадиями геологической истории песчаников и диагенезом. Более подробные сведения о понимании различных стадий и использовании терминологии приведены Дюнье де Сегонзаком [23].

Для диагенеза и диагенетических изменений удобно использовать подразделение по времени. Оказывается довольно просто различить ранний и поздний диагенез, однако такое разделение является доста-

[1] Такое широкое толкование термина «диагенез» не разделяется советскими литологами, которые под диагенезом понимают совокупность природных процессов преобразования рыхлых осадков в осадочные горные породы. Более поздние превращения осадочных пород относятся к стадиям катагенеза и метагенеза или к стадиям эпигенеза и метагенеза. — *Прим. ред.*



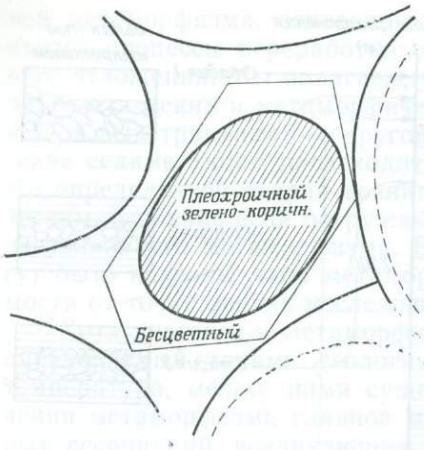

Фиг. 10-1. Стадии диагенеза в зависимости от глубины захоронения и роста давления и температуры.

*Стадия 1* — сразу после отложения. Воздействие воздуха и воды в обстановке отложения. Исходный детрит, высокая пористость. *Стадия 2* — захоронение на глубину от первых метров до десятков метров. Воздействие интерстициональных вод. Некоторое уплотнение, возможно, первое химическое осаждение новообразованных минералов. *Стадия 3* — захоронение на умеренных глубинах до 1000 м. Поровые воды могут быть рассолами. Хемогенные цементы могут уменьшить пористость, глины, возможно, изменены *Стадия 4* — глубина захоронения достигает тысяч метров, возможно, складкообразование. Пористость может быть очень низкой из-за образования хемогенного цемента и растворения под давлением. *Стадия 5* — начало метаморфизма. Рост хлорита и других метаморфических минералов, широкое проявление растворения под давлением и «кварцитовых» структур. *Стадия 6* — после поднятия и эрозии, на расстоянии десятков метров от поверхности. Проникновение метеорных вод, причем децементация и «выветривание» глин могут привести к увеличению пористости.

точно произвольным, тем более что мы не можем точно определить положение границы между ними. Ранним диагенезом можно считать изменения, протекающие в течение тысяч и сотен тысяч лет, предположительно когда осадок захоронен еще на небольшой глубине, менее 50 м, и может находиться не в непосредственном, а в косвенном взаимодействии с морской водой и процессами, протекающими на дне бассейна. Поздний диагенез включает в себя все последующие события. Разделяя ранний и поздний диагенез, мы подразумеваем различия между интенсивными начальными процессами литификации и уплотнения осадка и значительно более медленными изменениями, которые наступают позднее и охватывают гораздо большие промежутки времени.

## ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ДИАГЕНЕЗА

Целесообразно выделить различные аспекты изучения диагенеза. Один из них — это объективные доказательства или данные, которые используются для суждения о диагенезе. Например, угловатый, ограниченный кристалл турмалина, образовавшийся из окатанного зерна турмалина, которое, возможно, несколько отличалось по составу, является таким элементом структуры, который может быть объективно установлен, сфотографирован и описан (фиг. 10-2). Геометрия этого обломка и сведения о составе турмалина указывают на то, что ограненное образование не является частью обломочного зерна, а было присоединено к нему в окружающем поровом пространстве некоторое время спустя после отложения обломочного зерна.




Фиг. 10-2. Бесцветные идиоморфные обрастания турмалина, кристаллизовавшегося с той же оптической ориентировкой, что и исходное обломочное ядро турмалина, плеохроирующее в зелено-коричневых тонах.

В тех случаях, когда объективные данные достаточно четкие, мы можем определить процесс. Так, в предыдущем примере мы установили отложение аутигенного турмалина из водного раствора, который проникал в породу после ее отложения и который мы будем называть поровым раствором[1]. При этом в сделанном выводе учтены химический состав жидкой фазы и его изменения во времени.

Нам следует также определить масштаб времени изучаемого процесса. Можно показать, что большинство обрастаний турмалина, подобных описанному выше, наблюдается лишь в древних песчаниках и отсутствует в сравнительно молодых, а отсюда сделать предположение, что вследствие чрезвычайной длительности процесса отложения турмалина и относительно низкой температуры он может длиться $10^7$—$10^8$ лет. Может оказаться весьма трудным выделить в геологической истории песчаника отрезок времени $10^7$—$10^8$ лет.

И последний аспект — это определение последовательности отдельных проявлений диагенеза и основных «событий» геологической истории песчаника. Так, кайма вокруг зерна турмалина, образующаяся при осаждении из порового раствора, могла возникать в течение длительного периода времени, когда этот песчаник был глубоко погружен под толщу осадков мощностью, вероятно, 5000 м.

Можно сделать вывод, что, хотя на отдельные вопросы, связанные с диагенезом, некоторые ограниченные ответы и могут быть получены на основе геохимического и петрографического изучения ограниченного числа образцов, тем не менее всестороннее рассмотрение диагенеза возможно лишь на основе детального знания общей геологической истории осадочного бассейна, в котором песчаник был отложен, и отчетливого понимания соотношений геологических событий и проявлений диагенеза. Это последнее обстоятельство наиболее важно для изучения диагенеза как историко-геологического явления, поскольку мы можем сделать обобщения о разнообразных геологических событиях на основе данных о диагенезе, суммы наших знаний о геологической истории песчаника за счет тех сведений, которые вытекают из диагенетических изменений. И наоборот, можно использовать наши знания по геологической истории песчаников вместе с данными по истории их диагенеза для более глубокого познания геохимии процессов, протекающих в осадочной части земной коры.

---

[1] Авторы употребляют термин «formation water» (формационная вода), который охватывает все типы вод в данной породе, однако, учитывая, что речь идет о флюидном режиме процессов диагенеза и метаморфизма, представляется целесообразным использовать общепринятый термин «поровые растворы». — *Прим. перев.*

## ПРИЗНАКИ ДИАГЕНЕЗА

**Структурные признаки.** Главным прямым свидетельством диагенеза в песчаниках является обычно характер структурных взаимоотношений между обломками минералов и кристаллами. Наиболее очевидными оказываются псевдоморфные замещения одного минерала другим или одного типа кристаллических агрегатов другим типом. Так, замещение кварцем известковых раковин брахиопод является несомненным доказательством растворения карбоната и осаждения кварца после отложения осадка. Другим подобным примером является замещение рогулек вулканического стекла глинистыми минералами. Ключевым пунктом этих замещений является то, что первоначальная структура сохраняется в материале явно вторичного происхождения. Истинные псевдоморфозы, в которых сохраняется кристаллический габитус замещенного минерала, не характерны для песчаников; одним из наблюдаемых замещений такого типа являются агрегаты каолинита, сохраняющие форму и следы трещин спайности исходного полевошпатового обломка.

Наиболее распространены такие типы замещений, когда образуются теневые текстуры, т. е. сохраняются нечеткие очертания первичных текстур, несмотря на исчезновение границ между зернами. Силицифицированные оолиты являются, вероятно, наиболее ярким примером такого рода. В некоторых песчаниках очертания фрагментов раковин просматриваются в грубой мозаике зерен карбонатного цемента. Определение теневых текстур зависит от наличия включений, большинство из которых столь малы, что они находятся ниже разрешающих возможностей микроскопа.

Секущие взаимоотношения однозначно свидетельствуют о замещении. Наиболее частым проявлением структур подобного рода в песчаниках являются коррозия и замещение обломочных зерен мозаикой кристаллов или единым кристаллом. Такое замещение может приводить к появлению «плавающих» включений обломочных зерен, целиком окруженных замещающим материалом. Другим показателем процесса растворения, который определяет постседиментационное химическое изменение, являются микростиллолиты, срезающие обломочные зерна [46, 90].

Предварительное исследование почти каждого древнего песчаника обнаруживает, что поры между обломочными зернами выполнены агрегатом или мозаикой минералов, наиболее часто карбонатами, кремнеземом или глиной; обращает на себя внимание, что этот тип выполнения пор отсутствует в современных песках. Контраст между современными и древними песчаниками проявится еще ярче, если исключить из рассмотрения глинистый матрикс граувакк, который частично может быть первичным, и рассматривать лишь поровое выполнение карбонатом, кремнеземом и другими подобными минералами. Выполнение порового пространства древних песчаников может быть частичным или полным. Оно может состоять из одного или нескольких минералов. Заполнение пор может как сопровождаться, так и не сопровождаться замещением обломочных зерен, иногда один минерал порового заполнения замещает обломочные зерна, а второй — нет. Выявление порового выполнения, как такового, может вызвать существенные затруднения в кварцевых аренитах, сцементированных кварцем, или в граувакках с большим количеством глинистого матрикса и обломков аргиллитовых пород.

В некоторых песчаниках обнаруживаются правильные кристаллографические поверхности на обломочных зернах, что характерно для кварца, который оказывается ограненным и не обнаруживает признаков абразии от транспортировки. Опираясь на этот единственный признак, можно сделать заключение об аутигенном обрастании, даже если

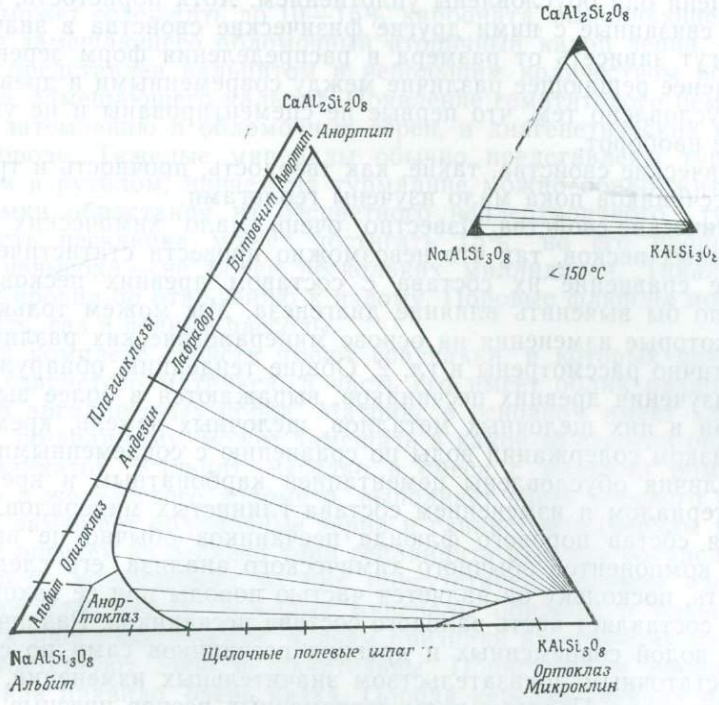
различия между аутигенной частью и обломочным ядром не проявлены. Исследование песков в современных отложениях показало, что все обломочные зерна с диаметром более 0,1 мм подвергаются по меньшей мере слабой абразии и кристаллографические плоскости и грани у них обнаруживаются редко.

В некоторых песчаниках кристаллографически ограненные (идиоморфные) обрастания не удается различать и обломочные зерна не могут быть отделены от аутигенных новообразований, хотя поровое пространство заполнено почти целиком. Наблюдаемая структура, образованная мозаикой кристаллов, может возникнуть в результате химического растворения и (или) осаждения скорее, чем при физическом оседании из флюидной среды.

Конкреции и нодули являются структурными признаками диагенеза в песчаниках и представляют собой сочетание заполнения пор, с замещением или без него, и любого другого описанного структурного элемента. Характерный выразительный внешний облик таких текстур обычно связан с тем, что в нодулях цементировались более крупные зерна, чем в окружающем матриксе, или с тем, что цемент представлен разными минералами. Так, в песчанике с известковым цементом можно найти нодули, сцементированные гематитом. Если конкреции были образованы на ранней стадии диагенеза, в них первичный минеральный состав и структуры могут сохраниться лучше, чем в окружающем песчанике, так как конкреции менее проницаемы, а потому менее доступны для проникновения флюида, ответственного за растворение или осаждение на более поздней стадии диагенеза. Брамлет [7] рассмотрел влияние этого эффекта на тяжелые минералы.

**Минеральные признаки диагенеза.** Признаки диагенеза, которые выражаются в характере минерального вещества, а не в форме, габитусе или размере индивидов, оказываются менее убедительными, чем структурные признаки. Полезным руководящим признаком диагенетического происхождения минерала является чистота его состава. Много аутигенных обрастаний кварца или других минералов выявляется благодаря чистоте и отсутствию кристаллических, жидких или газовых включений, столь характерных для обломков, поступающих из изверженных и метаморфических пород. Аутигенные турмалины бесцветны в противоположность окрашенным, плеохроичным обломочным зернам. Катодолюминесцентные и электронно-микрозондовые исследования показывают, что в аутигенных минералах содержание элементов-примесей значительно ниже, чем в обломочных зернах, и потому они обнаруживают более слабую люминесценцию по сравнению с последними. Аутигенные полевые шпаты характеризуются очень чистым составом Na- и K-форм и в этом отношении отличаются от плагиоклазов и щелочных полевых шпатов обломочной фракции [56]. На фиг. 10-3 показаны фазовые соотношения полевых шпатов при низких температурах.

Некоторую помощь может также оказать обнаружение определенных типов минералов. Легкорастворимые минералы вряд ли могут присутствовать в виде обломков в большинстве песчаников, отложенных водой. И хотя в природных условиях известны песчаные дюны, сложенные обломками гипса и карбоната, первое, что предполагает петрограф, нашедший гипс или карбонат в песчаниках, — это их диагенетическое происхождение. Еще более вероятно диагенетическое происхождение галита. Однако, поскольку всегда существует возможность обломочного или хемогенного происхождения таких минералов, при изучении диагенетических изменений следует опираться главным образом на структурные особенности породы. Тот факт, что почти нерастворимые минералы, такие, как кварц и полевые шпаты, являются типичными об-




Фиг. 10-3. Схематическая фазовая диаграмма субсолидусных соотношений полевых шпатов, стабильных при умеренных температурах (ниже 500 °С) и низких давлениях.

При температурах ниже 150 °С, характерных для осадочных обстановок, схематическая фазовая диаграмма выглядела бы, как показано справа вверху, при этом стабильными оказываются лишь относительно чистые конечные члены.

ломочными компонентами, конечно, не является основанием для суждения о том, что они не могут быть и аутигенными.

Минералогия и структуры могут оказаться важными индикаторами диагенеза. Можно считать бесспорным диагенетическое происхождение доломитизированной раковины, поскольку известно, что не существует организмов, выделяющих доломит для образования своих раковин, хотя многие и отлагают магнезиальный кальцит. Цеолитовый минерал в форме рогулек вулканического стекла диагностируется как замещение, поскольку форма частиц обломков вулканического пеплового материала всегда ассоциируется с вулканическим стеклом, но цеолиты, напротив, никогда не образуются из застывающего расплава.

**Физические свойства.** Различия в общих физических свойствах между современными и древними песками отражают диагенетические преобразования, которые в конечном счете обнаруживаются при детальных исследованиях минералогии и структуры в шлифах под микроскопом. Так, общая плотность песчаников увеличивается при уплотнении пористости. Проницаемость обычно коррелируется с пористостью (фиг. 3-13) и сложением породы или совершенством упаковки зерен, она уменьшается в более компактных и более плотно упакованных древних песчаниках. С уменьшением пористости возрастает скорость распространения упругих волн в породе; это составляет основу метода звукового каротажа скважин для вычисления проницаемости пластов. Все эти изменения в песчаниках в первую очередь связаны с увеличением размеров обломочных зерен за счет обрастаний и отложения минерального цемента в поровом пространстве во время диагенеза, и в мень-

шей степени они обусловлены уплотнением. Хотя пористость, проницаемость и связанные с ними другие физические свойства в значительной мере могут зависеть от размера и распределения форм зерен в песке, тем не менее решающее различие между современными и древними песками обусловлено тем, что первые не сцементированы и не уплотнены, а вторые наоборот.

Физические свойства, такие, как твердость, прочность и трещиноватость, песчаников пока мало изучены геологами.

**Химические свойства.** Известно очень мало химических анализов современных песков, так что невозможно провести статистически обоснованное сравнение их состава с составом древних песков, которое позволило бы выяснить влияние диагенеза. Мы можем только установить некоторые изменения на основе минералогических различий, которые частично рассмотрены в гл. 2. Общие тенденции, обнаруженные на основе изучения древних песчаников, выражаются в более высоком содержании в них щелочных металлов, щелочных земель, кремнезема и более низком содержании воды по сравнению с современными песками. Эти различия обусловлены цементацией карбонатным и кремнеземистым материалом и изменением состава глинистых минералов.

Хотя состав порового флюида песчаников обычно не включается в число компонентов обычного химического анализа, его следовало бы учитывать, поскольку он является частью породы при ее захоронении и в целом составляет часть валового состава песчаников. Различия между поровой водой современных и древних песчаников сами по себе являются достаточным доказательством значительных изменений, вызываемых диагенезом. Поровые воды современных песков пресные и похожи по составу на речные воды (аллювиальные пески) либо в значительной мере представляют собой морскую воду (пляжевые и прибрежно-шельфовые пески, турбидиты и глубоководные пески). Состав вод в древних песчаниках может варьировать от пригодного для питья в приповерхностных водоносных горизонтах до концентрированных рассолов в глубоких горизонтах. Такие рассолы по составу резко отличаются от морской воды более высокой концентрацией и существенно иными отношениями разных ионов. Многие рассолы в отличие от морской воды содержат гораздо больше Ca, чем Mg. Содержание сульфата может быть резко понижено, тогда как концентрация кремнезема обычно повышена. Все эти отличия свидетельствуют о химических реакциях, которые протекают между поровыми растворами и породами после отложения осадка. Состав и происхождение многих типов подземных вод рассмотрены в специальной работе [107].

В современных песках нефть, газ и другие органические вещества типа асфальта или смолоподобных скоплений не обнаружены, за исключением тех случаев, когда инфильтруются из внешних источников. Органическое вещество всегда присутствует в современных песках, хотя и в очень небольших количествах. Напротив, древние пески содержат многочисленные скопления всех видов нефти и газа, что связано с проявлением диагенетических процессов, определяющих формирование нефти и ее миграцию в песчаный коллектор.

**Заключение.** Наилучшими доказательствами проявления диагенеза являются: 1) степень и существо различий между современными и древними песками и 2) присутствие структурных элементов, особенно псевдоморфных замещений, прямо указывающих на процессы постседиментационного изменения породы. Можно привести два примера сложных диагенетических изменений: в кварцевых аренитах и граувакках.

В кварцевом аренite можно обнаружить эвгедральные вторичные образования на обломочных зернах кварца, частично с взаимным про-

растанием зерен, что обусловливает интенсивную цементацию породы. Порода может содержать до 10—15% карбоната, выполняющего поры и частично замещающего обломочный вторичный кварц зерна. Карбонат нередко представлен кальцитом и небольшим количеством ромбоэдров доломита, замещающего кальцит. Появление гематитового цемента приводит к затемнению и обломочных зерен, и диагенетических компонентов в породе. Тяжелые минералы обычно представлены турмалином, цирконом и рутилом, причем на турмалине можно обнаружить вторичные каемки обрастания из бесцветного неплеохроичного турмалина. Пористость песчаника может достигать 15%, но его проницаемость обычно невысока — не более нескольких миллидарси. Такая порода тверда и прочна по отношению к излому. Поровые флюиды могут включать нефть, газ и водные рассолы.

Иной комплекс свойств имеют граувакки, в которых присутствует до 30% глинистого матрикса, и часть его имеет облик раздробленных обломков аргиллитовых пород. Матрикс в основном имеет хлоритовый состав и, по-видимому, может замещать в какой-то степени обломочные зерна силикатов. Кальцит, нередко в смеси с мелкими ромбоэдрами сидерита и железистого доломита, выполняет часть порового пространства или замещает обломочные зерна и глинистые минералы матрикса. Обломки рогулек из цеолита типа гейландита нередко распределены по всей породе, в некоторых из них присутствуют реликты изотропного вулканического стекла. Тяжелые минералы обильны и разнообразны, среди них много мафических, причем признаки их коррозии или растворения отсутствуют либо незначительны. Пористость и проницаемость породы, как правило, очень низка. Порода нередко твердая и при тонкой слоистости имеет тенденцию раскалываться вдоль поверхностей наслоения. Нефть и газ отсутствуют, но химические анализы иногда обнаруживают до 1% органического вещества.

Очевидно, что такой обширный комплекс данных не поддается генетической интерпретации на основе представлений о едином и простом процессе, возможно он отражает совокупность различных взаимодействующих физических и химических процессов, которые в разной степени влияют на породы в зависимости от условий геологической среды.

## ФИЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Физические процессы, воздействующие на пески после отложения, приводят к увеличению общей плотности, которое на первых этапах контролируется воздействием силы тяжести. При этом возрастает компактность упаковки зерен и уменьшается пористость. После отложения плотность упаковки песков может быть весьма различной, что хорошо видно при сравнении наветренных и подветренных склонов песчаных дюн, а также при сопоставлении различных участков пляжей и баров. Сейчас нельзя уверенно сказать, что эти различия впоследствии сглаживаются в результате уплотнения, однако исследования чешуйчатого расположения песчинок, проведенные, например, Руснаком [75], указывают, что расположение зерен в значительной мере унаследуется и мало подвержено влиянию уплотнения. Бретт [10] обнаружил изменение уклона косой слоистости под воздействием складкообразования в результате перераспределения зерен при сколовых деформациях внутри слоя. Пористость слабо сцементированных песчаников, даже если они были погружены на достаточную для уплотнения глубину, как, например, третичные песчаники побережья Мексиканского залива в Северной Америке, оказывается высокой и вполне сопоставимой

с пористостью современных песков. Диккинсон [22] определил, что общая средняя пористость 30% неконсолидированных миоценовых песков осадочного бассейна побережья Мексиканского залива сохраняется до глубин по меньшей мере 3200 м, что, по его мнению, хорошо согласуется с данным Ати [4] о весьма слабой сжимаемости чистого песка. Мы полагаем, что в результате перегруппировки зерен под давлением может быть достигнута лишь небольшая степень уплотнения, соответствующая уменьшению пористости всего на несколько процентов.

Степень уплотнения граувакковых песчаников с высоким содержанием глинистого матрикса близка к величинам, характерным для глинистых сланцев. Уменьшение пористости глинистых материалов под давлением весьма велико; последний обзор данных по этому вопросу сделан Мидом [63]. Пористость типичной граувакки, вероятно, может быть физически уменьшена от начальной величины 50—60% до 30—40% за счет перегруппировки глинистых частиц и отжимания воды. Трудно высказать более определенные суждения, так как слишком мало известно примеров современных граувакковых песков с большим количеством матрикса [49].

Если многие древние граувакки имеют облик глинистого матрикса благодаря диагенетическим образованиям и физическому раздавливанию фрагментов аргиллитовых пород, то, значит, роль уплотнения была особенно важной, ибо именно оно в значительной степени ответственно за образование матрикса. Неизвестны различия в нагрузке, необходимой для отжатия воды из глин и для раздавливания обломков глинистых пород. Отношение определимых обломков пород к матриксу в эоценовых граувакках формации Тайи в Орегоне, по-видимому, уменьшается в сторону районов с наибольшими нагрузками вышележащих пород, но стратиграфические данные недостаточны для расчета параметров нагрузки [61]. Были проведены эксперименты, которые подтверждают идею образования матрикса за счет изменения обломков пород [44]. Образцы умеренно сортированных песков со значительным количеством обломков вулканических пород из отложений реки Колумбии, похожие по минеральному и химическому составу на типичные граувакки, выдерживались при температуре 150—300 °С и под давлением водяного пара в 1 кбар в течение 21—60 дней, что соответствовало погружению породы на глубину 3—4 км. В результате из обломков вулканических пород образовались глинистые минералы и цеолиты. Бренчли [9], изучивший ордовикские граувакки Уэльса, показал, что кальцитовый цемент предохраняет обломочные зерна, препятствуя образованию матрикса в некоторых слоях, тогда как в бескарбонатных слоях обломки пород были превращены в матрикс. В песчаниках сравнительно редко встречаются трещиноватые или раздавленные зерна, а их распространение не всегда приурочено к зонам интенсивной складчатости. Присутствие таких зерен в недеформированных песчаниках, вероятно, является результатом изменения вдоль ослабленных зон, унаследованных от кристаллов исходной породы либо возникавших от ударов во время транспортировки. Катодолюминесцентные исследования обнаруживают обычно трещиноватые и повторно сросшиеся обломочные зерна, которые не заметны под обычным микроскопом [89]. В орогенных поясах в сильно деформированных песчаниках можно обнаружить катакластические структуры, трещиноватые зерна и другие деформационные текстуры, которые, бесспорно, связаны с тектоническими движениями, а следовательно, не относятся к диагенезу в собственном смысле слова. В целом вопросы распределения и происхождения трещиноватых зерен составляют проблему, которой практически не уделялось никакого внимания.

Байерли и Брейс [12] показали, что при умеренных давлениях в несколько килобар и комнатной температуре песчаник подвергается пластической деформации, тогда как при более высоких давлениях возникают разрывные деформации. Другие постседиментационные физические изменения, такие, как образование брекчий скольжения, текстур оползания и трещин усыхания, рассмотрены в гл. 4.

## ХИМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Химические изменения играют гораздо более существенную роль, чем физические в преобразовании песчаников после их отложения. Цементация и литификация определяются в основном процессами химического осаждения веществ, связывающих смежные обломочные зерна. Во всех химических процессах следует принимать во внимание взаимодействие между твердыми зернами минералов и поровыми флюидами. Последовательность деагенетических преобразований, выявляемая на основе петрографических наблюдений, связана с эволюционными изменениями химизма поровых вод, поскольку изменения минерального и валового химического состава твердых фаз протекают весьма медленно и постепенно. Детальное рассмотрение химических изменений целесообразно провести в следующих аспектах: осаждение, растворение, перекристаллизация, состав поровых вод и его изменения.

Процессы растворения и осаждения лучше всего анализировать на основе точной записи сбалансированного химического уравнения и оценки изменений *свободной энергии* при постоянных давлении и температуре, сопровождающих данную реакцию. Эта свободная энергия, точнее именуемая *свободной энергией Гиббса* или функцией Гиббса, обозначена в дальнейшем буквой $G$, а конечное изменение ее $\Delta G$. Исходя из уравнения реакции и величины $\Delta G$, мы можем количественно оценить *константу равновесия*, которая может быть использована для определения концентраций, определяющих либо растворение, либо осаждение данных реагентов.

Этот подход обычно моделируется на основе записи уравнения обратимой реакции при заданных температуре и давлении, которая описывает осаждение чистого кристаллического ионного твердого соединения $AY$ при взаимодействии двух полностью ионизированных электролитов $AX$ и $BY$ в чистом водном растворе

$$A^+ + X^- + B^+ + Y^- \underset{25\ ^\circ C}{\overset{1\ \text{атм.}}{\rightleftarrows}} AY_{\text{(крист. фазa)}} + B^+ + X^-, \qquad (10\text{-}1)$$

где $A$ и $B$ — катионы, а $X$ и $Y$ — анионы.

Стандартная свободная энергия реакции $\Delta G^0_R$ определяется путем вычитания суммы свободной энергии образования продуктов реакции $\Delta Gf^0$ из суммы $\Delta Gf^0$ исходных реагентов, чтобы получить

$$\Delta G^0_R = [\Delta Qf^0(AY) + \Delta Gf^0(B^+) + \Delta Gf^0(X^-)] - [\Delta Gf^0(A^+) + \Delta Gf^0(X^-) + \Delta Gf^0(B^+) + \Delta Gf^0(Y^-)]. \qquad (10\text{-}2)$$

Затем используется другое отношение, чтобы получить константу равновесия $K_{eq}$:

$$\Delta G^0_R = -RT \ln K_{eq}, \qquad (10\text{-}3)$$

где $R$ — газовая постоянная, $T$ — абсолютная температура (в градусах Кельвина), а ln — натуральный логарифм.

Константа равновесия определяется как частное от деления произведения активностей продуктов реакции на произведение активностей реагентов

$$K_{eq} = \frac{a_{AY}\, a_{B^+}\, a_{X^-}}{a_{A^+}\, a_{B^+}\, a_{X^-}\, a_{Y^-}}, \tag{10-4}$$

которое сокращается в этом случае до

$$K_{eq} = \frac{a_{AY}}{a_{A^+}\, a_{Y^-}}. \tag{10-5}$$

*Активность* вещества $a_i$, часто называемая *термодинамической концентрацией*, связана с истинной концентрацией вещества, выраженной как молярность или моляльность. Это соотношение таково, что активность приближается к концентрации в очень разбавленных растворах и отклоняется от этой величины по мере увеличения общей концентрации всех веществ в растворе. Принято активность любого чистого твердого вещества, термодинамически стабильного при данной температуре, считать за единицу, тогда равенство (10-5) сократится до

$$K_{eq} = \frac{1}{a_{A^+}\, a_{Y^-}}. \tag{10-6}$$

В случае весьма разбавленных растворов активность может быть заменена концентрациями.

Уравнение (10-1) может быть записано справа налево, чтобы отразить растворение $AY$; $B$ и $X$ можно исключить для случая растворения в чистой воде, и тогда получим простой результат

$$K_{eq} = a_{A^+}\, a_{Y^-}. \tag{10-7}$$

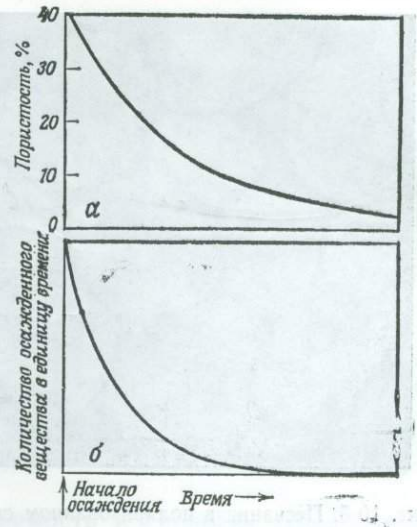
Если $AY$ — относительно слабо растворимое вещество, раствор будет очищаться, а $K_{eq}$ будет приближаться к постоянному *произведению растворимости* $K$, которое выражается величинами концентрации $m$

$$K_{S.P.} = m_{A^+}\, m_{Y^-}. \tag{10-8}$$

Детальное описание расчетов такого типа дано Гаррелсом и Крайстом [30], Краускопфом [59]. Эти книги охватывают гораздо большее число примеров геохимических расчетов и другие вопросы, интересные для литологов. Только с помощью таких расчетов можно установить, какие химические условия необратимы для различных видов отложения, растворения и других реакций, рассматриваемых в дальнейшем.

**Осаждение.** Петрографические данные определенно указывают на прямое осаждение различных типов цемента из поровых растворов на поверхности одинаковых или различных минеральных зерен. Наиболее обычными продуктами такого осаждения являются кремнезем и карбонат, а также гипс и ангидрит и реже барит, гематит и лимонит, полевые шпаты, цеолиты и глины. Очевидно, что разнообразие минералов, которые могут осаждаться из низкотемпературных растворов, весьма велико, причем многие из этих минералов обычно исключаются из списка как образующиеся лишь при высоких температурах, характерных для магматических или метаморфических процессов.

Интенсивно сцементированные песчаники, в которых поровое пространство почти все заполнено, свидетельствуют о том, что процесс осаждения из пересыщенного порового раствора может продолжаться до тех пор, пока все пространство пор не будет выполнено. Поскольку самые концентрированные рассолы содержат, как известно, лишь небольшие количества материала, способного к осаждению, следует полагать, что длительное осаждение в таких породах было бы невозмож-



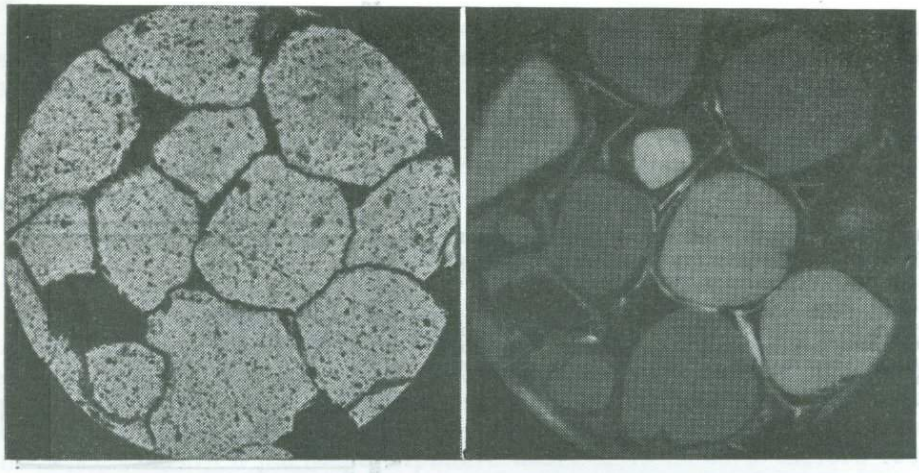

Фиг. 10-4. Экспоненциальное уменьшение пористости (*а*) и количества осажденного цемента (*б*) по мере продолжения процесса цементации.

Точная форма таких кривых зависит от скорости протекания флюида через песок исходной пористости и проницаемости и скорости осаждения на единицу вещества флюида.

но в условиях закрытой системы без пополнения раствора; Ван Хайзом [98] давно уже было установлено, что для этого необходимо устойчивое поступление пересыщенного раствора, протекающего через породу. По мере осаждения цемента поровое пространство становится все меньше, проницаемость постепенно уменьшается, скорость перемещения раствора падает, а осаждение замедляется (фиг. 10-4). Начальная проницаемость и скорость ее уменьшения являются функцией гранулометрического распределения, причем тонкозернистый песчаник с низкой начальной проницаемостью окажется сцементированным раньше, чем грубозернистый [1]. Для такого типа заполнения пор предложен ряд моделей потока, включая такие, которые учитывают растворение под давлением, но все они в одинаковой мере характеризуются экспоненциальным уменьшением количества осаждаемого вещества в единицу времени. Другими словами, время, необходимое для полной цементации песчаника, чрезвычайно велико по сравнению с тем, которое необходимо для частичной цементации.

Остается, однако, неясным, какова абсолютная продолжительность времени, необходимого для полной цементации и на каком этапе геологической истории песчаника протекает этот процесс. Немногие имеющиеся данные сводятся к тому, что некоторые современные или третичные песчаники сцементированы полностью. Поэтому вероятно, что для полной цементации необходимо длительное захоронение, примерно $10^8$ лет. Подтверждением этого заключения могли бы служить статистические данные о степени цементации песчаников в зависимости от их геологического возраста. К сожалению, количественных данных о степени цементации, за исключением некоторых предварительных исследований [35, 47, 80], опубликовано мало. При современной технике микроскопии подобные данные собрать трудно, так как оказывается сложным или даже невозможным отличить обломочные зерна кварца от кварцевого цемента или кварцевых обрастаний на обломочных зернах. Катодолюминесцентные исследования в будущем, вероятно, помогут при выявлении подобных различий (фиг. 10-5).

Наиболее обычным является частичное заполнение пор в песчаниках химическими осадками. Эта форма отложения может быть представлена в виде обрастаний на обломочных зернах, как новообразованные глинистые оторочки обломочных зерен или как изолированные участки цемента, распределенные в форме неправильных включений.



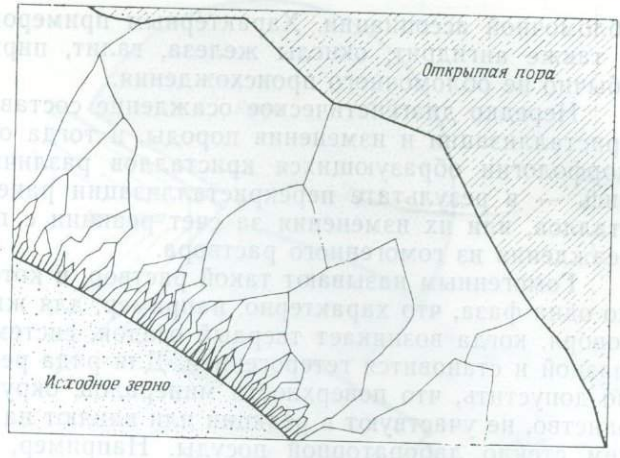
Фиг. 10-5. Песчаник в поляризованном свете (*слева*) и в катодных лучах (катодолюминесценция, *справа*).

В поляризованном свете обломочные зерна кварца имеют сутурные и вогнуто-выпуклые контакты, указывающие на растворение под давлением, но при катодолюминесценции оказывается, что имел место вторичный рост при отсутствии или незначительном влиянии растворения под давлением. Песчаник Хоинг (силур), Иллинойс. Фото Зиппеля.

Материал, заполняющий поры, может иметь тот же минеральный состав, что и обломочные зерна. В этом случае часто новообразования, называемые *синтаксиальными* (гомоосевыми), возникают как формы разрастания исходного зерна в первичных кристаллографических направлениях, хотя и в совершенно иных условиях по сравнению с теми, в которых это зерно возникло, и после длительного перерыва, связанного с эрозией, переносом и отложением. Такого рода новообразования наиболее обычны для кварца, менее отчетливы для полевых шпатов, иногда обнаруживаются у обломочных зерен кальцита. Среди акцессорных минералов подобные обрастания обнаруживаются на цирконе и турмалине (примеры обрастаний показаны на фиг. 6-22, 6-26 и 10-2).

Минеральные новообразования, возникающие на субстратах, отличающихся от них по составу, образуют так называемые эпитаксиальные обрастания, примером которых могут служить карбонаты на поверхности зерен кварца или глинистые минералы на кварце. Образование халцедона на кварцевых зернах, вероятно, также относится к такому типу обрастаний, поскольку халцедон отлагается, очевидно, в форме аморфнего кремнезема или разупорядоченного кристобалита и только много позднее перекристаллизовывается в микрокристаллический кварц.

Исходя из опыта получения искусственных кристаллов, можно полагать, что размер новообразованных кристаллов, синтаксиальных или эпитаксиальных, обусловлен скоростью роста и природой субстрата. Вообще, наименьшие размеры кристалла указывают на относительно быстрый рост, тогда как крупные единичные кристаллы чаще всего являются результатом медленного роста. Обычно отмечают, что обрастание начинается в форме мельчайших выростов непосредственно на субстрате, но по мере удаления кристаллов от субстрата размер их увеличивается вплоть до образования крупного единичного кристаллического новообразования (фиг. 10-6). Это можно объяснить небольшими флуктуациями в скорости роста отдельных кристаллов: быстро растущие кристаллы догоняют и окружают меньшие по размеру и медленно растущие индивиды. Возможно также, что это объясняется замедлением роста кристаллов, когда по мере прогрессирующего заполнения порово-




Фиг. 10-6. Постепенный рост кристалла в направлении от исходного зерна в поровое пространство по мере вторичного осаждения.

Быстрее растущие кристаллы занимают бблыпую площадь по мере роста за счет меньших, медленнее растущих индивидов.

го пространства уменьшаются проницаемость и скорость течения раствора, рост новообразований замедляется и, как следствие, образуются более крупные кристаллы.

Другой особенностью кристаллических новообразований, связанной с природой роста кристалла, является распределение включений. Такие включения могут быть распределены случайно или закономерно. Включения являются реликтами замещенной породы; кристаллические новообразования, которые росли в пустотах, обычно не содержат включений. Состав и распределение включений может оказаться чрезвычайно полезным при исследовании фаз, первоначально присутствовавших в породе, но позднее замещенных, а также при изучении реликтовых структур, в частности оолитов и остатков организмов.

Некоторые отличительные формы включений, например структура песочных часов, наблюдаемая в аутигенных полевых шпатах [57], могут быть обусловлены скоростью роста кристаллов. Бекке [5] и Харкер [43] использовали структуры песочных часов в качестве доказательства того, что включения формировались на быстро растущих поверхностях кристалла и не оставались на медленно растущих поверхностях. Экспериментальным подтверждением этого могут служить результаты изучения включений пород и минералов в растущих кристаллах льда [18]. Сводка важнейшей информации о такого рода процесах дана в работе Бакли [11], который указал, что крайним их выражением является образование больших песчаных «кристаллов» кальцита, две трети веса которых составляют захваченные зерна кварца, как, например, в песчаниках Фонтенбло во Франции. Подобные «пойкилобластовые» структуры в песчаниках неоднократно отмечались и описывались в литературе.

Наиболее часто силикаты и окислы отлагаются в форме минералов, присутствующих в исходной обломочной ассоциации. Представителями этой группы являются кварц, полевые шпаты, глинистые минералы, циркон, турмалин, анатаз и другие минеральные формы окиси титана. Как отмечено выше в этой главе, минералы, диагенетически осажденные, почти всегда чище, чем обломочные фазы. При одинаковом химическом составе диагенетические минералы могут отличаться по своей кристаллической структуре, как, например, в случае отложения опала на поверхностях кварцевых зерен или при обрастании брукита анатазом.

Другие минералы, возникающие при диагенетическом осаждении, могут представлять собой фазы, отсутствовавшие в первоначальной

обломочной ассоциации. Характерным примером являются карбонаты, а также ангидрит, окислы железа, галит, пирит и другие минералы, обычно не обломочного происхождения.

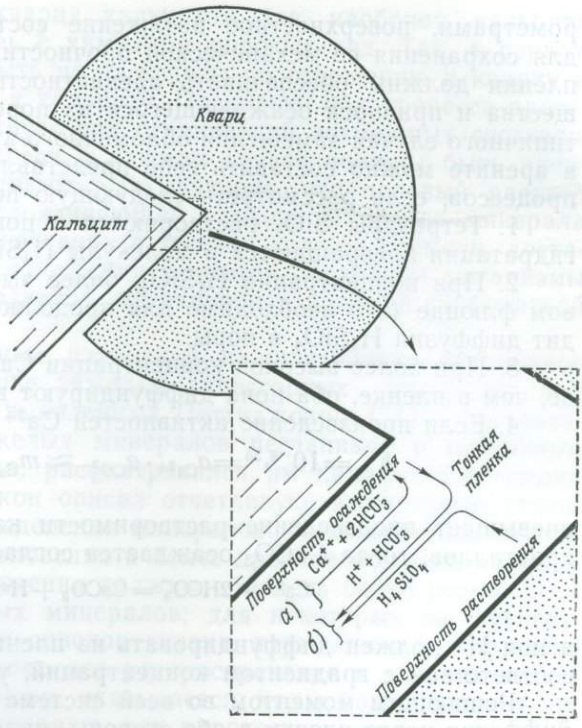
Нередко диагенетическое осаждение составляет часть общей перекристаллизации и изменения породы, и тогда оказывается трудным по морфологии образующихся кристаллов различить, как они образовались — в результате перекристаллизации ранее существовавших кристаллов, или их изменения за счет реакции с поровым раствором, или осаждения из гомогенного раствора.

Гомогенным называют такой раствор, в котором присутствует только одна фаза, что характерно, например, для жидких растворов. Строго говоря, когда возникает твердый осадок, система перестает быть однофазной и становится гетерогенной. Для ряда реакций осаждения логично допустить, что поверхности минералов, окружающих поровое пространство, не участвуют в реакции или влияют на ход реакции не больше, чем стекло лабораторной посуды. Например, новообразованные кристаллы кварца могут отлагаться в результате кристаллизации из пересыщенного порового раствора, перемещающегося между обломочными зернами кварца. Поверхности кварцевых зерен не участвуют в реакции, являясь лишь центрами роста новообразований. Возможно и другое объяснение: обрастания кварца являются конечными продуктами осаждения в общем процессе перекристаллизации, при котором аморфный кремнезем или халцедон местами растворялся и тотчас же отлагался в форме кварца. Наконец, отложение кварца может происходить за счет избытка кремнезема, локально возникающего в растворе за счет гидролиза соседних зерен полевого шпата под воздействием углекислого раствора по реакции

$$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + 2HCO_3^- + 9H_2O \longleftrightarrow$$
$$\longleftrightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4H_4SiO_4 + 2K^+ + 2HCO_3^-. \qquad (10\text{-}9)$$

Различать эти три способа образования кварца нелегко, но во многих песчаниках это оказывается возможным на основе наблюдений над реликтами ранних фаз, являющихся предшественниками процессов перекристаллизации или замещения.

**Растворение.** Мы используем термин «растворение», понимая под ним только *конгруэнтное растворение,* т. е. такой процесс, при котором вся твердая фаза последовательно растворяется, частица за частицей, оставляя чистые поверхности, а нерастворенная твердая фаза сохраняет свой состав неизменным. Подобный процесс характерен для чистых NaCl, $SiO_2$ и $CaCO_3$. Этот процесс отличается от *инконгруэнтного растворения,* при котором растворение идет селективно, причем твердая фаза, остающаяся нерастворенной, изменяет свой состав вследствие того, что только некоторые компоненты кристалла переходят в раствор, либо того, что соотношение компонентов в растворенной фракции может отличаться от соотношения в исходной твердой фазе. Так, например, высокомагнезиальный кальцит будет растворяться таким образом, что растворяющаяся фракция будет обладать более низким отношением Ca/Mg, чем исходная твердая фаза, а твердое вещество с более высоким отношением Ca/Mg не будет растворяться [15]. Таким путем магнезиальный кальцит постепенно превращается в более чистый кальцит. Приводимое здесь описание характеризует лишь общий результат процесса растворения, но не ставит перед собой задачи вскрыть точный механизм, благодаря которому ионы отделяются от поверхности кристалла, а твердые фазы изменяют свой состав или переотлагаются из раствора. Так, уравнение (10-9) только схематически характеризует замещение (разновидность инконгруэнтного растворения) полевого шпата




Фиг. 10-7. Химический перенос в тонкой пленке на фронте замещения кварца кальцитом.

Врезка показывает детали процесса: а) поступает из свободного порового раствора, б) «уходит» в поровый раствор.

каолинитом и не преследует цели точно отобразить фактический механизм замещения, в действительности гораздо более сложный [106].

Растворение представляет собой часть процесса перекристаллизации и протекает при температурах отложения осадков или последующего диагенеза, варьирующих примерно от 0 до 200 °С. Так называемая «сухая» перекристаллизация, или перестройка структуры минералов путем диффузии в твердом состоянии без вовлечения окружающего флюида, протекала бы так долго, что всего геологического времени не хватило бы для осуществления большинства наблюдаемых минеральных превращений. Поэтому перекристаллизацию в диагенезе следует представлять как процесс, в течение которого предшествующие фазы растворяются, а конечные кристаллизуются путем осаждения из раствора. Весь процесс может протекать в тонкой пленке раствора, непосредственно на поверхности твердой фазы таким образом, что растворяемые ионы немедленно переотлагаются, минуя поровый раствор. В подобных случаях конечный результат будет внешне мало отличаться от продуктов сухой перекристаллизации.

Процесс растворения является также частью замещения одного минерала другим. Внимательное изучение геометрических соотношений при подобных явлениях показывает, что в значительной части песчаников вытеснение одного минерала другим происходит без изменения объема. Не останавливаясь на том, что в данном случае замещение должно идти атом на атом или ион на ион, целесообразно отметить следующее. Тот факт, что зерна (как и цемент) должны постоянно плотно примыкать друг к другу, чтобы порода не разрушалась, предопределяет такой тип замещения, при котором все процессы: растворение, перенос и отложение замещающего минерала — протекают в чрезвычайно тонкой пленке между поверхностями двух фаз (фиг. 10-7). В такой пленке, толщина которой не более 0,1 мм и, возможно, измеряется мик-

рометрами, поверхностное натяжение составляет достаточное усилие для сохранения ее механической прочности. Процессы переноса внутри пленки должны обеспечивать адекватность выноса растворенного вещества и привноса осаждающегося из порового раствора. На примере типичного случая замещения обломочного кварца кальцитом (фиг. 10-7) в аренite можно составить себе представление о сложности подобных процессов, если рассмотреть следующую последовательность реакций.

1. Тетраэдры $SiO_4$ растворяются с поверхности кварца и за счет гидратации превращаются в молекулы $H_4SiO_4$ в растворе.

2. При концентрации $H_4SiO_4$, более высокой в пленке, чем в поровом флюиде (что необходимо для продолжения растворения), происходит диффузия $H_4SiO_4$ в поры.

3. При более высокой концентрации $Ca^{2+}$ и $HCO_3^-$ в поровом флюиде, чем в пленке, оба иона диффундируют в пленку.

4. Если произведение активностей $Ca^{2+}$ и $HCO_3^-$

$$K_{eq} = 10^{-8,35} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}} \approx m_{Ca^{2+}} \cdot m_{CO_3^{2-}} = K_{S.P.} \qquad (10\text{-}10)$$

превышает произведение растворимости кальцита на поверхности его кристаллов, тогда $CaCO_3$ осаждается согласно уравнению

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- = CaCO_3 + H^+ + HCO_3^-, \qquad (10\text{-}11)$$

а ион $H^+$ должен диффундировать из пленки в поровое пространство в соответствии с градиентом концентраций, управляющим диффузией.

Решающим моментом во всей системе переноса является *скорость диффузии* через пленку в обе стороны, являющаяся функцией толщины пленки, температуры, а также, возможно, и других переменных, однако свойства таких тонких пленок еще недостаточно изучены. При анализе подобной проблемы применительно к образованию стиллолитов Уэйл [104] предположил, что пленка, включающая тончайшие прослойки глины, должна состоять из множества более тонких слоистых пакетов или каналов, по которым происходит диффузия. Это допущение представлялось ему необходимым для объяснения ускорения процесса диффузии до такой степени, чтобы обеспечивать растворение значительных количеств вещества за геологически реальные отрезки времени, а также для объяснения обычного присутствия глинистых пленок вдоль стиллолитов. Хотя глинистые пленки довольно часто встречаются в аренитах и их наличие использовали для объяснения процесса растворения под давлением [46, 96], слишком много внутренних поверхностей проникновения раствора или замещения лишено видимых признаков глины, и это не позволяет принять высказанное выше предположение за универсальное. По-видимому, механизм замещения может иметь несколько объяснений: 1) скорость диффузии действительно невелика, и наблюдаемые геометрические соотношения могли возникнуть только в течение очень длительного геологического времени; 2) скорость диффузии увеличивается в глинистых пленках в тех аренитах, где присутствует интерстициальная глина; 3) скорость диффузии увеличивается с ростом температуры. Это увеличение, чтобы быть достаточно эффективным, должно достигать 150—200 °С и является следствием глубокого захоронения отложений в областях с нормальным геотермическим градиентом или захоронения на умеренных глубинах, но в условиях повышенного геотермического градиента, обусловленного тектоническими деформациями, региональным метаморфизмом, магматической активностью или совместным действием всех трех факторов, как это имеет место в геологической истории деформированных геосинклинальных поясов.

Типичное замещение кварца кальцитом или, наоборот, кальцита кварцем указывает на связь с химизмом поровых вод. Так, в первом случае эти воды должны быть не насыщены по отношению к кварцу и пересыщены по отношению к кальциту. Поскольку оба процесса протекают одновременно, существует ряд ограничений возможных составов. При обсуждении этих вопросов в каждом случае должны быть предложены приемлемые механизмы, учитывающие, что поровый раствор должен иметь состав, обусловливающий замещение одного минерала другим, и протекать через песчаник в течение долгого времени, достаточного для растворения и отложения вещества. Подобные механизмы детально рассмотрены в разделах, посвященных кремний-карбонатной цементации.

Одним из самых важных изменений в минералогии песчаников является полное исчезновение тяжелых акцессорных минералов при растворении. Этот процесс, выявленный Петтиджоном [71] в результате детального анализа тяжелых минералов песчаников и названный *внутрислоевым растворением,* рассматривался им как функция геологического времени. Петтиджон описал отчетливую, выявленную статистически тенденцию в распределении минералов: их содержания убывают, вплоть до полного исчезновения в более древних породах; соответственно более молодые отложения должны обладать более разнообразными ассоциациями тяжелых минералов; для некоторых же аутигенных минералов, в частности окислов титана, турмалинов и цирконов, свойственно гораздо более широкое распространение в древних песчаниках, чем в молодых. В общем, оказывается, что в более древних породах отсутствуют такие минералы, как пироксены и амфиболы, которые химически наименее стабильны в условиях земной поверхности. Это явление вызвано процессом постепенного растворения химически неустойчивых минералов, протекающим в течение длительного геологического времени, причем не остается никаких следов от исчезнувших минералов и возникают некоторые преимущественно аутигенные минералы, такие, как анатаз. Оно стирает первичные различия в источниках сноса, затрудняет стратиграфическую корреляцию по тяжелым минералам и делает понятным, почему ассоциации тяжелых минералов в песчаниках докембрия и раннего палеозоя почти целиком представлены турмалином, цирконом и минералами титана и железа. Подтверждением идеи диагенетического растворения тяжелых минералов является то, что в конкрециях, непроницаемых для поровых растворов, обнаруживается гораздо более разнообразный набор тяжелых минералов, чем во вмещающем песке [7].

Другое объяснение предложил ван Андел [3]. Вариации от обедненных ассоциаций тяжелых минералов (циркон, турмалин, анатаз) в основании разреза до разнообразных ассоциаций, включающих гранаты, амфиболы, пикоксены и др. в верхней его части, обусловлены постепенным воздыманием тектонически активных областей размыва, обнажением и вовлечением в сферу эрозии глубоко залегающих изверженных и метаморфических пород, содержащих значительные количества нестабильных минералов. Подобный размыв кровли в связи с воздыманием, впервые доказанный в классическом исследовании гранитов Дартмура, следовало бы ожидать в осадочных бассейнах с типичным тектонически цикличным развитием, обусловленным режимом эрозии в областях размыва. Ван Андел указал на цикличное распределение тяжелых минералов в ряде осадочных разрезов: каждый цикл начинался обедненной ассоциацией внизу и заканчивался богатой и разнообразной вверху. Такая повторяемость является серьезным аргументом против возможности длительно действующего внутрислоевого растворения,

которое объясняло бы появление обедненных ассоциаций. Вариантом этой точки зрения является интерпретация обедненных ассоциаций тяжелых минералов исходя из относительных количеств циркона, турмалина и рутила, составляющих так называемый ZTR-показатель [52], который коррелируется с минералогической зрелостью песчаника и, таким образом, характеризует не диагенез, а степень выветривания пород в области размыва и интенсивность разрушения во время переноса.

Расхождение этих двух точек зрения в вопросе о том, что имеет решающее значение — области размыва или диагенетические процессы, скорее кажущееся, чем реальное. Общая статистическая тенденция, выявленная Петтиджоном, все более и более подтверждается по мере накопления петрографических данных, хотя существует и много исключений. Промежуток времени, который необходим, чтобы могли проявиться определенные тенденции, статистически выявленные Петтиджоном, составляет около $10^8$ лет, а механизм процесса, по-видимому, представляет собой медленное установление химического равновесия в течение этого периода времени.

Продолжительность же геосинклинального цикла или цикла тектонического развития осадочного бассейна, с которыми коррелируются циклические изменения минеральных ассоциаций тяжелой фракции, контролируемые эволюцией областей сноса, на порядок меньше и составляют $10^7$ лет. Поэтому следует полагать, что оба процесса действуют одновременно. Для решения этого спора необходимо значительно шире проводить петрографическое картирование, включающее не только реконструкции источников сноса и их эволюцию, но в равной мере и исследование диагенетической истории осадка. Проблема источников сноса обычно решается путем применения методов картирования петрографических провинций, картирования палеопотоков, а также исходя из общих стратиграфических и историко-геологических соображений. Проблема диагенеза еще подлежит систематизации, и в ее исследовании важную роль будут играть картирование, наблюдение над перекрыванием одних толщ другими в прошлом и настоящем, частота несогласий и, вероятно, самое главное — это картирование палеогидрогеологических режимов, при которых происходило внутрислоевое растворение. Примером подобного исследования могла бы явиться реконструкция схемы движения грунтовых вод методом подземного картирования ниже поверхности несогласия (подобная карта составлена Сивером [78]) и воссоздание последовательности диагенетических преобразований. Однако в настоящее время гораздо легче и результативнее ведется изучение источников сноса, а не диагенеза.

Разновидностью внутрислоевого растворения, непосредственно наблюдаемого в шлифах, является *децементация*. В соответствии с термином при этом процессе ранее осажденный в порах цемент, например кальцит, частично заместивший обломочные зерна, растворяется, а характерные реликтовые структуры корродированных зерен и остатки порового заполнения сохраняются. Наблюдение подобных данных приводит непосредственно к заключению о чередовании осаждения и растворения, что определяется сменой геологических условий, под влиянием которых состав поровых флюидов изменяется от пересыщенного до ненасыщенного. Подобное изменение может происходить, например, при подъеме песчаника после глубокого его погружения (при котором поровые воды были слабо пересыщены или представляли собой насыщенный рассол) в новое положение, близкое к земной поверхности, когда поровые воды могут смешиваться с ненасыщенными поверхностными водами метеорного происхождения. Это изменение положения отложений может быть установлено с помощью обычной историко-геологической

реконструкции таких событий, как погружение, поднятие и возникновение несогласия. Если формация подвергается воздействию неоднократных движений подобного рода, как, например, маломощные песчаники внутренних частей платформ, то в этих отложениях может быть обнаружена повторная смена осаждения и растворения, или, говоря о непосредственно наблюдаемых явлениях, смена цементации и децементации. Подобные соотношения были описаны Уокером [102] и получили свое истолкование на примере истории миссисипского песчаника Индианы и Кентукки, США [51, 77]. Можно допустить, что любые движения подобного рода должны уничтожать следы более ранних событий, но более вероятно, что некоторые фрагментарные признаки былой последовательности явлений сохраняются и могут быть выявлены при тщательном петрографическом исследовании.

**Перекристаллизация.** Любой процесс перекристаллизации вещества из одной формы в другую, более устойчивую, сопровождается энергетическими изменениями, состоящими в уменьшении свободной энергии Гиббса для данной химической системы. Если рассматривать равновесные соотношения небольшой системы, например ассоциации кристаллов размером в несколько миллиметров, и допустить, в соответствии с задачами анализа, что они образуют более или менее независимую химическую систему, изолированную от остальной породы, то можно без большого труда определить, как действуют силы, вызывающие процессы перекристаллизации. Простейшим примером является перекристаллизация в один крупный кристалл небольшой группы взаимопроросших тонких кристаллов. В этой системе

$$G_{\text{общ}} = G_{\text{масс}} + \sum_i G_{i\,\text{поверх}}, \qquad (10\text{-}12)$$

где $G_{\text{общ}}$ — общая энергия системы, $G_{\text{масс}}$ — вклад энергии, связанный с массой всего вещества в системе, $G_{i\,\text{поверх}}$ — вклад, обусловленный энергией поверхности каждого кристалла. Во время роста путем перекристаллизации вклад $G_i$ в общую энергию системы $G$ уменьшается до некоторого минимума, поскольку общая площадь внутренних поверхностей кристаллов уменьшается до того момента, когда она составит величину поверхности одного кристалла. Таким образом рассматривается энергетика образования крупных индивидов кварца из тонких кристаллов в микрокристаллической кварцевой мозаике кремнистых отложений или крупных кристаллов карбоната из тонкозернистых аргегатов. Другой метод описания этого процесса был дан Смолли [91], который рассчитал теоретические кривые изменений топологических свойств и плотности в результате цементации песчаника, испытывающего погружение и диагенез.

В процессе перекристаллизации нередко сохраняется исходное относительное расположение включений, характеризующих реликтовую структуру, что составляет необходимое условие установления повторной кристаллизации. Можно было бы предположить, что те силы, которые вызывают перекристаллизацию малых кристаллов в большие, способны вызвать превращение песчаников из ассоциации отдельных обломочных зерен в единые кристаллы сколь угодно больших размеров, однако подобный механизм не действует, в силу того что величина межповерхностной энергии $G_{\text{поверх}}$ оказывается незначительной для большинства веществ, если размер зерен превышает 0,1 мм. Этот размер является нижним пределом для сохранившихся обломочных зерен во многих метаморфических кварцитах; более мелкие частицы, по-видимому, подвергаются перекристаллизации. Поскольку величина $G_{\text{поверх}}$ является функцией общей площади поверхности, очевидно, что перекри-

сталлизация будет продолжаться в весьма тонкозернистом веществе, а не в частицах песчаной размерности. Термодинамика этих процессов рассмотрена Гуггенхеймом [40], а геологические аспекты Ферхугеном [100].

Более сложной формой перекристаллизации является замещение одной полиморфной модификации другой без изменения химического состава. Наиболее обычным превращением такого рода является перекристаллизация арагонита в кальцит. Причиной установления химического равновесия оказывается разница в свободной энергии Гиббса двух полиморфных модификаций при данных температуре и давлении

$$CaCO_{3\,(\text{арагонит})} \longrightarrow CaCO_{3\,(\text{кальцит})}, \tag{10-13}$$

$$\Delta Gf^0{}_{(\text{кальцит})} - \Delta Gf^0{}_{(\text{арагонит})} = \Delta G^0_R, \tag{10-14}$$

$$(-269{,}78) - (-269{,}53) = -0{,}25 \text{ ккал}; \tag{10-15}$$

при 25 °С и 1 атм,

где $G^0_R$ — стандартное $\Delta G$ реакции арагонит — кальцит, а $\Delta Gf^0$ — свободная энергия Гиббса для процесса образования в стандартных условиях.

Поскольку существует только единственная величина температур и давления, при которой обе полиморфные разности могут сосуществовать в равновесии, в обычных условиях один из них оказывается нестабильным по отношению к другому и замещается стабильной фазой до достижения равновесия. По экспериментальным данным арагонит стабилен только при высоких давлениях [88], а при температурах и давлениях дневной поверхности или на небольшой глубине стабилен кальцит. Очевидным подтверждением этого является то, что арагонит редок, а кальцит широко распространен в древних породах. В противоположность этому в области накопления современных осадков, где тенденции к равновесию не проявлены и биологические и небиологические процессы протекают неравновесно в течение коротких промежутков времени, широким распространением пользуется арагонит. Арагонитовые кристаллы или цемент в песчаниках встречаются редко, главным образом в очень молодых породах. Выявление былого присутствия арагонита затруднительно, если не сохранились реликты текстур. Присутствие их, как, например, в кальцитовых оолитах калькаренитовых песков, а также исключительно арагонитовый состав современных оолитов позволяет предполагать, что кальцит образовался по арагониту.

Перекристаллизация первичного осадка аморфного или опалового кремнезема (исходное вещество, из которого образуется халцедон) в микрокристаллический кварц (тонкая структура кремня) контролируется теми же параметрами, но результаты применения термодинамики оказываются менее четкими в силу неопределенности в оценке точного значения $\Delta Gf^0$ для разновидностей аморфного кремнезема [79]. Для нераскристаллизованного стекла из кремнезема устанавливают:

$$SiO_{2\,(\text{стекло})} \longrightarrow SiO_{2\,(\text{кварц})}, \tag{10-16}$$

$$\Delta Gf^0{}_{(\text{кварц})} - \Delta Gf^0{}_{(\text{стекло})} = \Delta G^0_R, \tag{10-17}$$

$$(-192{,}4) - (-190{,}9) = -1{,}5 \text{ ккал}; \tag{10-18}$$

при 25 °С и 1 атм.

Первично отложенный кремнезем, обычно называемый аморфным, опаловым, иногда ошибочно кристобалитом, представляет собой разупорядоченную форму кремнезема, которая образуется по-разному. Кремневые стекла и свежеосажденные гели или опалы — это разновидности действительно аморфного кремнезема, и их в строгом смысле слова

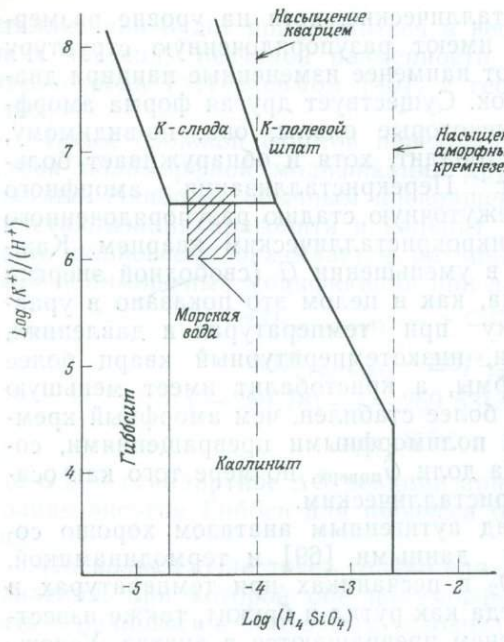
нельзя характеризовать как кристаллические, хотя на уровне размерности элементарной ячейки они имеют разупорядоченную структуру кристобалита. Эту структуру имеют наименее измененные панцири диатомей, радиолярии и спикулы губок. Существует другая форма аморфного кремнезема, включающая некоторые опалы, она, по-видимому, более похожа на собственно кристобалит, хотя и обнаруживает большую степень разупорядоченности. Перекристаллизация аморфного кремнезема проходит через промежуточную стадию разупорядоченного кристобалита и заканчивается микрокристаллическим кварцем. Каждая стадия на этом пути состоит в уменьшении $G$ (свободной энергии Гиббса в системе) для кремнезема, как в целом это показано в уравнениях (10-16)—(10-18), поскольку при температурах и давлениях, свойственных земной поверхности, низкотемпературный кварц более стабилен, чем все остальные формы, а кристобалит имеет меньшую свободную энергию $G$, т. е. также более стабилен, чем аморфный кремнезем. Уменьшение $G$, вызванное полиморфными превращениями, сопровождается уменьшением вклада доли $G_{\text{поверх}}$, по мере того как осадок становится все более крупнокристаллическим.

Геологические наблюдения над аутигенным анатазом хорошо согласуются с экспериментальными данными [69] и термодинамикой. Анатаз — стабильная форма $TiO_2$ в песчаниках при температурах и давлениях земной поверхности, тогда как рутил и брукит, также известные в аутигенной форме, со временем превращаются в анатаз. Усложняющим фактором устойчивости и превращения анатаза является количество присутствующего железа, причем он наиболее стабилен и меньше всего входит в твердые растворы в системах с низким содержанием железа. То обстоятельство, что эти превращения протекают достаточно медленно и для их завершения требуется длительное геологическое время порядка $10^8$ лет, возможно, обусловливает увеличение количества анатаза в древних песчаниках или отрицательную устойчивость [по Петтиджону (1941)], связанную с проявлениями диагенеза.

**Инконгруэнтное растворение или замещение.** Замещение является наиболее распространенным, а следовательно, и наиболее сложным типом химических реакций. Одним из самых ярких примеров замещения, механизм которого довольно хорошо изучен, является каолинизация полевошпатовых зерен. Петрографические свидетельства такого замещения однозначны: зерна с геометрической формой обломков по спайности полевого шпата оказываются целиком сложенными листоватыми и трубчатыми агрегатами каолинита, которые вряд ли сохранились бы как первичные обломочные зерна. Уравнение (10-9) характеризует реакцию гидролиза калиевого полевого шпата и указывает необходимые химические переменные: активность растворенных в воде веществ $K^+$, $H_4SiO_4$ и $H^+$. Активность $H^+$ можно преобразовать в pH ($-\lg a_{H^+}$). Важно подчеркнуть, что алюминий не обнаруживается как частица в растворе, а сохраняется в алюмосиликатной структуре, составляющей твердую фазу. Константа равновесия для уравнения (10-9) упростится, если каолинит и полевой шпат чистые и, таким образом, имеют единичную активность, а поскольку растворы достаточно разбавлены, мы можем полагать, что $a_{H_2O} \approx 1$ и тогда

$$K_{\text{пол. шпат} \rightarrow \text{каолинит}} = \frac{(a_{K^+})^2 (a_{H_4SiO_4})^4}{(a_{H^+})^2}. \qquad (10\text{-}19)$$

Поскольку константы равновесия для всех уравнений, связывающих превращения калиевого полевого шпата, калиевой слюды (мусковита, иллита), каолинита и гиббсита, включают эти коэффициенты активности, а отношение $a_{K^+}/a_{H^+}$ повторяется, оказывается возможным соста-




Фиг. 10-8. Составы водных растворов в равновесии с калиевым полевым шпатом, калиевой слюдой, каолинитом и гиббситом ([30], с изменениями).

вить единую диаграмму в координатах логарифмов активностей, которая показывала бы состав водных растворов, находящихся в равновесии с твердыми минералами в этой системе [30, 50]. На основе такой диаграммы (фиг. 10-8) можно предсказать, что калиевый полевой шпат будет каолинизироваться, если значения $\lg a_{K^+}/a_{H^+}$ опустятся значительно ниже 5 или 6, а концентрации $H_4SiO_4$ упадут ниже $10^{-3}$ моль/л. Несомненно, что это более точный способ установления химической обстановки каолинизации в условиях термодинамического равновесия, чем рассуждения о том, что кислые условия способствуют каолинизации, и т. п. Точное определение значения этих переменных ставит перед геологом необходимость выяснить геологическую, а в особенности химическую обстановку, имеющую место в подземных условиях, в которых указанные переменные величин приобретают специфические значения. Рассматривая каолинизацию полевого шпата на месте, мы можем принять, что подземные воды содержат мало растворимых веществ, в том числе $K^+$ и $H_4SiO_4$, и имеют относительно низкий pH, который контролируется содержанием растворенной $H_2CO_3$. Этим условиям наиболее соответствуют подземные воды метеорного происхождения, проникающие до первых сотен метров ниже поверхности. Они имеют общие свойства вод, приводящих к формированию каолинита и названных Миллотом [64] «агрессивными».

Многие глинистые минералы диагенетического происхождения, обнаруженные в песчаниках, возникли при более сложных процессах замещения, чем простое осаждение или растворение. Так, превращение частиц вулканического стекла в монтмориллонит протекает в соответствии с реакциями, которые включают инконгруэнтное растворение по следующей схеме:

$$\underset{\text{вулканическое стекло}}{Na_2KCaAl_5Si_{11}O_{32}} + MgSiO_3 + H_2O + 4H^+ + \underset{\text{угольная кислота}}{4HCO_3^-} \longrightarrow$$

$$\longrightarrow \underset{\text{монтмориллонит}}{Na(Al_5Mg)Si_{12}O_{30}(OH)_6} + Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + 4HCO_3^-, \qquad (10\text{-}20)$$

в которой состав стекла представлен смесью из одной части калиевого полевого шпата, одной части анортита, двух частей альбита и одной части энстатита, а состав монтмориллонита несколько упрощен.

Образование цеолитов при девитрификации вулканического стекла и возникновение гейландита — клиноптилолита, ломонтита, филлипсита и др. может быть представлено такой же обобщенной схемой реакций. Цзэнь Э-ань [108] предложил другую реакцию, при которой об-

Таблица 10-1

**Взаимоотношения между метаморфическими и диагенетическими фациями** ([70], с изменениями)

| Контактовый метаморфизм | Постседиментационный диагенез | Региональный метаморфизм | Минеральные фации Эсколы |
|---|---|---|---|
| — | Гейландит-анальцимовая (Саутленд, Новая Зеландия, слои Каттанг, Новый Южный Уэльс, Австралия) | — | Гейландит-анальцимовая |
| — (гора Нельсон, Тасмания) | Ломонтитовая (Саутленд, Новая Зеландия, Нью-Ингленд в Австралии) | Цеолитовая фация | Ломонтитовая |
| — | Пренит-пумпеллиитовая (Саутленд, Новая Зеландия, Нью-Ингленд в Австралии) | — (сланцы Окленда, Новая Зеландия) | Пренит-пумпеллиитовая |
| Альбит-эпидот-роговиковая фация, частично (Корсика) | Альбит-эпидотовая (Нью-Ингленд в Австралии) | Зеленосланцевая фация, частично (Отаго, Новая Зеландия) | Альбит-эпидотовая |

разуется равновесная ассоциация кальцита и каолинита в результате взаимодействия морской воды с вулканическим стеклом.

Все предлагаемые реакции образования многих типов глин предусматривают сохранение твердой формы большей части исходного алюмосиликата, хотя и не обязательно в той же кристаллической структуре. Сравнительно просто представить себе этот процесс как замещение катионов, вынос или привнос кремнезема по отношению к глинозему при взаимодействии обломочных твердых фаз с окружающим раствором. Этой идее хорошо соответствуют петрографические особенности изменения и замещения глинистых минералов, которые типичны для песчаников, содержащих глинистый матрикс либо обломки глинистых пород, причем именно такой механизм предполагается в объяснении возникновения матрикса за счет разложения обломков пород. В табл. 10-1 приведены примеры подобного рода изменений или замещений глинистых минералов, рассматриваемых как диагенетические процессы.

Менее ясно образование глинистых минералов, выполняющих поры в песчаниках при отсутствии глинистой и алюмосиликатной составляющей или при небольшом содержании ее. Подобное поровое заполнение кажется петрографу возникшим при осаждении из раствора, поскольку отсутствуют реликты других, ранее существовавших минералов. Наиболее типичным примером являются относительно крупнокристаллические листоватые и трубчатые агрегаты каолинита, наблюдаемые во многих кварцевых аренитах. Для такого прямого осаждения внутренний раствор должен приносить растворенные как кремнезем, так и глинозем. Растворенный кремнезем переносится в форме мономерной кремневой кислоты $H_4SiO_4$. Многочисленные анализы подземных вод подтверждают предположение, основанное на химии $H_4SiO_4$, что кремнезем может переноситься в значительных концентрациях (до нескольких десятков граммов на тонну), которые достаточны для осаждения глинистых минералов [81, 82]. Количество же растворимого глинозема, который может переноситься в растворе, резко ограничено, поскольку его растворимость зависит от pH.

В интервале значений pH от 4,5 до 8 растворимость глинозема ничтожна и может не приниматься во внимание. При pH ниже 4,5 глинозем весьма хорошо растворим, причем в раствор переходят ионы $Al^{3+}$. При значениях pH$>$8 глинозем также хорошо растворим, но в раствор переходят ионы $AlO_2^-$ или их полимеризованные агрегаты. Главным препятствием является то, что для большинства природных вод и, по-видимому, для основной массы вод подземных характерны значения pH, при которых глинозем нерастворим.

Кажущееся противоречие между химической подвижностью глинозема и петрографическими данными по осаждению каолинита может быть разрешено в том случае, если при дальнейших исследованиях будут выявлены природные воды с pH значительно ниже 5 (в соответствии с границей растворимости каолинита [30]), которые имели бы низкие содержания катионов и умеренные кремнезема. Другими объяснениями могут быть: 1) Al образует неизвестные пока растворимые комплексные ионы с другими компонентами раствора и в такой форме переносится; 2) при промежуточных значениях pH и предельно малой концентрации Al в грунтовых водах (около $10^{-10}$ моль/л) его окажется достаточно для осаждения вещества в поровом пространстве при условии циркуляции раствора в течение длительного геологического времени, по меньшей мере $10^8$ лет; 3) петрографических данных пока недостаточно для выводов и в действительности существуют реликты предшествующего алюмосиликата, для выявления которых нужны тщательные исследования.

Инконгруэнтное растворение карбонатов может играть некоторую роль в диагенетических превращениях песчаников, однако, по-видимому, этот процесс не главный. Инконгруэнтное растворение доломита или магнезиального кальцита приводит к обогащению раствора ионом $Mg^{2+}$, а твердого остатка — кальцием, в результате может образоваться диагенетический кальцит путем «замещения» доломита. Однако наши знания о диагенетических процессах в карбонатах песчаников еще весьма малы, поскольку сделано еще очень немного хороших химических анализов состава карбонатов. Оптические определения количества Mg в кальците и избытка Ca (или количества Fe) в доломите полностью непригодны; для этой цели необходимы анализы методами рентгеновской дифракции или электронного микрозондирования.

**Реакции в поровых водах.** Изучение химических реакций, характерных для диагенетических процессов, невозможно без исследования путей изменения состава поровых флюидов в породах и осадков, образующихся при этих реакциях. Поровый флюид, или формационная вода, является существенной самостоятельной фазой пористой породы в естественных подземных условиях. Песчаники бывают «сухими» только у поверхностных выходов или вблизи от них, в вадозной зоне выше зеркала грунтовых вод. При низких и умеренных температурах и давлениях, при которых происходят все диагенетические реакции, жидкая фаза присутствует всегда, либо в виде интерстиционных вод современных осадков, либо как концентрированные рассолы в глубоко захороненных древних песчаниках, содержащих нефть и газ. Поскольку в этих условиях твердофазные реакции не играют заметной роли, поровый флюид оказывается важной промежуточной фазой во всех реакциях. Неподвижный поровый флюид реагирует с породой так же, как твердая и жидкая фазы в закупоренной лабораторной колбе. В более распространенных случаях, когда флюид движется, необходимо наряду со скоростью реакции в целом рассматривать также скорости, при которых растворенные реагенты (исходный материал реакций) приносятся, а выщелоченные из твердых минералов продукты удаляются. Это приво-

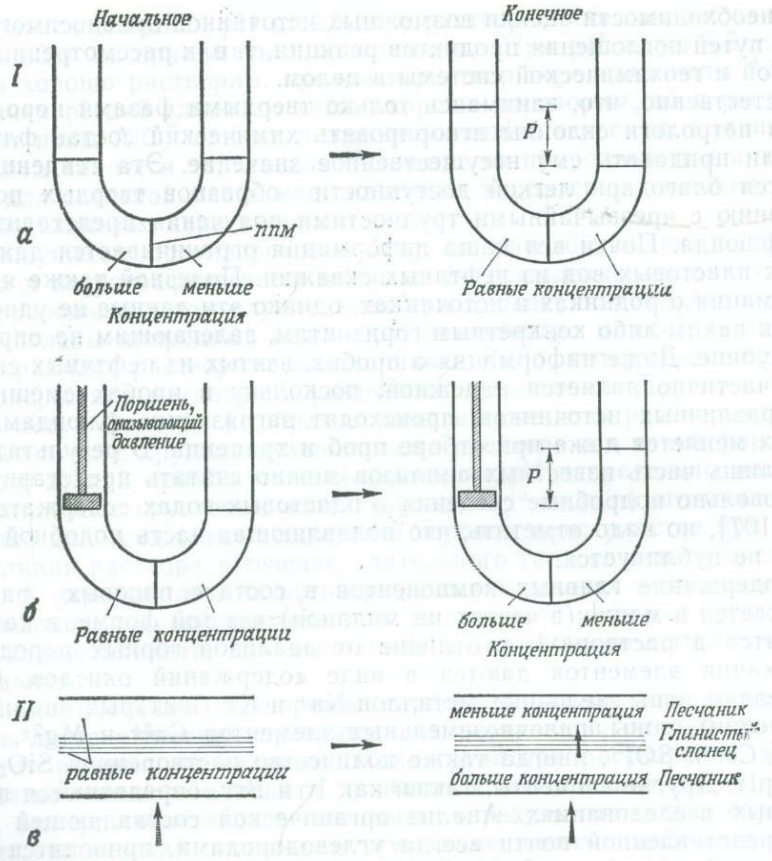
дит к необходимости оценки возможных источников привносимого вещества и путей поглощения продуктов реакции, т. е. к рассмотрению геологической и геохимической системы в целом.

Естественно, что, занимаясь только твердыми фазами породы, геологи и петрологи склонны игнорировать химический состав флюидных фаз или придавать ему несущественное значение. Эта тенденция усиливается благодаря легкой доступности образцов твердых пород по сравнению с чрезвычайными трудностями получения представительных проб флюида. Почти вся наша информация ограничивается данными о пробах пластовых вод из нефтяных скважин. Полезной также является информация о родниках и источниках, однако эти данные не удается отнести к каким-либо конкретным горизонтам, залегающим на определенной глубине. Даже информация о пробах, взятых из нефтяных скважин, лишь частично является надежной, поскольку в пробах смешиваются воды различных источников, происходит загрязнение флюидами и состав их меняется даже при отборе проб и хранении. В результате всего этого лишь часть известных анализов можно считать представительными. Довольно подробные сведения о пластовых водах содержатся в работе [107], но надо отметить, что подавляющая часть подобной информации не публикуется.

Содержание главных компонентов в составе поровых растворов выражается в млн$^{-1}$ (в частях на миллион) и в той форме, в какой они находятся в растворах[1], в отличие от анализов горных пород, когда содержания элементов даются в виде содержаний окислов. Обычно определяют ионы щелочных металлов $Na^+$ и $K^+$ (в старых анализах без разделения), ионы щелочноземельных элементов $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$, анионы $HCO_3^-$ $Cl^-$ и $SO_4^{2-}$, иногда также количество растворенной $SiO_2$ и значение pH. Другие элементы, такие, как $I^-$ и $Br^-$, определяются при специальных исследованиях. Анализ органической составляющей растворов, представленной почти всегда углеводородами, приводится в виде содержаний элементов C, H, S, N и O или чаще в относительных содержаниях главных типов органических составляющих: парафиновых, ароматических, асфальтеновых и нафтеновых [60]. Кроме того, иногда определяются также специфические компоненты, как любые члены нормального ряда парафинов, от метана до тех, которые содержат более 20 атомов углерода в молекуле, или специфические члены ароматической (бензольной) группы. Дальнейшим углублением исследований поровых флюидов является определение стабильных изотопов и их отношений для ряда специфических элементов. Чаще всего изучают $^{18}O/^{16}O$, $^{12}C/^{13}C$, $^{32}S/^{34}S$ и D/H (детейрий/водород). Изотопные данные важны для решения вопросов о равновесии раствора и минералов песчаников и о происхождении вод: были ли они морскими, метеорными или магматическими по своему происхождению, играли ли существенную роль реакции с карбонатами или сульфидами. Дегенс [20] привел полезный обзор библиографии этих исследований. Некоторые исследования близповерхностных вод включают также анализы на $^{14}C$ или тритий для определения «возраста» и понимания истории формирования вод.

Обширная информация и многочисленные идеи, касающиеся происхождения пластовых вод, основаны на изучении флюидов песчаных формаций. Принято считать, что современный состав поровых вод является результатом взаимодействия воды с минеральными компонентами породы, хотя первоначально они возникли большей частью как поровые морские воды в морских осадках. Наиболее сильное влияние на состав вод

[1] В советской гидрогеологической литературе содержания выражаются обычно в миллиграмм-эквивалентах на литр (мэкв/л). — *Прим. перев.*




Фиг. 10-9. Начальное и конечное (равновесное) состояние при нормальном и обратном осмосе.

*I.* Осмос в U-образном сосуде: *а* — нормальный, *б* — обратный; *ппм* — полупроницаемая мембрана; стрелки между левой и правой частями рисунка показывают направление проникновения воды, *р* — осмотическое давление. *II.* Обратный осмос в двух слоях песчаника, разделенных тонким прослоем глинистого сланца, действующим как полупроницаемая мембрана; вода проникает вверх через мембрану глинистого сланца, *Р* — давление, вызванное гидростатическим напором или тектоническими напряжениями.

оказывают легкорастворимые породы, например, эвапориты, представляющие крайний случай подобного рода. Метеорные воды мигрируют вниз через почвенные зоны и далее в проницаемые песчаники, где они смешиваются с более глубоко захороненными водами, частично унаследованными от захваченной морской воды. Прежде чем высказывать обоснованные предположения о возникновении и геологической истории диагенеза исследуемых песчаников, петрологу необходимо знать типы и вариации составов поровых вод, закономерности их взаимодействия с гидродинамическими перемещениями вод через поровое пространство пород, т. е. теми перемещениями, которые определяются складчатой структурой, геоморфологией и климатом седиментационного бассейна.

Особым типом процесса, который может влиять на изменение состава поровых вод, является фильтрация солей через полупроницаемые мембраны, называемая также *обратным осмосом* [8, 21]. Этот осмотический процесс обусловлен свойством глинистых пород быть полупроницаемыми мембранами и протекает под воздействием перепада давлений с глубиной. В любом обычном осмотическом процессе разница

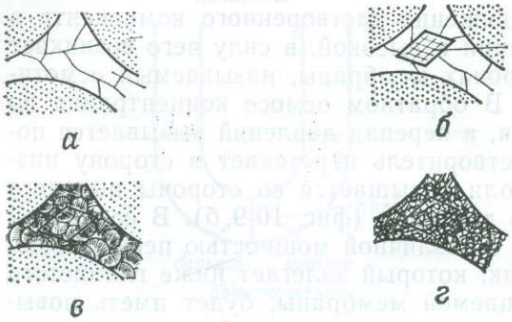
в концентрации соли вызывает движение растворенного компонента в направлении от низкой концентрации к высокой, в силу чего возникает перепад давлений на разных сторонах мембраны, называемый осмотическим давлением (фиг. 10-9, *а*). В обратном осмосе концентрация по обе стороны мембраны одинаковая, а перепад давлений вызывается посторонними силами, при этом растворитель перетекает в сторону низкого давления, а концентрация соли повышается со стороны высокого и понижается со стороны низкого давления (фиг. 10-9, *б*). В осадочной колонке перепад давлений связан с различной мощностью перекрывающих отложений, а потому песчаник, который залегает ниже глинистого сланца, играющего роль непроницаемой мембраны, будет иметь повышенные концентрации солей, а вышележащий — пониженные (фиг. 10-9, *в*). Этот механизм был воспроизведен в лаборатории [25, 62], однако, несмотря на привлекательность гипотезы, трудно доказать, что этот процесс является главной причиной различий в концентрациях поровых вод седиментационных бассейнов, поскольку нужно было бы продемонстрировать такое совпадение колебаний в давлениях и концентрациях солей, которое нельзя было бы объяснить другими причинами.

*Нефть, газ и другие скопления органического вещества.* Они также представляют собой подземные диагенетические флюиды песчаников. Теперь совершенно очевидно, что нефть и газ являются нормальными, а не необычными компонентами многих песчаников. Состав, распределение и происхождение нефти, газа и различных типов асфальтов в песчаных залежах составляют содержание необъятной литературы, значительная часть которой относится к залежам, приуроченным к песчаникам [60]. Присутствие нефти и газа в песчаниках важно рассматривать не только в силу их экономической значимости, но еще и потому, что оно может влиять на такие диагенетические процессы, как торможение кварцевого диагенеза [72].

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Распределение разнообразных диагенетических событий во времени является важнейшим ключом к познанию влияния геологической и геохимической истории песчаника на его состав и структуру. В этом отношении главным, несомненно, является изучение замещений парагенезисов. Хороший пример представляет образование псевдоморфного кремня (микрокристаллического кварца) по доломиту (фиг. 10-10): первичный диагенетический осадок был представлен ромбоэдрами доломита, возможно заместившими ранее отложенный кальцит, позднее оба были замещены либо непосредственно халцедоновым (микрокристаллическим) кварцем, либо сначала аморфным или опаловым кремнеземом, который позднее перекристаллизовался в микрокристаллический кварц.

При отсутствии псевдоморфоз генетическая интерпретация серии замещений обычно остается спорной, поскольку правильные кристаллографические ограничения между двумя минералами могут означать либо то, что один минерал отложился первым со свойственными ему поверхностями, другой позднее ксеноморфно обрастал его, либо то, что ксеноморфный минерал отложился первым, а позднее был замещен минералами с идиоморфными гранями. Первым шагом в изучении таких соотношений является определение, какому минералу принадлежат идиоморфные ограничения. Пракрасные примеры такого использования даны Гилбертом и Тернером [35, 36], которые показали необходимость использования универсального столика микроскопа для доказательства принадлежности определенной поверхности соответствующему кристал-




Фиг. 10-10. Вероятная эволюция псевдоморфоз кремня по доломиту.

*а* — кальцитовое выполнение пор в обломочной массе, *б* — ромбоэдр доломита, заместившего кальцит, *в* — опаловый кремнезем, замещает кальцит и доломит с сохранением очертаний доломита, *г* — кремнезем превращается в микрокристаллический кварц.

лу. Обычно подтверждаются предварительные предположения, основанные на общих петрографических соображениях.

В то же время не всегда правильно считать, что замещающий минерал образует собственные кристаллографические поверхности. Исследования фигур травления минералов показывают, что растворение, являющееся частью процесса замещения, может приводить к образованию кристаллографических поверхностей, присущих растворяемому веществу. В таких случаях замещающий минерал ксеноморфно отлагается вокруг граней замещаемого минерала. Однако подобное объяснение, повидимому, неприменимо к каждому случаю образования кварца или карбоната (наиболее распространенных новообразований, возникающих при замещениях в песчаниях). так как оба эти минерала в химических условиях осадков имеют идиоморфнфые очертания только при отложении и никогда при растворении.

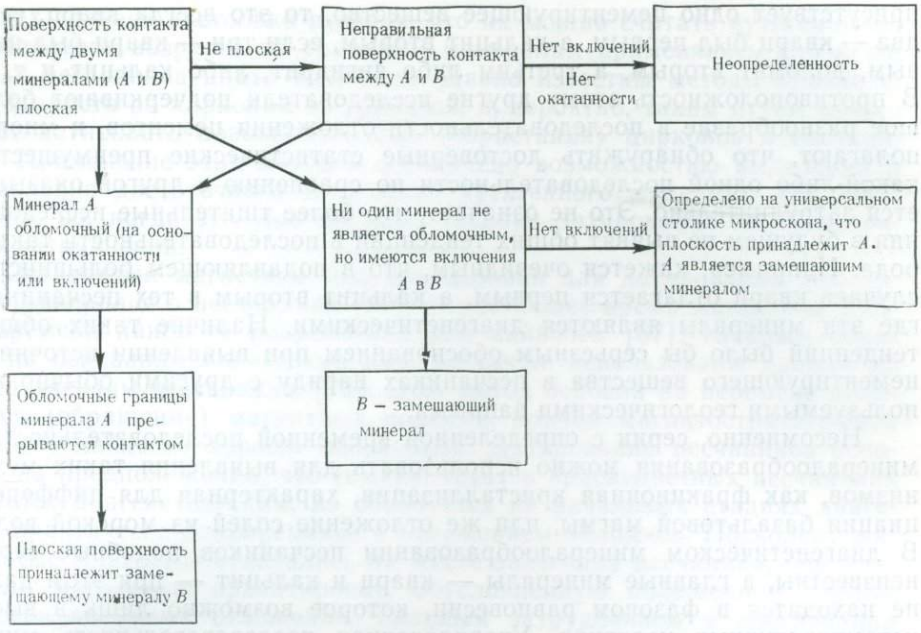
Целесообразно определить последовательность анализа парагенезисов в цементах песчаников таким образом, как составляются программы для ЭВМ, хотя разнообразие типов цемента и геометрических соотношений слишком велико, чтобы такая программа могла быть полной (фиг. 10-11). Анализ ведут следующим образом:

1. Выбирают два зерна с плоской поверхностью раздела между ними.

2. Исходя из форм, характерных для абразионного окатывания, и наличия типичных включений (например, включений в кварце, свидетельствующих о его магматическом происхождении), устанавливают обломочную природу хотя бы одного из зерен.

3. Если контакт пересекает границу обломочного окатанного зерна, то это означает, что оно подверглось замещению, и, по всей вероятности, плоскость принадлежит другому диагенетическому минералу. Это проверяется наблюдениями на универсальном столике микроскопа.

4. Возможно, что ни один минерал не относится к категории обломочных на основании: 1) отсутствия различных видов включений, характерных для обломочных минералов, 2) особенностей порового заполнения, 3) геометрических соотношений, характерных для замещения. Подобные геометрические соотношения кристаллических индивидов, характерные для диагенеза, являются единственным признаком, который полностью исключает возможность обломочного происхождения и удовлетворяет требованию постоянного сохранения механической прочности данного песчаника, поскольку кристаллы не могут «плавать». Такое ограничение, основанное на принципе «наложения», определяет, в частности, то, что кристалл диагенетического кальцита в центре порового пространства, ограниченный вторичным кварцем, не мог быть отложен ранее вторичного кварца, поскольку в этом случае он не имел бы механической поддержки в пространстве.




Фиг. 10-11. Логическая схема установления последовательности замещения двух минералов, *A* и *B*.

5. Возможность замещения одного минерала другим устанавливается на основании того, имеются или нет включения одного минерала в другом. Если да, то минерал с включениями является замещающим.

6. Если оба минерала выросли в поровом пространстве и ни один из предшествующих шагов не дал однозначного ответа, то с помощью универсального столика микроскопа определяют, какому минералу принадлежит поверхность раздела. На основе предположения, что подавляющее большинство минералов образует кристаллографические грани при осаждении, а не при растворении, заключаем, что тот минерал является первым при отложении, у которого развиты собственные грани, тогда как другой был лишь более поздним ксеноморфным заполнителем.

При определении последовательности явлений могут быть полезны некоторые новые методы. Так, с помощью катодолюминесцентного анализа можно установить линии (зоны) роста в карбонатах, если кристаллы нарастали в сторону порового пространства, чего не наблюдается, если карбонат развивался, замещая другой минерал. Электронный микрозонд может быть использован для установления химического состава включений, размер которых слишком мал для исследования с помощью обычного микроскопа, а также для выявления участков кристаллов, характеризующихся высокой степенью чистоты и приближающихся по составу к конечным членам ряда твердых растворов, что почти однозначно свидетельствует об отложении их в низкотемпературных условиях, типичных для диагенеза.

Идея общего «закона», управляющего процессами замещения, разрабатывалась многими исследователями, которые изучали песчаники под микроскопом. Кайё [13] и Вальдшмидт [101] полагали, что замещения происходят единообразно, т. е. минерал А всегда замещает минерал В и никогда не замещается им. Вальдшмидт, например, установил, что среди изученных им песчаников различного возраста в области Скалистых гор наблюдается определенный порядок осаждения: если

присутствует одно цементирующее вещество, то это всегда кварц, если два — кварц был первым, а кальцит вторым, если три — кварц был первым, доломит вторым, а третьим либо ангидрит, либо кальцит и т. д. В противоположность этому другие исследователи подчеркивают большое разнообразие в последовательности отложения цементов, и многие полагают, что обнаружить достоверные статистические преимущества какой-либо одной последовательности по сравнению с другой оказывается затруднительно. Это не означает, что более тщательные исследования в будущем не выявят общих тенденций в последовательности такого рода. Например, кажется очевидным, что в подавляющем большинстве случаев кварц отлагается первым, а кальцит вторым в тех песчаниках, где эти минералы являются диагенетическими. Наличие таких общих тенденций было бы серьезным обоснованием при выявлении источника цементирующего вещества в песчаниках наряду с другими обычно используемыми геологическими данными.

Несомненно, серии с определенной временной последовательностью минералообразования можно использовать для выявления таких механизмов, как фракционная кристаллизация, характерная для дифференциации базальтовой магмы, или же отложение солей из морской воды. В диагенетическом минералообразовании песчаников подобные серии неизвестны, а главные минералы — кварц и кальцит — при этом даже не находятся в фазовом равновесии, которое возможно лишь в высокотемпературных условиях. Упорядоченная последовательность минералообразования может быть обнаружена, например, при осаждении диагенетического гипса, ангидрита и различных карбонатов в песчаниках в результате определенного соотношения испарения и притока грунтовых вод в депрессиях типа сабхи, где заливаемые морским приливом равнины находятся в аридных условиях [54].

Хотя признаки одного этапа диагенеза могут быть уничтожены последующими процессами, почти всегда можно найти реликты ранних этапов. Вероятность «полного истирания» следов настолько невелика, что ею можно пренебречь. Единственным возможным исключением может быть внутрислоевое растворение тяжелых минералов, о чем уже упоминалось выше. Возможность обнаружить сохранившиеся признаки обеспечивается тщательным петрографическим исследованием, когда идет сознательная охота за всем необычным, что может оказаться реликтом.

**Возраст диагенетических минералов.** Когда происходили процессы диагенеза? — это основной вопрос, который задает себе геолог, изучающий историю осадочной породы. После того как выявлен механизм, определяющий наблюдаемую последовательность диагенетических воздействий, необходимо установить время, когда они имели место. Такое датирование можно проводить по стратиграфической или абсолютной шкале времени. Самым лучшим было бы непосредственное радиометрическое определение возраста диагенетических осадков, однако оно весьма затруднительно, во-первых, из-за сложности выделения достаточно чистого материала для анализа и, во-вторых, из-за неясности процесса осаждения. Последняя возникает, если допустить возможность очень медленного образования осадка в течение весьма длительного геологического времени — радиометрический анализ такого осадка покажет лишь средний возраст. Однако аутигенные полевые шпаты, по-видимому, можно датировать калий-аргоновым ($^{+40}K/^{40}Ar$) методом, поскольку низкие температуры диагенеза не вызывают интенсивной потери аргона, которая определяет погрешности этого метода при датировании более высокотемпературных пород. Аутигенные глины, использованные для датирования [54], показали, что возраст некоторых фракций гли-

нистых сланцев настолько невелик, что их можно считать аутигенными. Определение возраста по урановым минералам применялось для некоторых песчаников плато Колорадо. Давно известны методы определения возраста по цирконам из гранитов, и, вероятно, таким путем можно будет датировать новообразования (обрастания) цирконов в песчаниках. Применение этих методов ограничено возможностью выделения и накопления достаточного количества аутигенного минерала или обрастаний, но, когда это уже сделано, техника датирования не представляет затруднений.

Остаточный магнетизм был использован для датирования железистых минералов в песчаниках [99]. В настоящее время магнитная шкала времени наиболее разработана для кайнозоя [67], главным образом на основании магнетизма лав, но также использованы данные по более древним песчаникам [73]. Этот метод основан на перемене положения (обращения) магнитных полюсов, причем магнитостратиграфия позднего кайнозоя хорошо обоснована. Датирование песчаников основано на предположении, что гематит-гётит в красноцветных песчаниках является диагенетическим, но образуется на начальных стадиях диагенеза практически одновременно с отложением обломков. Поскольку железистые минералы отлагались на месте залегания песчаника, они приобрели магнитную ориентировку, обусловленную положением земных полюсов во время отложения. Главным затруднением в обосновании глобальной шкалы геологического времени для древних песчаников, основанной на обращении магнитной полярности Земли, является то, что магнитная шкала охватывает интервалы времени порядка $10^4$—$10^5$ лет, слишком малые для сопоставлений со стратиграфической шкалой, подразделения которой никогда не бывают меньше, чем $10^6$ лет. Однако новые данные по весьма раннему диагенетическому образованию вторичных железистых минералов в песчаниках будут способствовать детализации этих представлений.

Датировать диагенетические явления можно по результатам изучения гальки внутриформационных конгломератов. О том, когда образуется цемент, можно судить, например, по присутствию гальки сцементированных песчаников позднемиссисипского возраста в раннепенсильванских конгломератах. Однако подобные сцементированные песчаники во внутриформационных конгломератах встречаются значительно реже, чем разнообразные глинистые сланцы, известняки и другие литологические типы пород. По-видимому, на ранних этапах цементация развивается еще недостаточно для того, чтобы песчаники приобрели определенную прочность и при абразии могли дать гальку. Наблюдения показывают, что даже при размыве песчаников с хорошей цементацией в руслах современных потоков обычно присутствуют большие глыбы, валуны, крупные обломки, отдельные песчаные зерна, а мелкая галька в значительных количествах встречается сравнительно редко.

Поскольку диагенез в песчаниках, например формирование цемента, связан с внешним геологическим событием, которое может быть датировано, открывается возможность определять возраст диагенетических явлений. Если появление фаций песчаников, полностью сцементированных кварцем, было генетически связано с деформацией, то возраст цементации может быть определен на основании тектонических данных. Возможно также датирование на основе изучения несогласий.

Возраст диагенетических минералов или структур в песчаниках может быть полностью раскрыт только тогда, когда установлена продолжительность процессов, поскольку, если внутрислоевое растворение длится долго, может оказаться, что его «возраст» будет относиться сразу к двум эрам. Другим, менее определенным направлением в оценке

продолжительности может быть экстраполяция лабораторных данных по кинетике химических реакций наряду с определением скоростей движения поровых вод и скоростей погружений и поднятий. Например, на основании лабораторных исследований мы можем предсказать, что превращение арагонита в кальцит будет проходить быстро, а переход аморфного кремнезема в кварц — медленно. Однако мы все еще недостаточно хорошо знаем кинетику процесса, чтобы с уверенностью проводить количественную экстраполяцию. По-прежнему роль фактора времени в развитии диагенеза наилучшим образом может быть оценена, как и ранее [94], в результате изучения сходных типов песчаников в отложениях различного возраста.

## ГЛАВНЫЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Наиболее очевидным диагенетическим изменением является привнос цементирующего вещества. Среди множества минералов, способных образовывать цемент, только два — карбонаты и кремнезем — обычно слагают основную массу цемента песчаников. О преобладающем составе цемента в песчаниках до сих пор не существует хороших статистических данных, и лишь по субъективным оценкам большинства петрографов можно сделать заключение, что преобладает кремнистый цемент. По мнению Толлмена [94], наблюдается тенденция к преобладанию карбонатного цемента в молодых, а кремнистого — в древних песчаниках. Это можно интерпретировать как следствие эволюционных изменений в ходе геологического времени, однако для такого заключения, по-видимому, отсутствуют независимые доказательства. Кажется более вероятным, что меньшая роль карбонатного цемента по сравнению с кремнистым в древних песчаниках объясняется их разной сохранностью вследствие разной устойчивости к растворению и выветриванию. Этим же Гаррелс и Маккензи [32] объясняли малую распространенность известняков в докембрийских разрезах. Действительно, если учесть, что карбонатный цемент гораздо более растворим, чем кремнезем, он, очевидно, будет исчезать при неоднократных воздействиях недосыщенных подземных вод в различные этапы геологической истории данного песчаника. Кремнезем, напротив, будет растворяться гораздо медленнее в цементе песчаника, и вероятность его полного исчезновения много меньше; в силу такого сопротивления растворяющему воздействию подземных вод он оказывается в песчаниках относительно более широко распространенным.

**Карбонатная цементация.** Наиболее обычным карбонатным минералом в цементе песчаников является кальцит, но известно также много примеров цементации песчаников доломитом [76, 93], ферродоломитом (анкеритом) и сидеритом [80]. Родохрозит обычно образует конкреции. Арагонитовый цемент известен только в современных песках, а в более древних он, по-видимому, превращен в кальцит. Карбонат в породе образует равномерно или пятнисто распределенные поровые заполнения и замещения или сегрегации в форме конкреций либо тонких слоев. Природа широко известных «песчаных» кристаллов с их «пойкилобластовой» структурой кальцита, окруженного зернами песка, сравнительно недавно описана Фурманом [29]. Чаще всего карбонатный цемент развивается в кварцевых аренитах, хотя может присутствовать во всех типах песчаников. Среди граувакк только мезозойские и кайнозойские часто содержат значительные количества карбонатного цемента, вероятно за счет остатков пелагических фораминифер, обнаруживаемых нередко в послемеловых турбидитах, тогда как в древних палеозойских и докембрийских граувакках карбоната немного или нет

совсем. Аркозы в большинстве случаев содержат некоторое количество карбонатного цемента. Сцементированные карбонатом песчаники иногда по простиранию постепенно переходят в песчанистые известняки, присутствие которых ясно указывает на то, что первичные условия осадконакопления определили в этом случае тип цемента. В некоторых случаях карбонатный цемент, выявленный в пачке песчаника на глубине, отсутствует в обнажениях на поверхности, что ясно указывает на воздействие выветривания. Обратный случай, когда кальцитовый цемент появляется в близповерхностных условиях, объясняется отложением образований типа каличе, как было показано на примере позднепалеозойских и триасовых песчаников в Пиренеях [66].

Длительное время считалось, что широкое распространение карбоната в раннедиагенетическом минералообразовании связано с благоприятной, преимущественно морской обстановкой осадконакопления. Согласно этой точке зрения, песчаный материал поступал одновременно с отложением карбоната и цемент представляет собой продукт непосредственного осаждения из морской воды. В пользу этого говорят результаты исследований современных морских осадков, в которых обнаруживается подводная литификация карбонатных и песчаных осадков, особенно в песчаниках с арагонитовым цементом на континентальном шельфе Атлантики [2]. Раннедиагенетическая цементация песка слабомагнезиальным кальцитом описана в отложениях дельты реки Фрейзер [34]. Однако ни речная, ни морская вода здесь не может обеспечить осаждения карбоната, а цементация, вероятно, происходит здесь вследствие растворения захороненных карбонатных раковин поровыми водами и последующего отложения карбоната из вод, отжатых при уплотнении в более высокие горизонты осадочной колонны. Переотложение карбонатного материала раковин в других песчаниках устанавливается на основе реликтов органогенных структур в карбонатном цементе.

Существует достаточно много данных о том, что во многих песчаниках карбонатный цемент отлагался первым. Типичные примеры приведены в прекрасном обзоре Гловера [37]: доломит вырастает непосредственно на округлом краю зерна обломочного кварца и оказывается окруженным новообразованиями вторичного кварца. Еще больше данных о том, что карбонатный цемент был отложен после формирования вторичных кварцевых обрастаний [80]. Это доказывается структурами замещения кварца (как аутигенного, так и обломочного) карбонатом, сохраняющим остаточные включения замещенного кварца. Вопрос о том, в какой момент геологической истории данного песчаника возник этот карбонатный цемент, можно решить лишь на основе общих соображений о развитии диагенеза в зависимости от глубины, возраста и геологической истории данного слоя в осадочном бассейне.

В последовательности осаждения минералов карбонатного цемента не удается установить определенной закономерности: кальцит может отлагаться первым, за ним — доломит, но также обычна обратная последовательность. Известны случаи, когда кальцит образует вторую генерацию, после того как отложились кальцит (первой генерации), а затем — доломит. Наиболее часто кальцит образует довольно большие ксеноморфные кристаллы, окружающие или замещающие обломочные зерна или другие минералы цемента, а доломит и сидерит находятся в виде ромбоэдров, характерный облик которых позволяет легко устанавливать их присутствие. Формирование и строение карбонатного цемента песчаников может быть достаточно сложным и обнаруживать особенности, характерные для цементов (новообразований) карбонатных пород. В литературе подробно рассмотрены различные вопросы цемента-

ции известняков [42], диагенетических структур [68] и строения цементов карбонатных пород [27].

Химия осаждения карбонатов указывает на вероятный механизм образования карбонатных цементов. Осаждение арагонита или кальцита, одновременность которых может быть установлена геологическими или петрографическими методами, является следствием длительного воздействия пересыщенной морской воды, поскольку в иных обстановках содержание карбоната редко превышает уровень насыщения. Пересыщение карбонатом, которое в современном океане является функцией температуры (и также широты), вероятно, было распространено более широко и равномерно в океанах прошлого. Во всяком случае, сейчас нелегко на основе геологических петрографических данных доказать первичное или почти первичное происхождение карбонатного цемента, так как если за основу для суждения принять современные пески, то можно прийти к заключению, что подавляющая часть карбонатного цемента была привнесена при диагенезе после неглубокого захоронения.

При благоприятных условиях карбонатное пересыщение может возникнуть в погребенной морской воде, заполняющей поровое пространство песков, как это сейчас наблюдается на обширных площадях Багамской отмели, в Персидском заливе и других хорошо известных районах. Однако следует иметь в виду, что при статическом режиме порового раствора количество новообразованного цемента будет незначительно, даже если весь избыток карбоната будет осаждаться в порах. Например, из объема песка $50 \times 50 \times 1$ см при пористости 40%, троекратном пересыщении морской воды и полном осаждении избытка карбоната может образоваться только одно зерно аутигенного кальцита диаметром около 1,25 мм. Даже если мы допустим просачивание такой воды вверх за счет сжатия песка при уплотнении, то дополнительное количество кальцитового цемента все равно будет незначительным, поскольку песчаники не поддаются сильному уплотнению. Значительное количество карбонатного цемента может возникнуть за счет поступления порового раствора при уплотнении только в толщах глинистых осадков большой мощности.

Представляется более вероятным, что карбонатный цемент песчаников образуется за счет растворения вещества раковин поровыми водами. В этом случае должны были растворяться арагонит и магнезиальный кальцит и переотлагаться в форме стабильного кальцита. Другой механизм растворения раковин возможен на ранней стадии диагенеза при разложении органического вещества. Главный продукт разложения, $CO_2$, увеличивает растворимость карбоната. По мере диффузии $CO_2$ вверх по осадочной колонне в вышележащую морскую воду избыточный карбонат, перешедший в раствор в результате растворения раковин, снова осаждается вследствие падения давления $CO_2$. В целом этот процесс можно представить себе как превращение органического вещества в карбонат благодаря посредничеству биологического мира. Только сейчас становится понятным большое значение микрофауны в интерстициях песков, такой, как новый тип многоклеточных, стоящих «ниже червей», *Gnathostomulida,* обычно присутствующий в тонкозернистых прибрежных песках [74]. Плотность популяции этих организмов редко превышает 6000 индивидов на 1 литр осадка, и вместе с ними часто присутствуют нематоды и другие мелкие интерстиционные организмы. Все они поглощают органические вещества и выделяют при дыхании $CO_2$, оказывая существенное влияние на карбонатную систему в осадке.

Доломитовая цементация там, где она наблюдается в виде первого, раннего цемента, может быть объяснена на основании имеющихся дан-

ных о современной доломитизации, например об обстановке верхнеприливной равнины Персидского залива [54]. Этот процесс начинается с обеднения раствора кальцием по сравнению с Mg вследствие осаждения кальцита и (или) арагонита при испарении воды. Затем из обогащенного Mg остаточного раствора осаждается доломит. Большая часть этого процесса, вероятно, протекает ниже поверхности осадка вследствие погружения более плотного эвапоритового рассола. Ассоциация доломита с ангидритовым или гипсовым цементом, являющаяся другим продуктом этого процесса, может служить убедительным подтверждением выводов об условиях осадконакопления, основанных на изучении цемента. Сабинс [76] показал, каким образом среди зерен и кристаллов доломита можно различать обломочные, первично-осадочные и диагенетические.

Кальцитовый цемент, замещающий во многих песчаниках вторичный кварц, должен быть более поздним диагенетическим продуктом, связанным с перераспределением карбоната в толще осадочных пород. Растворимость карбонатов уменьшается с повышением температуры. Следствием погружения осадка является уменьшение растворимости карбонатов и образование некоторой незначительной части цемента; если при этом через осадок не просачивается большое количество поровых вод, то образуется лишь относительно небольшая масса карбоната. Вместе с тем по мере погружения увеличивается роль растворения под давлением, чем обычно объясняется образование кремнеземистого цемента. Растворение под давлением является также фактором, обусловливающим образование в известняках и песчаниках скелетных частиц карбоната на участках соприкосновения, имеющих небольшую площадь. Хотя роль растворения под давлением не поддается количественной оценке, ее значение может быть определено на основе влияния гидростатического давления на растворимость, которое оказывается больше для карбоната, чем для кварца. Если это так, то приемлемое объяснение образования большей части поздних карбонатных цементов — это образование их за счет растворения под давлением карбонатных зерен в самом песчанике или в известняках и песчаниках соседних формаций и перенос продуктов растворения поровыми водами на ограниченные расстояния.

Привлекательный на первый взгляд химический механизм, такой, как колебания pH, определяющие изменение растворимости карбонатов, а следовательно, и отложение цемента, вызывает сомнение в отношении возможности широкого его геологического использования. Проведенный Гаррелсом и Крайстом [30] анализ равновесий в карбонатных системах позволяет вскрыть зависимость растворимости карбоната при данных температуре и давлении от парциального давления $CO_2$ и ионной силы раствора. При этом pH оказывает влияние на растворимость только в том случае, когда кислотно-основное буферирование осуществляется другой, некарбонатной химической системой. Если такого внешнего влияния нет, то pH определяется парциальным давлением $CO_2$. Можно рассмотреть pH поровых вод захороненных осадков и минеральные системы, буферирующие эти величины pH, используя те же соображения, которые привели Силлена [86] к выводу, что в морской воде кислотный баланс контролируется силикатами и что они как буферы удерживают pH на уровне около 8. Силикатное буферирование поровых вод должно быть почти таким же, как и в морской воде, поскольку те же силикаты, главным образом глины, контролируют равновесие, и можно полагать, что pH поровых вод должен быть также близок к 8. Несомненно, существует много вариаций и местных отклонений. Так, одной из причин увеличения pH может быть циркуляция подземных вод сквозь тол-

щу выветривающихся основных вулканитов. Уменьшение же pH может быть обусловлено просачиванием вод через кислые почвы. Оба случая типичны тем, что они связаны с фильтрацией вадозных вод через зону активного выветривания. Однако, прежде чем эти воды с высокими или низкими значениями pH начнут свою миграцию на значительную глубину от поверхности, они будут реагировать со смесью различных минералов, которые обычно поддерживают pH на стабильном уровне вблизи от нейтрального значения или немного выше. Пример подобного развития подземных вод рассмотрен Гаррелсом и Маккензи [31]. Даппле [19] показал, что изменения pH, связанные с изменениями содержаний $CO_2$ в приповерхностных условиях, могут оказывать влияние на замещение кварца кальцитом в некоторых песчаниках. Пути передвижения подземных вод в крупных осадочных сериях могут определяться поверхностями несогласий. Глубоко захороненные песчаники, сохраняющие свое положение, не подвергаются изменениям, связанным с воздействием инфильтрующихся вод, за исключением воздействия гидротермальных растворов или вулканических эманаций. Такова же схема изменений содержаний $CO_2$ в поровых водах. Высокие парциальные давления $CO_2$ могут возникать при просачивании вод через почвы, но трудно представить себе какие-либо другие причины вариаций $CO_2$ на значительных глубинах, кроме вулканических эманаций. Данные изотопных отношений $^{12}C/^{13}C$ показали, что $CO_2$ в карбонат цемента поступала за счет окисления органического вещества [87, 92].

Проведенное рассмотрение носит в значительной мере дедуктивный характер, поскольку качество отбора и анализа проб подземных вод, как известно, недостаточно надежно [14], и, хотя большинство определенных значений pH близко к нейтральным, мы не можем быть уверены, что не существует широких вариаций. Содержание растворенных газов, например $CO_2$, редко определяется при анализе. До тех пор пока нет таких данных, наши геохимические построения будут оставаться в достаточной мере неопределенными.

**Цементация кремнеземом.** Наиболее распространенной формой цементации кремнеземом является вторичное оптически согласованное разрастание кварцевых зерен, приводящее к образованию идиоморфных новых граней, либо формирование мозаичных агрегатов взаимно прорастающих индивидов. Наши представления о цементации кремнеземом основаны только на исследовании древних песчаников, поскольку в современных песках такой тип цементации неизвестен. В очень многих песчаниках кварц образует первую генерацию цемента, хотя достаточно трудно установить, когда он начал формироваться. Наиболее широко распространен кварцевый цемент в аренитах и гораздо реже или совсем не встречается в вакках. Широкое и повсеместное его развитие в аренитах указывает на воздействие единого процесса, присущего большинству тех песчаников, в которых каркас из обломочных зерен полностью сохраняет устойчивость в гравитационном поле. Этот процесс, который теперь мы называем растворением под давлением, был обнаружен по крайней мере в конце восемнадцатого столетия Геттоном и достаточно долго обсуждается в геологической литературе [97]. Исследование Хилда [47] по кварцевой цементации в связи с растворением под давлением вновь привлекло внимание к этому процессу как главной причине цементации. Уэйл [104] провел детальный анализ механизма действия этого процесса и показал, что существует функциональная зависимость между такими параметрами, как время, глубина захоронения и степень растворения под давлением.

Основа представлений о растворении под давлением состоит в том, что высокие эффективные давления, возникающие на точечных контак-

Фиг. 10-12. Последовательные стадии эволюции песчаных зерен при цементации за счет растворения под давлением.

В стадии *1* два слоя различаются только присутствием интерстиционной глины. В стадии *2* начинается растворение под давлением, уменьшается объем порового пространства *А*. В стадии *3* часть флюида из *А* удаляется в *Б*, давление уменьшается и отлагается кварц. Штриховкой показана тонкая глинистая пленка ([81], с изменениями).

тах кварцевых зерен, настолько увеличивают растворимость, что растворение преимущественно локализуется в этих точках. По-видимому, процесс растворения идет наиболее интенсивно там, где между зернами присутствует глинистая пленка. При растворении $SiO_2$ высвобождается и поступает в поровые воды, которые затем оказываются пересыщенными, и $SiO_2$ снова осаждается в форме кварцевых обрастаний, как показано на фиг. 10-12. Растворение под давлением позволяет одновременно объяснить существование источника растворимого кремнезема, который при отложении образует цемент, и интерпретировать взаимные прорастания кварцевых зерен. Подобное прорастание является первопричиной уменьшения пористости, причем характер контактов между зернами меняется в зависимости от степени прорастания от тангенциальных к вогнуто-выпуклым и сутурным и связан с уменьшением пористости и глубины захоронения [95]. Дальнейшее уменьшение порового пространства, связанное с растворением под давлением, определяется тем, что Хилд [47] назвал «отрицательной цементационной пористостью», т. е. пористостью образца, вообще не содержащего хемогенного цемента. Величины отрицательной цементационной пористости во многих песчаниках указывают на значительное уплотнение, которое не могло быть достигнуто простым механическим перераспределением вещества и должно быть вызвано растворением.

Петрографические признаки растворения под давлением бывают прекрасно выражены там, где отчетливо видны границы между обломочными зернами и заполняющим поры цементом. Во многих, а возможно, и в большинстве песчаников такие границы не наблюдаются либо видны столь небольшие их участки, что количественные измерения оказываются невозможными. В некоторых случаях облик кварцевых зерен под микроскопом при обычном освещении дает основания предполагать растворение под давлением, тогда как катодолюминесценция показывает, что эти обломочные зерна не полностью вдавлены друг в друга, а окружены аутигенными обрастаниями, возникавшими одновременно с вогнуто-выпуклыми и сутурными границами, как показано на фиг. 10-5 [89]. Менее правдоподобным и альтернативным объяснением является предположение, что такие зерна в действительности образовались во втором цикле и что наблюдаемое взаимопроникновение обрастаний является неотъемлемой частью первичных обломочных зерен и возникло в цементе более раннего первого цикла. Тогда то, что мы наблюдаем, действительно представляет собой растворение под давлением (фиг. 10-13).

Фиг. 10-13. Альтернативная возможность образования взаимопроникающих аутигенных обрастаний, показанных на фиг. 10-5.

Первичные обломочные зерна, вероятно, были окружены кварцевыми обрастаниями предыдущего осадочного цикла, *а* — первичный осадок, *б* — после растворения под давлением.

Доказательства существования растворения под давлением несомненны, однако предстоит еще много сделать, прежде чем удастся на количественной основе связать степень растворения под давлением с главным параметром — длительностью воздействия вышележащей толщи определенного веса. Сейчас эта связь оценивается только на основании теоретических моделей [28, 104]. Необходимо установить зависимость на основе количественных экспериментальных данных, или измерений отрицательной цементационной пористости как функции развития перекрывающих толщ, или, еще лучше, на основе тех и других данных. Эксперименты по воспроизведению кварцевых обрастаний не включали в себя растворение под давлением [26, 48], но в одном эксперименте действительно было установлено увеличение растворимости кварца под давлением [81]. Исследование взаимосвязи растворения под давлением и нагрузки перекрывающего покрова было проведено в пенсильванских песчаниках, однако результаты оказались недостаточно убедительными [80]. Пока отсутствуют детальные исследования связи растворения под давлением с тектоническими воздействиями разных масштабов. Соотношение растворения под давлением и химических факторов по-прежнему является областью общих соображений, хотя имеющиеся данные указывают на значительную роль глинистых пленок в повышении растворимости [47].

Хотя изучение растворения под давлением и важно, оно не охватывает всех сторон процесса цементации песчаников кремнеземом. Многие каймы из аутигенного кварца и кремнезема обнаруживаются в песчаниках, которые не несут никаких следов растворения под давлением; это, очевидно, свидетельствует о действии иных процессов. Как было отмечено, аутигенные кварцевые каймы на обломочных зернах обычно являются первым диагенетическим новообразованием и при отсутствии растворения под давлением, возможно, должны образовываться из пересыщенных кремнеземом поровых вод. Широкое распространение подобных вод было выявлено в современных осадках, где концентрации растворенного $SiO_2$ достигают 80 млн$^{-1}$ [85], что во много раз превышает растворимость кварца при 25 °С, составляющую около 10 млн$^{-1}$. Многие речные и грунтовые воды также могут быть пересыщены по отношению к кварцу. Эти природные воды могут сохраняться пересыщенными в течение долгого времени в силу чрезвычайно малой скорости осаждения кварца; хотя аморфный кремнезем осаждается быстро, ни в одном случае указанные воды не были пересыщены относительно его растворимости, составляющей около 140 млн$^{-1}$ [79].

Простого пересыщения, составляющего всего несколько десятков миллионных долей, далеко не достаточно, чтобы обеспечить отложение даже ничтожной доли аутигенного кварца или карбоната из поровых вод, необходима еще быстрая циркуляция этих вод через слой песка. Для того чтобы уменьшить пористость на 10%, воды должны циркулировать длительное время, постоянно оставляя в форме обрастаний избыток кремнезема. Столь широкая циркуляция характерна как для некоторых аллювиальных песков, через которые постоянно протекают неглубоко залегающие грунтовые воды метеорного происхождения, питая постоянные потоки, так и для береговых песков или песков прибрежных равнин в районах, где велико поглощение грунтовых вод.

Растворенный кремнезем поступает в пересыщенные поровые воды из различных источников. В интерстиционные воды морских осадков кремнезем поступает главным образом за счет растворения аморфного кремнезема скелетов диатомей, радиолярий, кремневых водорослей и других организмов, накапливающих кремнезем [85]. Их растворение начинается немедленно после седиментации и длится до тех пор, пока вода остается недосыщенной по отношению к аморфному кремнезему. Так, морской песок может быть выведен на поверхность прибрежной равнины спустя некоторое время после седиментации вместе с кремнистым скелетным материалом, который по-прежнему будет растворяться циркулирующими артезианскими подземными водами. Таким путем биогенный кремнезем после переосаждения в конце концов превратится в аутигенные кварцевые новообразования.

Минеральные преобразования силикатов, включая глины, также могут приводить к освобождению значительных количеств кремнезема [79]. Разложение полевых шпатов и других силикатов нисходящими метеорными водами является главным источником растворенного кремнезема, который может оказаться переосажденным вниз по падению того же пласта песчаника. Возможно, многие аллювиальные песчаники обеднены полевыми шпатами в результате такого выветривания после отложения. Этот же процесс приводит к образованию аутигенного кварца. Длительные диагенетические превращения глинистых минералов, как, например, преобразование богатого кремнеземом монтмориллонита, возникшего при изменении вулканического стекла в иллит, могут питать поровые воды растворенным кремнеземом. Само превращение вулканического стекла в глины или цеолиты сопровождается освобождением растворенного кремнезема.

Все подобные источники кремнезема могут быть обнаружены в песчаниках. Еще шире они распространены в более тонких осадках; поэтому воды, отжатые из илов в пески, могут приносить растворенный кремнезем. Ассоциация дополнительного кремнеземистого цемента глинистыми слоями, прослойками и катунами весьма обычна. Фюхтбауэр [28] показал, что в песчаниках доггера кварцевая цементация увеличивается по направлению к границе слоя со сланцами, что связано с инфильтрацией воды из глинистого сланца в песчаник. Поскольку большая часть воды уходит из глинистых осадков на относительно ранних этапах диагенеза, вероятно, этот источник пересыщенных кремнеземом вод является самым важным на ранних стадиях диагенеза песчаников до их глубокого захоронения.

Химические условия, влияющие на растворимость кремнезема, сейчас хорошо известны [84]. Увеличение pH до 9 и выше и повышение температуры — вот два главных фактора, приводящие к росту растворимости кремнезема. Как уже отмечалось, поровые воды обычно имеют pH около 8, подземные воды с pH больше 9 совершенно не характерны. Такие воды обычно связаны с сериями измененных вулканитов или со

щелочными озерами аридных областей. Следует полагать, что показателем подобных условий являются цеолиты, возникающие в этих отложениях. Воздействие температуры имеет более важное значение, поскольку в любом разрезе медленно восходящие грунтовые воды либо в периоды тектонических поднятий охлаждающиеся поровые воды по мере охлаждения становятся все более пересыщенными, и можно ожидать осаждения избытка кремнезема в форме кварца. Это в какой-то степени объясняет появление позднедиагенетического кварца, который приходит на смену более раннему парагенезису кварца и карбоната или других минералов цемента.

Опаловые или кремневые аутигенные каймы и цемент широко распространены в песчаниках разных типов, но чаще всего они встречаются в вулканомиктовых песках, где кремнезем, очевидно, образуется при изменении вулканического стекла. В большинстве случаев кремень представлен микрокристаллическим кварцем, но, основываясь на аналогии с образованием полосчатых кремней (чертов) или кремневых ноduлей в известняках, мы можем полагать, что в песчаниках первоначально выделялся аморфный кремнезем, вероятно опал, и только со временем он преобразовался в кварц. Все эти природные взаимоотношения указывают на существование поровых вод, которые были пересыщены по отношению к аморфному кремнезему. Источник таких вод должен быть достаточно близко расположен, поскольку трудно предположить, что они могли быть стабильны в течение длительного времени или переносились на большие расстояния, не осаждая кремнезема. В вулканокластитах такой источник, очевидно, является местным, но в кварцевых аренитах с кремнистым цементом это не так. Им, вероятно, являются почвенные воды латеритных частей разреза, которые выделяют опал в нижних горизонтах почвенного профиля и в нижележащих водопроницаемых формациях. Следовательно, песчаники с кремнистым цементом, очевидно, располагались во время цементации несколько ниже латеритной почвы, под будущим несогласием.

**Изменения вулканокластитов.** Диагенетические преобразования вулканомиктовых песчаников частично рассматривались в гл. 7. В этих песчаниках известно множество аутигенных минералов: от полевых шпатов и различных цеолитов до разнообразных глинистых минералов, опала и кварца. Главным источником всех этих минералов является вулканическое стекло, при девитрификации которого необходимые компоненты выделяются в поровые воды. Общие особенности этого типа диагенеза рассмотрены в обзоре Хея [45]. Роль цеолитов в диагенезе и метаморфизме осадков и вулканитов эвгеосинклинальных зон определена Кумсом и др. [16], которые выделили цеолитовую фацию как фацию самой низкой степени метаморфизма, характерного для условий глубокого погребения осадков, обогащенных вулканогенным материалом. Пакем и Крук [70], напротив, рассматривают эти породы как фации интенсивного диагенеза, исходя из почти полной сохранности их осадочных структур и текстур. Представления этих авторов о соотношении между метаморфическими и диагенетическими фациями отражены в табл. 10-1. Независимо от того, называем мы их осадочными или метаморфическими, песчаники, содержащие аутигенные цеолиты, такие, как гейландит, клиноптилолит, эрионит, шабазит и анальцим, а также другие аутигенные силикаты типа пренита и пумпеллиита, обнаруживают направленную смену минеральных фаций, которые являются функцией давления и температуры и могут быть использованы как показатели глубины погребения. Эти фации обязаны своим существованием первичному химически реакционноспособному вулканическому материалу. Глубоко погребенные осадочные толщи большой мощно-

сти, лишенные вулканического материала, не содержат этих минералов. Кроме того, наблюдается тенденция к преобразованию цеолитовых фаций с возрастом — преобладающая часть пород этого типа имеет мезозойский и кайнозойский возраст, тогда как в палеозойских и докембрийских отложениях цеолитовые фации отсутствуют. Это, возможно, является следствием тектоническокго положения эвгеосинклинальных фаций, поскольку породы подобного рода легко поддаются воздействию метаморфизма высоких степеней, которые могут стирать следы более ранних цеолитовых фаций. Цеолитовые породы таких структурных зон, которые не подвергались последующему метаморфизму, могли испытать на себе длительные минеральные преобразования в более стабильные ассоциации аутигенных полевых шпатов, кварца и слюд, которые, по-видимому, образуют термодинамически более стабильную группу минералов.

**Обычные акцессорные диагенетические минералы.** При диагенезе образуется много минералов, которые позволяют установить постседиментационную историю песчаника, хотя количественная роль этих минералов относительно невелика. Для каждого из них структурные взаимоотношения и место в парагенетическом ряду диагенетических минералов определяются генетической интерпретацией, основанной на известном химизме соединений и связи с геологическими процессами, как это было детально рассмотрено для карбонатных и кремнеземистых цементов.

*Полевые шпаты.* Аутигенные полевые шпаты в песчаниках известны очень давно, и, хотя наиболее широко они распространены в аркозовых и вулканокластических песчаниках, они встречаются также во многих кварцевых аренитах и граувакках. Их количество и распространенность систематически недооцениваются при традиционном петрографическом исследовании в результате ошибочного отнесения к кварцу или по той причине, что их просто не замечают вследствие чрезвычайно малых размеров отдельных зерен и обрастаний. Как установлено исследованиями на электронном микроскопе и методом рентгеновской дифракции [55], эти полевые шпаты — альбит и калиевый полевой шпат — представляют собой предельно чистые конечные члены серий твердых растворов плагиоклазов и щелочных полевых шпатов. Наиболее часто они образуются как раннедиагенетические минералы и предшествуют любым тектоническим деформациям. В большинстве случаев, хотя и не всегда, отчетливо устанавливается, что эти полевые шпаты не связаны с гидротермальными или вулканическими процессами и представляют собой обычные продукты процессов диагенеза, как и другие аутигенные минералы. В песчаниках они почти исключительно возникают как обрастания на обломочных полевошпатовых зернах. Как уже упоминалось в этой главе, необходимыми химическими условиями для их образования являются достаточно высокие концентрации растворенного кремнезема и достаточно высокое отношение активностей $Na^+/H^+$ или $K^+/H^+$, чтобы реакция по уравнению (10-9) была сдвинута влево (фиг. 10-8). Для этого, по-видимому, необходимы следующие геологические условия: умеренно повышенные температуры, источник кремнезема (за счет скелетов организмов или в результате гидролиза силикатов) и избыток ионов Na и/или K, которые, скорее всего, поступают из поровых вод с высокой концентрацией солей. Возможно, что первыми частично растворяются, а затем и переосаждаются обломочные полевые шпаты, которые обычно имеют промежуточный состав как в серии плагиоклаза, так и в серии щелочных полевых шпатов, а потому и менее стабильны при низких температурах, чем чистые конечные члены этих серий. Вероятно, это является формой «дистилляции» загрязненных полевых

шпатов в чистые разности и объясняет обычно наблюдаемую зависимость появления аутигенных полевых шпатов от присутствия в породе их обломочных предшественников.

*Окислы железа.* Аутигенные окислы железа первоначально были изучены в красноцветных песчаниках, хотя ранее были широко известны как обычный продукт поверхностного выветривания многих типов песчаников. Ван Хоутен [99] суммировал многие данные о происхождении этих окислов и их связи с магматизмом. Минералогия обычных черных зерен окислов железа сложна и охватывает не только гематит, но и магнетит, ильменит и титанистый гематит и оксимагнетит. Красный пигмент состоит только из гематита. В процессе диагенеза происходит старение и дегидратация коричневого аморфного окисного железа, встречающегося в современных осадках, и образование гётита («лимонита») и гематита, а также дегидратация гётита и превращение его в гематит. Теплый климат способствует превращению коричневых (лимонитовых) пигментов, покрывающих песчаные зерна, в красные гематитовые. Уокер [103] показал, что выветривание минералов, обогащенных железом, *in situ* является главным источником окисного железа, окрашивающего пески пустынь в красный цвет. Раннедиагенетический гематит приобретает свойственное ему остаточное намагничивание по мере того, как растущие кристаллы превышают некоторый критический размер и продолжают расти до тех пор, пока сохраняется источник вещества — ранее образованный лимонит. Вместе с Уокером Ван Хоутен полагает, что в большинстве случаев диагенетический гематит песчаников в отличие от глинистых осадков обязан своим происхождением *in situ* изменению обогащенных железом минералов в жарких засушливых областях.

*Гипс-ангидрит.* Присутствие этих минералов в качестве цемента отчетливо связано с эвапоритовыми условиями во время осадконакопления или с фильтрацией пересыщенных поровых рассолов из вышележащей эвапоритовой формации [65]. Происхождение их почти такое же, как и доломитов, связанных с седиментацией на равнинах типа сабхи. Этот тип проявлений не соответствует схеме последовательности цементации, выдвинутой Вальдшмидтом [101] в качестве общего правила: кварц — доломит — ангидрит; в противоположность этой схеме ангидрит здесь может предшествовать доломиту, а оба они могут возникать раньше кварца. В любом случае первичные минералы являются раннедиагенетическими и связаны с обстановкой отложения, однако существенные осложнения вносятся тем обстоятельством, что переход гипса в ангидрит обратим и зависит от солености воды, температуры и давления (см. стр. 52). Высокие соленость, температура и давление благоприятствуют образованию ангидрита, который в цементе песчаников несравненно более распространен, чем гипс.

*Глинистые минералы.* Диагенетическое изменение этих минералов представляет собой область обширных и многочисленных научных исследований, в значительной своей части суммированных Гримом [38]. Главными и здесь являются вопросы формирования интерстиционного каолинита или диккита, что характерно для кварцевых аренитов, и превращения первоначально отложенных смесей смектитов[1] и глинистых

[1] Термин «смектит», распространенный преимущественно в английской литературе, охватывает группу минералов, для которой в отечественной литературе обычно используется термин «монтмориллонит». Номенклатурный комитет Международной ассоциации по изучению глин определил, что среди исследователей большим предпочтением пользуется термин «смектит» (*Чухров Ф. В.,* О некоторых новых результатах изучения глинистых минералов, в кн.: «Исследование и использование глинистых минералов». Матер. симпозиума, «Наука», Алма-Ата, 1970). — ***Прим. перев.***

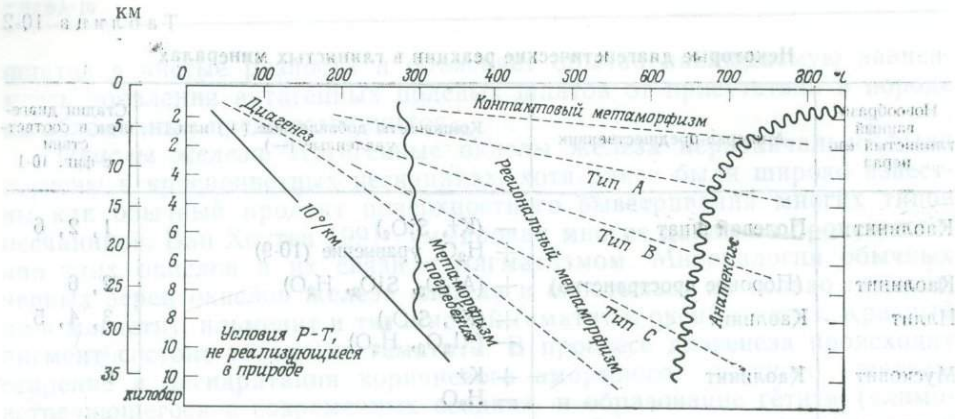
Таблица 10-2

**Некоторые диагенетические реакции в глинистых минералах**

| Новообразованный глинистый минерал | Минерал-предшественник | Компоненты добавленные (+) или удаленные (—) | Стадии диагенеза в соответствии с фиг. 10-1 |
|---|---|---|---|
| Каолинит | Полевой шпат | — ($K^+$, $SiO_2$)<br>+ $H_2O$, уравнение (10-9) | 1, 2, 6 |
| Каолинит | (Поровое пространство) | + ($Al_2O_3$, $SiO_2$, $H_2O$) | 2, 6 |
| Иллит | Каолинит | + ($K^+$, $SiO_2$)<br>— ($Al_2O_3$, $H_2O$) | 3, 4, 5 |
| Мусковит | Каолинит | + $K^+$<br>— $H_2O$ | 5 |
| Иллит | Монтмориллонит | + $K^+$<br>— ($SiO_2$, $H_2O$, $Na^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Fe^{2+}$ и т. д.) | 3, 4 |
| Хлорит | Монтмориллонит | + ($Fe^{2+}$, $Mg^{2+}$)<br>— ($SiO_2$, $H_2O$, $Na^+$, $Ca^{2+}$) | 3, 4, 5 |
| Монтмориллонит | Вулканическое стекло | + $H_2O$<br>— ($Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$) | 1, 2, 3, 4 |
| Глауконит | Иллит | + ($Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$)<br>— ($K^+$, $Al_2O_3$) | 1, 2 |

минералов типа выветрелых слюд в ассоциацию иллит — хлорит. Этот последний процесс характерен для многих типов песчаников, но первостепенную важность он приобретает при рассмотрении проблемы происхождения матрикса граувакк. Аутигенный каолинит, являющийся обычным в некоторых типах песчаников, имеет облик хорошо раскристаллизованного, лишенного примесей минерала, который заполнял поры, выпадая из раствора, и в силу этого не обнаруживает никаких признаков замещения предшествующих глинистых минералов. Присутствие такого типа каолинита определенно указывает на вторжение сравнительно пресных грунтовых вод, поступающих в песчаник из области питания, где источники растворенного кремнезема связаны с химическим выветриванием. Картирование глинистых минералов в песчаниках, изменяющихся от каолинитовых до слюдистых, может оказаться хорошим методом определения границ инфильтрации пресных вод в современном или палеогидрологическом цикле.

Образование устойчивой ассоциации иллита и хлорита в песчаниках, так же как и в глинистых сланцах, является результатом продолжительности и глубины захоронения. Это преобразование подтверждается хлорит-иллитовым составом как древних (палеозойских и докембрийских), так и глубоко захороненных пород. Оно связано с продолжительным замещением K и Mg на Na и Ca в глинистых минералах. Такое замещение происходит в умеренно концентрированных поровых водах и является частью общего геохимического процесса «созревания», которому подвержены все осадки [83], Гаррелс и др., 1970. Зависимость этих преобразований от глубины захоронения была исследована Коссовской и Шутовым [58], Филиппом и др. [72], Фюхтбауэром [28]. Несмотря на убедительные данные о зависимости иллит-хлоритового диагенеза от глубины захоронения, все еще остается неясным, не является ли эта связь выражением простой зависимости от температуры и давления. В большинстве седиментационных бассейнов концентрации поровых вод и их состав меняются с изменением глубины захоронения. Химизм поровых вод, несомненно, тесно связан с процессом диагенеза




Фиг. 10-14. Схематическая диаграмма давление — температура для диагенеза и различных типов метаморфизма.

Область $P$—$T$ ниже наименьшего возможного геотермического градиента, равного примерно 10 °С/км, в природных условиях не реализуется ([105], с изменениями).

глин, правда, состав вод является скорее результатом диагенеза глин, а не его причиной. Глубина захоронения также связана со временем, так как для завершения медленных реакций в силикатах требуется длительное время. Все факторы, по-видимому, действуют совместно, и необходимо дополнительно изучить зависимость между этими переменными, для того чтобы оценить относительную роль давления, температуры, возраста и химии поровых вод в образовании иллит-хлоритовой ассоциации.

Существует важная обратная зависимость между количеством глины и количеством цемента в песчаниках. Обычно наблюдаемое соотношение было прекрасно продемонстрировано Сивером [80] на примере пенсильванских песчаников. Отсутствие цемента частично объясняется понижением проницаемости, которое обусловлено присутствием глинистого матрикса обломочного происхождения или возникшего за счет изменения обломков пород. Оно может быть также связано с отсутствием растворения под давлением, поскольку в песке, обогащенном глиной, поверхность непосредственных контактов кварцевых и (или) карбонатных зерен невелика в противоположность поверхностям соприкосновения кварца и карбоната с легко деформируемой глиной.

*Прочие диагенетические минералы.* Немного еще можно назвать минералов, которые были бы так детально исследованы, как перечисленные выше. И хотя диагенезу различных минералов посвящено достаточно работ, лишь немногие из них специально касаются минералов в песчаниках. Пирит и его менее распространенная полиморфная модификация марказит известны как диагенетические минералы в песчаниках, и они указывают на восстановительные условия, предположительно отражающие бескислородную обстановку, которая возникает на песчаных равнинах в приливной зоне, где черный сульфид FeS формируется непосредственно под поверхностью осадка [6].

Такие важные в практическом отношении минералы, как карнотит и уранинит, образуют диагенетический цемент в мезозойских песчаниках плато Колорадо. Их происхождение связано с просачиванием грунтовых вод, переносящих уран из выветривающихся гранитоидов, в легко проницаемые песчаники, многие из которых содержат большие скопления углеродистого вещества в форме бревен и ветвей. Связь геохимии урана с этими отложениями рассмотрена Гаррелсом и Крайстом [30]. Барит также является цементирующим минералом песчаников, но

о его геологическом распределении и особенностях геохимических режимов формирования известно мало.

**Связь цементации с глубиной захоронения.** Взаимоотношения между диагенезом и глубиной захоронения отражают общую связь между диагенезом и метаморфизмом в поле давление — температура земной коры (фиг. 10-14). По мере захоронения песчаника температура и давление возрастают, что может происходить различными путями в зависимости от скорости захоронения, магматической активности и тектонических условий в пределах бассейна. Интенсивно воздействуя на минеральные равновесия и скорости преобразований, повышение температуры и давления определяет течение процессов диагенеза. Предполагается, что в этом отношении диагенетические изменения, в частности степень и тип цементации, являются функциями глубины [28, 72], но детальных исследований этой зависимости проведено все еще недостаточно. Такие исследования обычно содержат 1) седиментационные диаграммы, на которых глубина захоронения данного горизонта нанесена в зависимости от геологического времени, прошедшего после отложения; 2) результаты изучения зависимости пористости глинистых сланцев и песчаников от глубины; 3) данные о степени диагенеза кварца, оцениваемой по количеству кварцевых зерен с разной интенсивностью вторичных обрастаний. Как полагает Фюхтбауэр [28], уменьшение пористости кварцевых аренитов с глубиной происходит до глубины в 1000 м, главным образом за счет механического уплотнения, а на более глубоких горизонтах — в первую очередь за счет растворения зерен под давлением и отложения материала в форме вторичных обрастаний. В этой работе Фюхтбауэр опирается главным образом на взаимоотношения между пористостью, проницаемостью и удельной поверхностью, установленные фон Энгельхардтом [24]. С помощью этих данных оказывается возможным различать, за счет чего происходит уменьшение пористости: в результате механического уплотнения, вариаций в размере зерен и содержании глины, химического привноса вещества в поровое пространство, растворения под давлением или замещения. Сейчас затруднительно сделать обобщающие выводы. Необходимо гораздо больше определений пористости и проницаемости вместе с количественной оценкой степени цементации и ее типа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диагенез представляет собой сложное переплетение физических и химических процессов, связанных с геологической историей песчаника. Хотя наше понимание диагенеза зависит от знания сопредельных областей физики и химии, и в этом отношении достигнут определенный прогресс, оно также зависит от более тщательного наблюдения над геологическим распределением диагенетических структур и минералов. У нас есть множество блестящих описаний диагенетических особенностей отдельных типов песчаников, но еще мало проведено работ по картированию, хотя геологи научились этому достаточно давно и с пользой для себя. Пока у нас не будет карт и профилей диагенетических преобразований, мы не сможем ответить на такие вопросы: в какой мере стратиграфия контролирует цементацию; как различные формационные условия влияют на поздний диагенез; каково влияние структурных деформаций на диагенез; можно ли оконтурить петрографические провинции на основании проявлений диагенеза, так же как мы оконтуриваем их на основании изучения источников обломочного материала, и существует ли связь между теми и другими? Но подобные карты должны ба-

зироваться на количественных измерениях, а потому необходима дальнейшая работа по применению количественных петрографических методов к изучению диагенеза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Adams W. L.,* Diagenetic aspects of Lower Morrowan, Pennsylvanian, sandstones, northwestern Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **48**, 1568—1580, 1964.
2. *Allen R. C., Gavish E., Friedman G. M., Sanders J. E.,* Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay: submarine lithification mechanism yields product resembling beach-rock, Journ. Sed. Petrology, **39**, 136—149, 1969.
3. *Andel Tj. H., van,* Reflections on the interpretaion of heavy mineral analyses, Journ. Sed. Petrology, **29**, 153—163, 1959.
4. *Athy L. F.,* Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **14**, 1—24, 1939.
5. *Becke F.,* Über chiastolith, Tschermak's mineralog. petrog. Mitt., **13**, 256—257, 1892.
6. *Berner R. A.,* Iron sulfides formed aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure, Journ. Geology, **72**, 293—306, 1964.
7. *Bramlette M. N.,* The stability of minerals in sandstone, Journ. Sed. Petrology, **11**, 32—36, 1941.
8. *Bredehoeft J. D., Blyth C., White W. A., Maxey G. B.,* Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **47**, 257—269, 1963.
9. *Brenchley P. J.,* Origin of matrix in Ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales, Journ. Sed. Petrology, **39**, 1297—1301, 1969.
10. *Brett G. W.,* Cross-bedding in the Baraboo quartzite of Wisconsin, Journ. Geology, **63**, 143—148, 1955.
11. *Buckley H. E.,* Crystal Growth, 571 pp., New York, Wiley, 1951.
12. *Byerlee J. D., Brace W. F.,* High pressure mechanical instability in rocks, Science, **164**, 713—715, 1969.
13. *Cayeux L.,* Les roches sédimentaires de France, Roches siliceuses, 250 p., Paris, Masson, 1929.
14. *Chave K. E.,* Evidence of history of sea water from chemistry of deep subsurface waters of ancient basins, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **44**, 357—370, 1960.
15. *Chave K. E., Deffeyes K. S., Weyl P. K., Garrels R. M., Thompson M. E.,* Observations on the solubility of skeletal carbonates in aqueous solutions, Science, **137**, 33, 1962.
16. *Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M.,* The zeolite facies, with comments on the internation of hydrothermal syntheses, Geochim. et Cosmochim. Acta, **17**, 53—107, 1959.
17. *Correns C. W.,* Zur Geochemie der Diagenese, Geochim. et Cosmochim. Acta, **1**, 49—54, 1950.
18. *Corte A. E.,* Vertical migration of particles in front of a moving freezing plane, U. S. Army Cold Regions Research Eng. Lab., Hannover, N. H., Report, **105**, 9 p., 1963.
19. *Dapples E. C.,* Diagenesis of sandstones, in: *Larsen G., Chilingar G. V.,* eds., Diagenesis in sediments, Developments in sedimentology, 8, 91—125, Amsterdam, Elsevier, 1967.
20. *Degens E. T.,* Geochemistry of sediments, 342 p., Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 1965.
21. *DeSitter L. U.,* Diagenesis of oil-field brines, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **31**, 2030—2040, 1947.
22. *Dickinson G.,* Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast, Louisiana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **37**, 410—432, 1953.
23. *Dunoyer de Segonzac G.,* The birth and development of the concept of diagenesis (1866—1966), Earth-Science Reviews, **4**, 153—201, 1968.
24. *von Engelhardt W.,* Der Porenraum der Sedimente, 207 p., Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1960.
25. *von Engelhardt W., Gaida K. H.,* Concentration of pore solutions during the compaction of clay sediments, Journ. Sed. Petrology, **33**, 919—930, 1963.
26. *Ernst W. G., Blatt H.,* Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites, Journ. Geology, **72**, 461—470, 1964.
27. *Friedman G. M.,* The fabric of carbonate cement and matrix and its dependence on the salinity of water, in: *Müller G., Friedman G. M.,* eds., Carbonate sedimentology in Central Europe, 11—20, Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1968.

28. *Füchtbauer H.,* Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity, 7th World Petroleum Cong. Proc., 353—369, 1967.
29. *Fuhrmann W.,* «Sandkristalle» und Kugelsandstein. Ihre Rolle bei der Diagenese von Sanden, Der Aufschluss, 5, 105—111, 1968.
30. *Garrels R. M., Christ C. L.,* Solutions, minerals, and equilibria, 450 p., New York, Harper and Row, 1965.
31. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.,* Origin of the chemical composition of some springs and lakes, in: *Stumm W.,* ed., Equilibrium concepts in natural water systems, Advances in Chemistry Series 67, 222—242, New York, Reinhold, 1967.
32. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.,* Sedimentary rock types: relative proportions as a function of geological time, Science, **163**, 560—571, 1969.
33. *Garrels R. M., Mackenzie F. T., Siever R.,* Sedimentary cycling in relation to the history of the continents and oceans, in: *Robertson E. C.,* ed., The nature of the solid earth, 93—121, New York, McGraw-Hill, 1971.
34. *Garrison R. E., Luternauer J. L., Grill E. V., MacDonald R. D., Murray J. W.,* Early diagenetic cementation of Recent sands, Fraser River delta, British Columbia, Sedimentology, **12**, 27—46, 1969.
35. *Gilbert C. M.,* Cementation of some California Tertiary reservoir sands, Journ. Geology, **57**, 1—17, 1949.
36. *Gilbert C. M., Turner F. J.,* Use of the universal stage in sedimentary petrography, Am. Journ. Sci., **247**, 1—26, 1948.
37. *Glover J. E.,* Studies in the diagenesis of some Western Australian sedimentary rocks. Royal Soc. Western Australia Journ., **46**, 33—56, 1963.
38. *Grim R. E.,* Clay mineralogy, 2nd Ed., 596 p., New York, McGraw-Hill, 1968.
39. *Groves A. W.,* The unroofing of the Dartmoor granite and distribution of its detritus in southern England, Geol. Soc. London Quart. Journ., **87**, 62—96, 1931.
40. *Guggenheim E. A.,* Thermodynamics, 5th, revised ed., 390 p., Amsterdam, North-Holland, 1967.
41. *von Gümbel C. W.,* Grundzüge der Geologie, 144 p., Kassel, Fischer, 1888.
42. *Ham W. E.,* ed., Classification of carbonate rocks, Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., **1**, 279 p., 1962.
43. *Harker A.,* Metamorphism, 362 p., London, Methuen, 1932.
44. *Hawkins J. W., Jr., Whetten J. T.,* Graywacke matrix minerals: hydrothermal reactions with Columbia River sediments, Science, **166**, 868—870, 1969.
45. *Hay R. L.,* Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **85**, 130 p., 1966.
46. *Heald M. T.,* Stylolites in sandstones, Journ. Geology, **63**, 101—114, 1955.
47. *Heald M. T.,* Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas, and Missouri, Journ. Geology, **64**, 16—30, 1956.
48. *Heald M. T., Renton J. J.,* Experimental study of sandstone cementation, Journ. Sed. Petrology, **36**, 977—991, 1966.
49. *Heezen B. C., Hollister C.,* Deep-sea current evidence from abyssal sediments, Marine Research, **1**, 141—174, 1964.
50. *Hess P. C.,* Phase equilibria of some minerals in the $K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ system at 25 °C and 1 atmosphere, Am. Journ. Sci., **264**, 289—309, 1966.
51. *Hrabar S. V., Potter P. E.,* Lower West Baden (Late Mississippian) sandstone body of Owen and Greene Counties, Indiana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 2150—2160, 1969.
52. *Hubert J. F.,* Petrology of the Fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado, Colorado School Mines Quart., **55**, № 1, 1—242, 1960.
53. *Hurley P. M., Hunt J. M., Pinson W. H., Jr., Fairbairn H. W.,* K-Ar age values on the clay fractions in dated shales, Geochim. et Gosmochim. Acta, **27**, 279—284, 1963.
54. *Illing L. V., Wells A. J., Taylor J. C. M.,* Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf, in: *Pray L. C., Murray R. S.* eds., Dolomitization and limestone diagenesis, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., **13**, 89—111, 1965.
55. *Kastner M.,* Authigenic feldspars in carbonate rocks, Am. Mineralogist, **56**, 1403—1442, 1971.
56. *Kastner M., Siever R.,* Origin of authigenic feldspars in carbonate rocks, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **121**, 155—156, 1968.
57. *Kastner M., Waldbaum D. R.,* Authigenic albite from Thodes, Am. Mineralogists, **53**, 1579—1602, 1968.
58. *Kossovskaya A. G., Shutov V. D.,* Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions, Eclog. Geol. Helv., **51**, 656—666, 1958.
59. *Krauskopf K.,* Introduction to geochemistry, 721 p., New York, McGraw-Hill, 1967.
60. *Levorsen A. I.,* Geology of Petroleum, 2nd ed., 724 p., San Francisco, Freeman, 1967.

61. *Lovell J. P. B.,* Tyee formation: a study of proximality in turbidites, Journ. Sed. Petrology, **39**, 935—953, 1969.
62. *McKelvey J. G., Milne I. H.,* The flow of salt solutions through compacted clay, in Clays and Minerals, 9th National Clay Conf. Proc., 248—259, London, Pergamon, 1962.
63. *Meade R. H.,* Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments — a review, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, **497 B**, 23 p., 1964.
64. *Millot G.,* Géologie des argiles, 499 p., Paris, Masson, 1963.
65. *Murray R. C.,* The origin and diagenesis of gypsum and anhydrite, Journ. Sed. Petrology, **34**, 512—523, 1964.
66. *Nagetegaal P. J.,* Microtextures in Recent and fossil caliche, Leidse Geol. Mededel., **42**, 131—142, 1969.
67. *Opdyke N. D.,* The paleomagnetism of oceanic cores, in: *Phinney R. A.,* ed., The history of the earth's crust, 61—72, Princeton, Princeton Univ. Press, 1968.
68. *Orme G. R., Brown W. W. M.,* Diagenetic fabrics in the Avonian limestones of Derbyshire and North Wales, Yorkshire Geol. Soc. Proc., **34**, 31—66, 1963.
69. *Osborn E. F.,* Subsolidus reactions in oxide systems in the presence of water at high pressures, Journ. Am. Ceramic Soc., **36**, 147—151, 1953.
70. *Packham G. H., Crook K. A. W.,* The principle of diagenetic facies and some of its implications, Journ. Geology, **68**, 392—407, 1960.
71. *Pettijohn F. J.,* Persistence of minerals and geologic age, Journ. Geology, **49**, 610—625, 1941.
72. *Philipp W., Drong H. J., Füchtbauer H., Haddenhorst H.-G., Jankowsky W.,* The history of migration in the Gifhorn through (NW Germany), 6th World Petroleum Congrses, Frankfurt, Sec. I, Paper 19, PD — 2, 457—481, 1963.
73. *Picard M. D.,* Paleomagnetic correlation of units within Chugwater (Triassic) Formation, west-central Wyoming, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **48**, 269—291, 1964.
74. *Riedl R. J.,* Gnathostomulida from America, Science, **163**, 445—452, 1969.
75. *Rusnak G. A.,* A fabric and petrologic study of the Pleasantview sandstone, Journ. Sed. Petrology, **27**, 41—55, 1957.
76. *Sabins F. F., Jr.,* Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous strata of the western interior, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1183—1196, 1962.
77. Sedimentation Seminar: Bethel sandstone (Mississippian) of western Kentucky and south-central Indiana, a submarine-channel fill, Kentucky Geol. Survey Rept. Inv., **11**, Ser. X, 24 p., 1969.
78. *Siever R., The* Mississippian-Pennsylvanian Unconformity in southern Illinois, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **35**, 542—582, 1951.
79. *Siever R.,* The silica budget in the sedimentary cycle, Am. Mineralogist, **42**, 821—841, 1957.
80. *Siever R.,* Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones, in: *Ireland H. A.,* ed., Silica in sediments, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., **7**, 55—79, 1959.
81. *Siever R.,* Silica solubility, 0 °C—200 °C, and the diagenesis of siliceous sediments, Journ. Geology, **70**, 127—150, 1962.
82. *Siever R.,* Establishment of equilibrium between clays and sea water, Earth Planetary Science Letters, **5**, 106—110, 1968a.
83. *Siever R.,* Sedimentological consequences of a steady-state ocean-atmosphere, Sedimentology, **11**, 5—29, 1968b.
84. *Siever R.,* The low temperature geochemistry of silicon, in: *Wedepohl K. H., Turekian K.,* eds., Handbook of geochemistry, **II-14**, Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1972.
85. *Siever R., Beck K. C., Berner R. A.,* Composition of interstitial waters of modern sediments, Journ. Geology, **73**, 39—73, 1965.
86. *Sillen L. G.,* The physical chemistry of sea water, in: *Sears M.,* ed., Oceanography, Am. Assoc. Advancement Sci. Pub., **67**, 549—581, 1961.
87. *Silverman S. R.,* Carbon isotope geochemistry of petroleum and other natural organic materials, 3rd International Wissenschaftlichen Konferenz für Geochemie, Mikrobiologie und Erdölchemie Vorträge, Budapest, **2**, 328—341, 1963.
88. *Simmons G., Bell P.,* Calcite-aragonite equilibrium, Science, **139**, 1197—1198, 1963.
89. *Sippel R. F.,* Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography, Journ. Sed. Petrology, **38**, 530—554, 1968.
90. *Sloss L. L., Feray D. E.,* Microstylolites in sandstone, Journ. Sed. Petrology, **18**, 3—14, 1948.
91. *Smalley I. J.,* A simple model of a diagenetic system, Sedimentology, **8**, 7—26, 1967.
92. *Spotts J. H., Silverman S. R.,* Organic dolomite from Point Fermin, California, Am. Mineralogist, **51**, 1144—1155, 1966.

93. *Swineford A.,* Cemented sandstones of the Dakota and Kiowa formations in Kansas, Kansas Geol. Survey Bull., **70**, pt. 4, 53—104, 1947.
94. *Tallman S. L.,* Sandstone types: their abundance and cementing agents, Journ. Geology, **57**, 582—591, 1949.
95. *Taylor J. M.,* Pore-space reduction in sandstones, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **34**, 701—716, 1950.
96. *Thomson A.,* Pressure solution and porosity, in: *Ireland H. A.,* ed., Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub., **7**, 92—111, 1959.
97. *Trurnit P.,* Pressure solution phenomena in detrital rocks, Sedimentary Geol., **2**, 89—114, 1968.
98. *Van Hise C. R.,* A treatise on metamorphism, U. S. Geological Survey Mon., **47**, 1286 p., 1904.
99. *Van Houten F. B.,* Iron oxides in red beds, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, 399—416, 1968.
100. *Verhoogen J.,* Geological significance of surface tension, Journ. Geology, **56**, 210—217, 1948.
101. *Waldschmidt W. A.,* Cementting materials in sandstones and their probable influence on migration and accumulation of oil and gas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **25**, 1839—1879, 1941.
102. *Walker T. R.,* Reversible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 237—242, 1962.
103. *Walker T. R.,* Formation of red beds in modern and ancient deserts, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 353—368, 1967.
104. *Weyl P. K.,* Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory, Journ. Geophys. Research, **64**, 2001—2025, 1959.
105. *Winkler H. G. F.,* Petrogenesis of metamorphic rocks, 220 p., Berlin — Heidelberg — New York, Springer, 1965.
106. *Wollast R.,* Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature, Geochim. et Cosmochim. Acta, **31**, 635—648, 1967.
107. *Young A., Galley J. E.,* Eds., Fluids in Subsurface Environments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., **4**, 414 p., 1965.
108. *Zen E.-An.,* Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks, Am. Journ. Sci., **257**, 29—43, 1959.

## Часть IV

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Часть IV, состоящая из двух глав, является главным образом геологической по своему содержанию, подобно частям I и II. Эти две главы, однако, отличаются от предшествующих тем, что здесь рассмотрены наиболее значимые и широкие по охвату явлений вопросы происхождения песков и песчаников. Гл. 11 «Песчаные отложения и обстановка формирования» суммирует известные сейчас данные о свойствах и происхождении песчаных накоплений в семи главных обстановках седиментации. Гл. 12 «Песчаники, бассейны седиментации и эволюция континентов» представляет собой введение в историческую геологию песчаных отложений и освещает роль песчаников в осадочных бассейнах и в истории Земли в целом. В этих двух главах обобщено все изложенное выше, и они составляют своего рода итог огромной работы седиментологов и многих сотен геологов. Мы надеемся, что материал, изложенный в части IV, поможет убедить всех наших читателей в том, что изучение песков и песчаников действительно необходимо для лучшего понимания и познания истории и эволюции Земли.

## Глава 11

# ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

### ВВЕДЕНИЕ

Песчаное тело можно определить как «единое, состоящее из органически связанных частей тело, поддающееся картированию». Это понятие «поддающееся картированию» помогает определить разницу между небольшим песчаным телом и единичным слоем.

Такое песчаное тело возникает в результате действия процессов сегрегации и концентрации огромного числа (от $10^{15}$ до $10^{18}$) зерен на ограниченной площади. Подобные скопления формируются во многих отличающихся друг от друга физико-географических обстановках: в рукавах дельты, на пляжах, в виде дюн в крупных континентальных пустынях или в аллювиальных эрозионных долинах, ограничивающих грабены, и во многих других местах. Песчаное тело является естественным, первичным объектом исследования, потому что обычно оно представляет собой значительный по размерам и единый по существу результат действия некоторого главного геоморфологического или седиментологического процесса. Помимо этого, песчаные тела имеют и хозяйственное значение: слагают проницаемые для подземных вод и углеводородов резервуары в отличие от непроницаемых глинистых толщ; могут выполнять русла, врезанные в нижележащий слой угля; могут вмещать россыпи тяжелых минералов или представлять собой зону, где проявляется вторичная медная или урановая минерализация. Как будет показано ниже, песчаные накопления в различных наиболее важных современных обстановках седиментации настолько отличаются друг от друга, что эти отличия могут быть использованы для выделения типов древних бассейнов и расшифровки палеогеографических условий и древних ландшафтов. Еще в 1938 г. Рич подчеркнул роль физико-географических факторов в изучении песчаных тел. Если для песчаного тела удается установить условия его образования, то облегчается генетическая интерпретация ассоциирующих осадков и, вероятно, становится более понятным формирование самого бассейна. Знание условий образования песка помогает прогнозировать его пространственное распространение и внутренние характеристики, например проницаемость и пористость. Таким образом, очевидно, что определение обстановки осадконакопления песчаного тела является одной из наиболее важных практических задач осадочной геологии и ключом к познанию истории многих осадочных бассейнов.

Главными литературными источниками информации о древних песчаных телах можно считать работы Петерсона и Осмонда и Поттера. Ряд статей характеризует главные этапы в исследовании песчаников [14, 15, 127, 179—181]; результаты исследований, проведенных до второй мировой войны, хорошо резюмированы в книге «Стратиграфические типы нефтяных полей» [120].

## ПУТИ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Определение условий отложения песчаного тела обычно требует знания его формы, характеристик и пространственного распределения их внутри тела. Хотя некоторые существенные исследования и были проведены в районах с хорошо расчлененным рельефом и горизонтально залегающими слоями, все важнейшие характеристики формы песчаных тел определены на основании данных подземных исследований. Следовательно, морфология песчаного тела может быть изучена наилучшим образом на основании данных бурения. Ни сейсмические, ни гравиметрические методы не используются для выделения и оконтуривания тел песчаников в древних бассейнах. Однако геофизические методы весьма эффективны при изучении современных морских песчаных горизонтов, особенно метод акустического профилирования отраженных волн, позволяющий получать непрерывный поперечный разрез песчаного тела. Такие разрезы могут даже выявить некоторые особенности внутреннего строения песков. В специальных работах описаны разные типы акустического профилирования и другие методы морской геофизики [228].

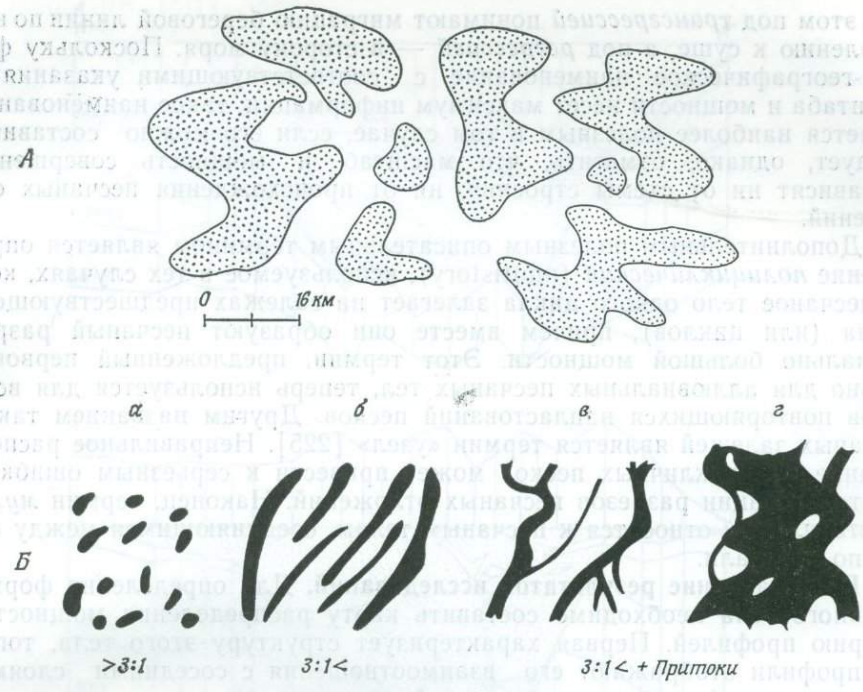
Также важным источником информации являются данные о литологических ассоциациях песков по простиранию к вертикальному разрезу.

**Номенклатура и форма залежей.** Среди многих других условий для успеха исследований всегда необходимо наличие определенного объема номенклатуры.

Применительно к песчаным телам термины могут быть описательными или генетическими. Описательные термины являются обычно геометрическими, тогда как генетические, отражающие зависимость между происхождением песчаного тела и поверхностными процессами, — геоморфологическими.

Схема количественного описания песчаных тел была предложена в 1948 г. Крыниным [110], который рассматривал отношение ширины пласта к его мощности как первое приближение к соотношению площади пласта и объема. Выделенные им типы и произведенные измерения, по-видимому, не позволяли адекватно и эффективно описывать существующие в природе неправильные и сложные формы. Поэтому наиболее часто используются качественные термины с соответствующими определениями. Такие термины также могут быть описательными или генетическими. В любом случае, однако, необходимо отражать существенную информацию при помощи картирования особенностей площадного распространения, мощности, отношений к седиментационному простиранию и принятого генетического определения, если таковое известно. Термин *седиментационное простирание* означает направление, параллельное простиранию береговой линии. Следует учитывать также, что часто определение зависит от точки зрения исследователя. Например, коллектор, который один геолог назовет покровным песком, для другого геолога, рассматривающего бассейн как единое целое (но часть большего), представляет собой крупную удлиненную русловую залежь аллювиального песка.

Существует по меньшей мере четыре типа основных форм песчаных тел и ряд производных от них (фиг. 11-1). Изометричные песчаные тела имеют отношение длины к ширине примерно 1 : 1 и могут покрывать площадь от нескольких до тысяч квадратных километров. Их называют *пластами и покровами*. Удлиненные песчаные тела, наоборот, характеризуются существенным превышением длины над шириной и могут быть отнесены к одному из трех типов: линзовидные, лентовидные и




Фиг. 11-1. Обычные формы песчаных тел.
*А* — пласты или покровы; *Б* — удлиненные: *а* — линзовидные, *б* — лентовидные, *в* — дендроидные, *г* — пояса ([165], с изменениями).

дендроидные [165]. У *линзовидных* тел отношение длины к ширине не превышает трех, тогда как у *лентовидных* залежей, которые имеют более удлиненную форму, это отношение более трех и может достигать значения 20 : 1 и более. Для таких тел Рич [180] использовал термин *шнуровидные* залежи. *Дендроидные* залежи обычно более извилисты, имеют ответвления, напоминающие притоки и протоки. При латеральной миграции лентовидные и дендроидные формы могут сливаться, образуя *пояса*, причем наиболее обычны дендроидные пояса. Удлиненные песчаные тела встречаются на побережьях, барьерных отмелях (барах) и мелководных морских шельфах, а также в речных, дельтовых и турбидитных отложениях. Кроме того, обычно используют такие описательные термины, как «дендритовый», «пальцеобразный», «сетчатый», «раздваивающийся», «ветвящийся», «прямолинейный», «*кулисообразный*», или такие генетические термины, как «намытые», или «приплотинные песчаные тела» (поперечные к барьерной отмели), «эстуариевые пески», «пески окраины шельфа» и т. д. Хороший пример использования генетических наименований привел Болл [10], различающий четыре типа современных залежей карбонатных песков на Багамских островах: морские песчаные пояса, приливные баровые пояса, эоловые гряды и плоские внутренние песчаные покровы. Песчаные тела можно также подразделить по их отношению к седиментационному простиранию: они именуются *песками простирания*, если тела параллельны первичной береговой линии, и *песками падения*, когда тела простираются в сторону погружения дна бассейна. Если песчаное тело располагается над несогласием, оно именуется *песчаным отложением долин*, параллельных простиранию слоев (strike valley) [27]. Пески, приуроченные к береговой линии, могут описываться как трансгрессивные или регрессивные.

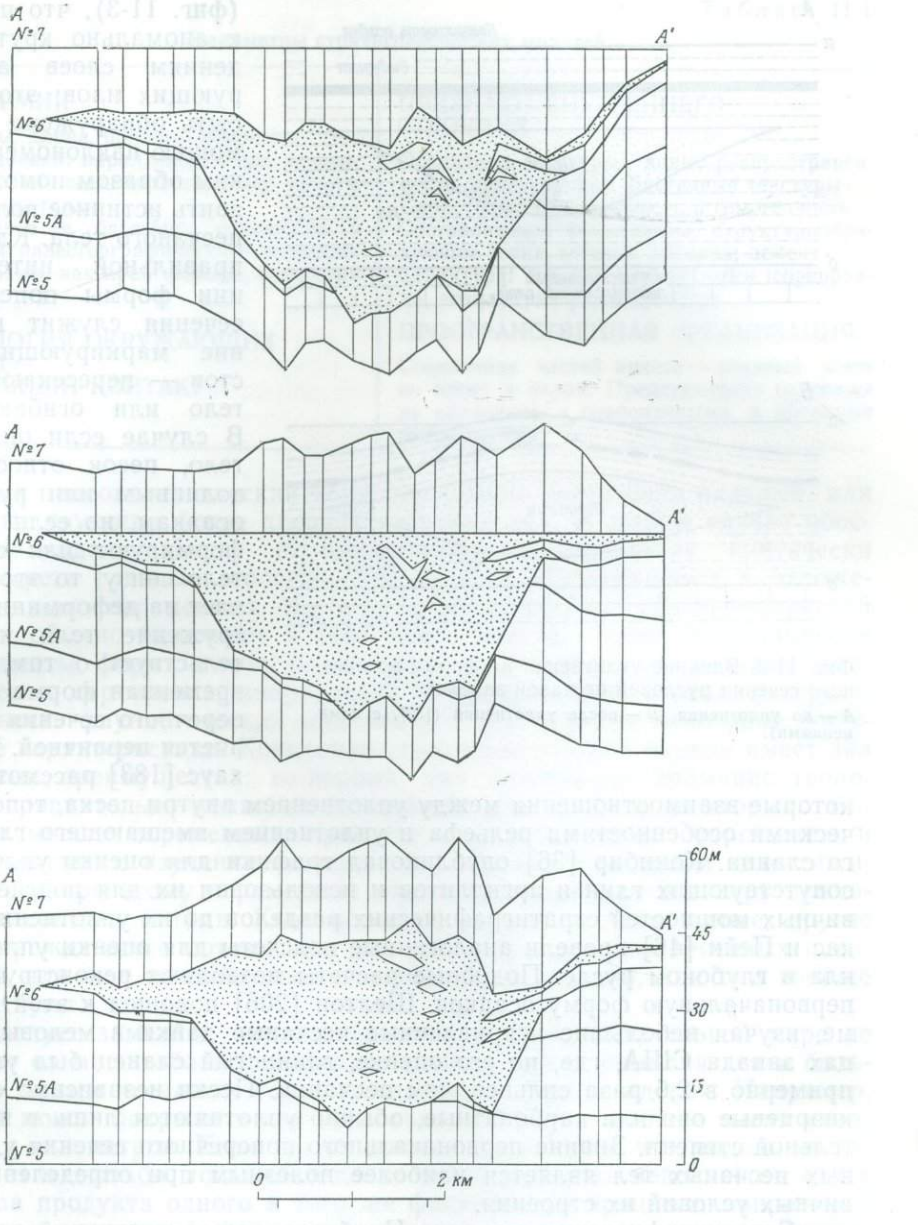
При этом под *трансгрессией* понимают миграцию береговой линии по направлению к суше, а под *регрессией* — в сторону моря. Поскольку физико-географическое наименование с соответствующими указаниями масштаба и мощности несет максимум информации, такое наименование является наиболее полезным в том случае, если его можно составить. Следует, однако, отметить, что масштаб и мощность совершенно не зависят ни от схемы строения, ни от происхождения песчаных отложений.

Дополнительным полезным описательным термином является определение *полициклический* (multistory), используемое в тех случаях, когда песчаное тело одного цикла залегает на залежах предшествующего цикла (или циклов), причем вместе они образуют песчаный разрез аномально большой мощности. Этот термин, предложенный первоначально для аллювиальных песчаных тел, теперь используется для всех типов повторяющихся напластований песков. Другим названием таких песчаных залежей является термин «узел» [225]. Неправильное распознавание полицикличных песков может привести к серьезным ошибкам в интерпретации разрезов песчаных отложений. Наконец, термин *мультилатеральный* относится к песчаным телам, соединяющимся между собой по латерали.

**Представление результатов исследований.** Для определения формы песчаного тела необходимо составить карту распределения мощностей и серию профилей. Первая характеризует структуру этого тела, тогда как профили отображают его взаимоотношения с соседними слоями. И карта, и профили являются основой исследования.

Профили могут быть расположены эффективно лишь после составления карты мощностей. Почти всегда требуется составление серии профилей. Параллельные или перпендикулярные направлению переноса (или седиментационному простиранию) профили выявляют наибольшие контрасты в строении тела, а также его взаимоотношения с близлежащими слоями. Например, продольные профили долины, заполненной осадками, могут выявить изменения вниз по падению, т. е. отделение подошвы тела от подстилающего его маркирующего слоя [7]. С нашей точки зрения, стратиграфические разрезы более информативны, чем структурные. В качестве уровня отсчета следует использовать, если это возможно, маркирующий слой непосредственно в кровле или в подошве песчаного тела.

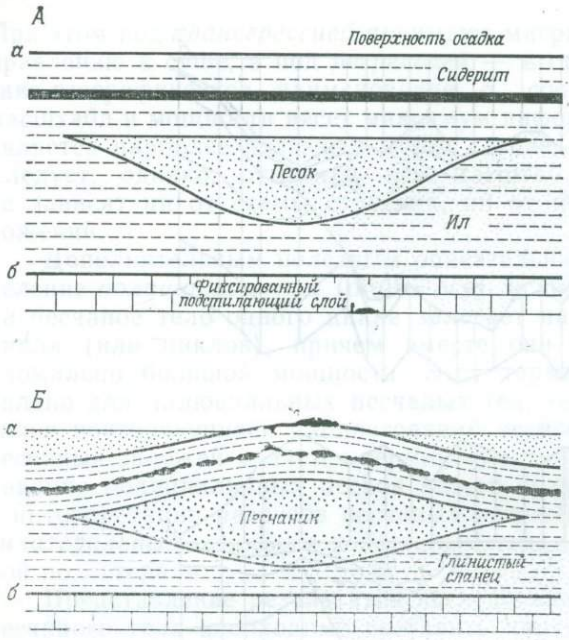
Дифференциальное уплотнение ила вокруг песчаного тела нарушает первоначальную его форму, усложняя тем самым последующую интерпретацию его образования. Это становится особенно заметно, когда составляются профили через русловое, или выполняющее долину, песчаное тело, которое срезает подстилающие маркирующие слои. Вследствие уплотнения может создаться впечатление о синклинальном строении нижележащих маркирующих слоев, если при построении разреза выбрана в качестве уровня отсчета линия поверх песчаной залежи. Использование кровли залежи в качестве уровня предполагает, что верхняя поверхность песка была горизонтальной во время осадконакопления. Как показано на фиг. 11-2, подстилающий маркирующий слой, вероятно, будет наилучшим в качестве уровня отсчета, поскольку в этом случае несколько подстилающих угольных горизонтов (№ 5А и 6) оказываются примерно горизонтальными, каковыми они и являются в действительности, и вырисовывается выступ (или вершина), возникающий в результате уплотнения в верхней части залежи. Однако использование подстилающего маркирующего горизонта оказывается невыгодным, поскольку положение его обычно устанавливается лишь немногими скважинами.




Фиг. 11-2. Поперечные разрезы песчаника Анвил-Рок (пенсильваний).

В качестве уровня отсчета использованы *на верхнем* рисунке угольный пласт № 7, *на среднем* — кровля песчаника, *на нижнем* рисунке угольный пласт № 5. Крапом показано тело песчаника Анвил-Рок; № 5, *5А*, *6*, *7* — угольные пласты [166].

Эффект дифференциального уплотнения зависит также от типа и степени консолидации сопутствующих осадков. К сожалению, наши современные представления о процессе уплотнения и его воздействии на форму песчаного тела еще мало достоверны. Если песок отлагается на консолидированном иле или глинистом сланце, погружение песка в подстилающий осадок будет минимальным. Однако в том случае, когда подстилающий ил слабо консолидирован, дифференциальное уплотнение под телом песка может заметно деформировать подошву




Фиг. 11-3. Влияние уплотнения на форму поперечного сечения русловой песчаной залежи.
*А* — до уплотнения, *Б* — после уплотнения ([52], с изменениями).

(фиг. 11-3), что приведет к аномально крутым падениям слоев ассоциирующих илов; это может быть обнаружено с помощью наклономера и таким образом поможет выявить истинное положение песчаного тела. Ключом к правильной интерпретации формы поперечного сечения служит положение маркирующих пластов — пересекают они тело или огибают его. В случае если они секут тело, песок относится к долинным или русловым осадкам, но если они деформируют или огибают тело снизу, то это указывает на деформацию и погружение тела и свидетельствует о том, что современная форма его поперечного сечения не является первичной. Риттенхаус [183] рассмотрел некоторые взаимоотношения между уплотнением внутри песка, топографическими особенностями рельефа и уплотнением вмещающего глинистого сланца. Конибир [36] опубликовал графики для оценки уплотнения сопутствующих глин и аргиллитов и использовал их для подсчета первичных мощностей стратиграфических разделов до их уплотнения. Диккас и Пейн [46] провели аналогичные подсчеты для оценки уплотнения ила в глубоком русле. Подобные расчеты позволяют реконструировать первоначальную форму осадков. Шелтон [206] подошел к этой проблеме, изучая небольшие искривленные песчаные дайки в меловых сланцах запада США, где, по его оценке, глинистый сланец был уплотнен примерно в 2,6 раза сильнее, чем песчаник. Пески независимо от того, кварцевые они или карбонатные, обычно уплотняются лишь в незначительной степени. Знание первоначального поперечного сечения удлиненных песчаных тел является наиболее полезным при определении первичных условий их строения.

**Стратиграфические модели.** Наиболее выразительными особенностями песчаных тел являются их внутреннее строение и текстуры, внешняя форма, природа базального контакта и литология окружающих пород (табл. 11-1). Пространственное распределение внутренних характеристик и их соотношение с геометрией песчаного тела позволяют установить закономерности внутреннего строения, которые в совокупности с данными о внешней форме, природе базального контакта и литологии соседних пород приводят нас к построению *стратиграфической модели*, т. е. к четкому схематическому отображению наиболее важных особенностей песчаных тел. Каждая модель связана определенным соотношением с главным седиментационным процессом. Модель может быть основана на изучении современных песчаных накоплений и процессов, или в некоторых случаях на изучении третичных песчаных осадков, для

Таблица 11-1

**Параметры стратиграфических моделей**

| | |
|---|---|
| ГЕОТЕРМИЯ<br>Размеры: длина, ширина, мощность<br>Ориентировка: параллельная или перпендикулярная седиментационному простиранию, круговая<br>Положение в бассейне: отношение к главным палеогеографическим особенностям, таким, как край шельфа, береговая линия и т. д.<br>ЛИТОЛОГИЯ ОКРУЖАЮЩИХ ПОРОД<br>БАЗАЛЬНЫЙ КОНТАКТ | ПРИЗНАКИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ<br>Осадочные текстуры: виды, распространенность, ориентировка. Биогенные текстуры<br>Слоистость: тип, мощность и гомогенность<br>Составляющие компоненты: структурообразующие зерна, остатки раковин; цемент<br>Структура: средний размер зерен, сортировка, асимметрия распределения<br>ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ<br>Соединение частей вместе — главный ключ ко всему в целом. Представления основаны на аналогиях с современными и древними отложениями |

которых палеонтологический контроль обычно достаточно надежен, или даже на изучении более древних песчаных тел. В любом случае обоснование модели зависит от способности исследователя критически рассмотреть главные геологические явления, проявившиеся в отложениях — как современных, так и древних. Элементы стратиграфической модели обычно включают в себя качественные (цвет, составляющие компоненты, форма и тому подобное) и количественные признаки (размер зерен, сортировка, направление течения, мощность слоя, распространенность фаунистических остатков и т. д.), а также некоторые физические характеристики. Концепция стратиграфической модели имеет два основных преимущества: во-первых, она фокусирует внимание геолога на сравнительно немногих важнейших критериях и, во-вторых, объединяя многие переменные, приводит к упорядочению, упрощению и единообразию в изучении песчаных тел, что иным способом недостижимо, благодаря этому переменные множества заменяются теперь немногими главными типами. Конечно, одни модели изучены лучше, другие хуже прежде всего потому, что для некоторых древних песчаных накоплений или еще не найдены их современные аналоги, или они вообще отсутствуют.

Следует заметить, что концепция модели в значительной мере не зависит от масштаба и одинаковая модель может применяться к большим и малым песчаным телам одинакового происхождения. Например, дельта может покрывать как несколько сотен, так и много тысяч квадратных километров. Если мы не примем допущения, что модель не зависит от масштаба, тогда обобщение окажется почти невозможным, так как два продукта одного и того же фациального процесса, например в барьерной островной формации, никогда не будут иметь одинаковых размеров. Другая особенность концепции модели состоит в том, что она требует установления не только комбинации определенных критериев, но также и их *пространственной организации*. Обычно пространственную организацию отображает вертикальный профиль. Вишер [237] и Шелтон [208] были в числе первых, кто указал на значение концепции модели для песчаных тел, хотя эта идея подразумевалась в более ранних работах Нанца [147]. Конечно, эта концепция стратиграфической модели в равной мере применима также к карбонатам, полосчатым железорудным формациям и любым другим фациальным или литологическим типам отложений. Она также может быть применена, как мы видели, к внутренней организации единичного слоя или к несравненно большему по масштабу седиментационному бассейну [171]. Однако,

прежде чем применять эту концепцию к анализу фациальных условий образования песчаных тел, необходимо более детально исследовать вопрос о том, какая информация может быть получена об условиях седиментации на основании изучения ассоциации пород и их вертикальной последовательности.

**Литологические ассоциации, вертикальная последовательность и «память».** Песчаное тело не может быть эффективно изучено без анализа его соотношений с другими сопутствующими типами пород. Его следует рассматривать как часть фации. Например, замещающие по простиранию и вышележащие слои являются морскими или континентальными? Подобны ли друг другу латеральные эквиваленты, залегающие по обе стороны от вытянутого песчаного тела? Является базальный контакт тела согласным или эрозионным? Сопровождается ли определенный тип песчаного тела другими вполне определенными типами осадков? Соотношение тела с соседними литологическими типами пород наилучшим образом может быть выявлено с помощью представлений об осадочном *цикле*. Концепция о цикле, т. е. о повторяющейся последовательности различных литологических типов осадков, является одной из наиболее плодотворных в седиментологии, поскольку установление схемы последовательности отложений ведет к лучшему пониманию вертикальных и горизонтальных взаимоотношений той фации, к которой принадлежит данное песчаное тело, и, таким образом, совершенствует фациальный анализ. Наиболее полное обобщение данных по цикличности осадков можно найти в материалах Симпозиума по цикличной седиментации, опубликованных Геологической службой штата Канзас [144].

Первым шагом на пути познания и определения различных методологических типов пород является изучение стратиграфического разреза. Определение и распознание достигается в результате тщательного детального анализа и описания керна скважин, хорошо обнаженных разрезов и, возможно, геофизических данных.

Второй шаг включает изучение соотношений отдельных литологических разновидностей между собой. Они могут сменять друг друга постепенно (градационный контакт), иметь резкие контакты или отделяться эрозионными поверхностями. Распознавание эрозионных контактов особенно важно, поскольку эрозионная подошва означает, что песчаное тело слабо зависит или совсем не зависит от непосредственно подстилающих его отложений. Для установления последовательности соотношений пород обычно изучают *литологические переходы* по вертикальному разрезу. Под литологическими переходами понимают порядок последовательности отложения осадков. Литологические переходы могут быть обусловлены различиями в литологии пород той фации, к которой принадлежит песчаное тело, или различиями в типах напластования внутри самого песчаного тела — это и есть литологические переходы. Необходимо уметь определять переходы качественно путем визуального изучения или оценивать их относительную частоту путем подсчета. Фактический подсчет имеет то преимущество, что позволяет оценивать вероятность смены одного типа осадка другим. Эти расчетные величины вероятности суммируются в форме матрицы переходов, где каждый элемент матрицы $p_{ij}$ означает вероятность для литологической разновидности $i$, следующей за разновидностью $j$ (фиг. 11-4). В трехкомпонентной системе из песчаника ($S_1$), алевролита ($S_2$) и глинистого сланца ($S_3$) достаточно просто определить количество случаев, когда песчаник следует за песчаником ($n_{1\,1}$), когда он следует за алевролитом ($n_{2\,1}$) и за глинистым сланцем ($n_{3\,1}$), а подобным образом и за другими литологическими разновидностями, где $n_{ij}$ есть интересующая нас

A)

| | $S_1$ | $S_2$ | $S_3$ | |
|---|---|---|---|---|
| $S_1$ | $n_{11}$ | $n_{12}$ | $n_{13}$ | $n_1$ |
| $S_2$ | $n_{21}$ | $n_{22}$ | $n_{23}$ | $n_2$ |
| $S_3$ | $n_{31}$ | $n_{32}$ | $n_{33}$ | $n_3$ |

B)

| | | | |
|---|---|---|---|
| $n_{11}/n_1$ | $n_{12}/n_1$ | $n_{13}/n_1$ |
| $n_{21}/n_2$ | $n_{22}/n_2$ | $n_{23}/n_2$ |
| $n_{31}/n_3$ | $n_{32}/n_3$ | $n_{33}/n_3$ |

C)

$$\begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} \\ p_{31} & p_{32} & p_{33} \end{bmatrix}$$

D)

$$\begin{bmatrix} 0{,}3 & 0{,}2 & 0{,}5 \\ 0{,}4 & 0{,}4 & 0{,}2 \\ 0{,}3 & 0{,}6 & 0{,}1 \end{bmatrix}$$

Фиг. 11-4. Этапы расчета матрицы переходов.

*A)* — матрица номеров переходов $n_{ij}$; *B)* — расчет $p_{ij}$; *C)* — матрица вероятности переходов 3·3; *D)* — то же, что и *C*, но с величинами $p_{ij}$, в сумме приведенными к единице. Трехкомпонентная седиментационная система из песчаника ($S_1$), алевролита ($S_2$) и глинистого сланца ($S_3$).

пара. Чтобы определить вероятность, каждую величину $n_{ij}$ относят к общему количеству слоев определенного литологического состава таким образом: $n_{1\,1}/n_1 = p_{1\,1}$, $n_{2\,1}/n_2 = p_{2\,1}$, $n_{2\,3}/n_3 = p_{3\,2}$ и т. д. Каждый ряд такой матрицы суммируется и приводится к единице, поскольку за каждой литологической разновидностью обязательно следует какая-нибудь другая. Матрица переходов строится либо на основе выделения литологических разностей в пределах определенных фиксированных интервалов, либо на основе частот встречаемости различных типов переходов (смены пород) на контактах отдельных разновидностей [105, 169].

Третий шаг заключается в проверке эмпирически установленных соотношений. Следует определить, имеем ли мы дело с повторяющейся последовательностью. Повторяющийся разрез подразумевает цикличность и «память» — зависимость одного литологического типа пород от того, который был отложен перед ним. Память может быть достаточно долгой и прослеживаться назад через серию более древних литологических разновидностей или фаций, а может быть короткой и связанной лишь с предшествующим слоем или вообще отсутствовать. Это означает, что данная литологическая разновидность встречается независимо от предшествующих явлений седиментации. Полное отсутствие памяти, будь то прогрессивное развитие побережья или песчаное выполнение эвгеосинклинали, по-видимому, встречается исключительно редко. Однако для громадного большинства непрерывных осадочных разрезов отсутствие памяти скорее является результатом медленной, постепенной латеральной миграции определенных фациальных условий, чем следствием смены несвязанных, случайных обстановок седиментации. Внутри общей схемы медленное поступательное изменение с течением времени может осложняться более мелкими случайными событиями, которые мы не в состоянии объяснить особыми причинами. Это могут быть вариации в последовательности изменений мощности слойков косослоистой серии внутри речной песчаной залежи с уменьшающимся вверх по течению размером зерна, когда мощность слоя, как и размер зерна, постепенно уменьшается к верхней части залежи. Несмотря на то что в этом случае мы имеем удачное сочетание всего комплекса процессов, мы тем не менее не можем дать полного и определенного объяснения последовательных, от слоя к слою, вариаций мощности слойков в косо-

Фиг. 11-5. Древовидная диаграмма, основанная на матрице переходов, показанной на фиг. 11-4.

Из такой диаграммы можно вывести и рассчитать вероятность для различных направлений. Например, вероятность последовательности алевролит — алевролит — песчаник получается как $p_{2\,2} \cdot p_{2\,1} = 0{,}4 \cdot 0{,}4 = 0{,}16$, тогда как вероятность последовательности алевролит — глинистый сланец — песчаник составляет $p_{2\,3} \cdot p_{1\,3} = 0{,}2 \cdot 0{,}3 = 0{,}06$.

слоистой пачке. Таким образом, распознавание следов *случайных* событий и вероятного перехода от одного эпизода седиментации к другому кажется наиболее верным путем изучения осадконакопления. Если память коротка и охватывает лишь одну предыдущую стадию, то седиментационный процесс относится к типу 1 модели Маркова, если две, то относится к типу 2 и т. д. Крамбейн [106] опубликовал краткое описание путей применения моделей Маркова к седиментации, а Аллен [4] применил эту концепцию к фациальным переходам в аллювиальных циклических отложениях, характеризующихся уменьшением зернистости вверх по разрезу. Однако независимо от длительности памяти анализ становится более наглядным при построении древовидной диаграммы (фиг. 11-5) на основе матрицы переходов или путем моделирования идеального цикла, в котором использована матрица перехода для оценки вероятности переходов между различными стадиями цикла.

Вертикальный профиль и концепция цикла помогают построению модели осадочного процесса вообще. Такая модель, если она хорошо построена, делает возможной более точную фациальную реконструкцию. Вишер [237] предложил различать шесть моделей седиментации песка и подчеркнул их распространение по стратиграфической вертикали.

Традиционное использование вертикальных профилей в подземных разрезах было бы наиболее эффективным, если бы электрокаротажные и другие геофизические диаграммы можно было непосредственно увязать с условиями седиментации. Другими словами, вместо обычного определения литологии и мощности пород определять *непосредственно* по этим данным тип песчаных отложений, т. е. относятся они, например, к береговым валам или к выполнению речных русел. Первые попытки в этом направлении предпринял Крюгер [104], который выделил девять различных типов геофизических моделей контакта песок — глинистый сланец, положив в основу геологический характер контакта (резкий; постепенный без глинистых прослоев; постепенный с глинистыми прослоями). Он привел графические и фактические примеры оценки строения электрокаротажных диаграмм для некоторых главных типов песков. И хотя необходимо еще гораздо больше исследований для прямой фациальной интерпретации данных электрокаротажных диаграмм, именно они при систематическом картировании различных их схем обещают дать максимум информации, которую можно собрать при изучении подземных вертикальных профилей.

## ОТЛОЖЕНИЕ ПЕСКОВ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕСЧАНЫХ ТЕЛ В ГЛАВНЫХ ТИПАХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК

В этом разделе наша задача состоит в кратком описании процессов, благодаря которым происходит концентрация песка в форме определенных тел в различных фациальных условиях, и выделении характерных особенностей конечной аккумуляции. Действуя таким образом, мы смело используем весь необходимый предыдущий материал, поскольку проблема определения обстановки отложения песчаных тел такова, что может охватить почти все аспекты седиментации (фиг. 11-6). Но прежде чем перейти к описанию процессов, необходимо определить, что мы понимаем под словами «обстановка осадконакопления».

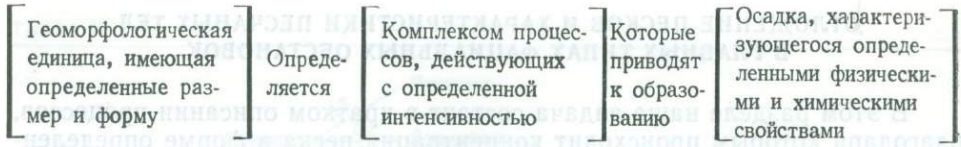
**Общие представления об обстановках.** Термин «обстановка осадконакопления» весьма широко используется в литературе по седиментологии, хотя его точное значение слишком часто остается неопределенным. Ниже рассмотрены различные случаи его применения и предлагается определение.

Наиболее ограниченно понимание этого термина, вероятно, тогда, когда им обозначают пределы колебаний физических или химических переменных, например: pH больше 7, отношение изотопов $^{18}O/^{16}O$ меньше некоторой произвольной величины, или даже «высокую» или «низкую» степень турбулентности.

С совершенно иных позиций подходят исследователи, использующие в качестве главного признака «высокую» или «низкую» энергию, — обычно подразумевая кинетическую энергию. Сейчас нет единого способа для оценки величины энергии по отношению к древним песчаникам. Например, такие характеристики древних песков, как размер зерен, отношение песок/глина, мощность слоев, используются как качественная мера мощности потока, хотя точное их значение еще мало исследовано.

Точка зрения, основанная на представлениях о «процессе», хорошо обоснована Крамбейном и Слоссом [109], которые определяют обстановку осадконакопления как «комплекс физических, химических и биологических условий, при которых происходит накопление осадка». Шепард и Мур [213] определяют обстановку осадконакопления как «пространственную единицу, в которой внешние физические, химические и биологические условия и факторы, влияющие на развитие осадка, достаточно постоянны для образования определенного типа отложений». Это определение весьма близко к геоморфологической концепции обстановки осадконакопления, высказанной Твенхофелом [234]. Он придавал особое значение геоморфологическим единицам, выделяемым на основе совокупности переменных параметров.

Фиг. 11-6. Главные составляющие анализа обстановки осадконакопления.




Фиг. 11-7. Взаимосвязь геоморфологии, процессов и возникающих осадков [167].

Наиболее широким и содержательным пониманием термина «обстановка осадконакопления», особенно применительно к древним осадкам, является, по-видимому, геоморфологическое. Обстановка осадконакопления определяется специфическим набором физических и химических параметров, отвечающих геоморфологической единице определенного размера и формы. Побережье, коса, подводная песчаная гряда в Северном море или ряд прибрежных дюн — все эти элементы удовлетворяют такому определению. На фиг. 11-7 представлены связи между геоморфологической единицей, осадочными процессами и возникающим в результате осадком и показано, что анализ обстановки осадконакопления должен быть в основном палеогеоморфологическим. Следовательно, реконструируя обстановку осадконакопления, седиментолог становится по существу геоморфологом.

Оптимистический подход допускает, что можно восстановить фациальные условия прошлого на основании комплекса переменных, отвечающих соответствующим свойствам горных пород. Почти во всех случаях без исключения необходим *комплекс,* или *комбинация,* переменных, поскольку одна переменная почти наверняка окажется недостаточно характерной. Например, турбулентность может оказаться одинаковой по типу и интенсивности позади песчаной волны как в реке, так и на мелководном морском шельфе.

Выбор переменных параметров ограничен теми, которые оставляют прочный след в песке. Это можно иллюстрировать на примере такой химической переменной, как pH. Хотя можно определить pH подземной воды в песчанике, он не обязательно будет отвечать pH среды его накопления. Однако можно при благоприятных обстоятельствах утверждать, что определенные минералы песчаника указывают на очень большую величину pH во время его формирования, потому что особенности строения породы свидетельствуют, что эти минералы скорее первичные, чем диагенетические. Такой вывод является важным, поскольку большие величины pH связаны с определенной щелочной обстановкой осадконакопления в озерах, судя по данным химии, палеогеографии и изучения современных осадков. Вообще, чем больше параметров, тем лучше, но в повседневной практике обычно используют пять — десять таких переменных величин. На табл. 11-2 представлен перечень параметров, важных для определения обстановки накопления песчаных отложений.

Мы полагаем с известной долей оптимизации, что определенный комплекс процессов, действующих с данной интенсивностью, образует уникальную залежь определенного постоянного размера и формы. И хотя это в общем может быть справедливо, особенно для более крупных геоморфологических единиц, нельзя утверждать, что подобное соответствие геоморфологической единицы, процессов и производных осадков всегда имеет место.

Различают семь главных обстановок образования песчаных тел: аллювиальные, дельтовые, приливо-отливные, турбидитные, пляжевые и барьерных островов, мелководноморские и эоловые. Эти типы описаны с точки зрения петрологии, структуры, осадочных текстур, приуро-

Таблица 11-2

**Параметры песчаных тел, отражающие обстановку накопления**

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ

А. Форма
  1. Удлиненная
    а. Искривленная:
      1) при меандрировании,
      2) при разветвлении,
      3) при бифуркации
    б. Прямолинейная
    в. Соотношение с простиранием береговой линии
  2. Пласты (покровы)

Б. Соотношения по латерали и вертикали
  1. Непрерывное простирание
    а. Фациальные изменения
    б. Осцилляционные или циклические соотношения
  2. Прерывистое простирание
    а. Несогласие
    б. Структурное срезание

В. Литологические ассоциации
  1. Область распространения и распространенность типов пород
  2. Распределение литофаций по площади

ПЕРВИЧНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ И СЛОИСТОСТЬ

А. Неорганические текстуры
  1. Косая слоистость
  2. Знаки ряби
  3. Линейность течения
  4. Донные знаки
  5. Деформационные текстуры
  6. Небольшие русла
  7. Глинистые катуны и обломки глинистых сланцев

Б. Ходы червей, отпечатки следов, борозды ползания

В. Характер и закономерности слоистости

Г. Изменчивость ориентированных текстур

Д. Вертикальная последовательность напластования и текстур

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ

А. Минералогия
  1. Первичная
  2. Диагенетическая

Б. Структура
  1. Размер зерен
  2. Форма и окатанность
  3. Структура поверхности зерен
  4. Сложение
    а. Контакты соприкосновения («зерно к зерну»)
    б. Ориентировка структурообразующих зерен
  5. Вертикальная последовательность структур

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ

А. Автохтонные окаменелости

Б. Аллохтонные окаменелости

В. Специфические формы, указывающие на морские или континентальные условия

Г. Экологические ассоциации

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ

А. Первичные (седиментационные)
  1. Минералы
  2. Изотопы
  3. Органическое вещество
  4. Элементы примеси

Б. Диагенетические (вторичные)
  1. Минералы
  2. Изотопы
  3. Органическое вещество, нефть и газ
  4. Формационные воды
  5. Текстуры: конкреции, нодули, стилолиты и т. п.

ченных к ним ископаемых остатков организмов и литологических особенностей, закономерностей внутреннего строения и внешней формы. Существующие описания песчаных тел различных обстановок варьируют в деталях, поскольку доступная информация сильно различается как по своему характеру, так и по объему.

Песчаные отложения указанных типов обстановок осадконакопления заметно различаются по объему накапливающегося в них песка. Мы осмеливаемся высказать предположение, что аллювиально-дельтовые пески являются наиболее распространенными в геологических разрезах, слагая, возможно, 50% их объема, а турбидитные пески занимают второе место, составляя около 30%. Значительно уступают им по распространенности пески приливной зоны, пляжевые и барьерных островов, эоловые и, наконец, пески морского шельфа. Все последние в совокупности составляют лишь 20% всех древних песков, а возможно, и значительно меньше. Баррел в своем классическом исследовании 1906 г. [12], сохранившем свою ценность и поныне, пришел к выводу, что дельтовые отложения должны существенно превосходить по объему все остальные типы. Вулканокластические песчаники, отложенные в различных обстановках, не получили широкого развития в домезозойских толщах, но слагают значительные объемы кайнозойских и мезо-

зойских песков (гл. 7). Песчаные тела озерного генезиса не выделены в самостоятельный класс потому, что объем их в осадочных толщах незначителен, а по физическим свойствам они мало отличаются от мелководных песков морского происхождения.

Приведенная выше классификация, подобно многим другим, основана на различных классификационных критериях: на агентах формирования (речные, приливо-отливные, эоловые и турбидитные отложения), глубоководности (например, отложения морского шельфа) и формах рельефа (например, барьерные острова). Тем не менее пески указанных семи типов обстановок седиментации, по-видимому, действительно обнаруживают (по крайней мере при современном состоянии наших знаний) определенные природные, отличающиеся друг от друга совокупности свойств. Многие из этих типов обстановок можно подразделить более дробно, например, в обстановке барьерных островов могут проявляться условия пляжа и прибрежных дюн. Хороший пример представляют также обстановки приливных равнин, где можно выделить обстановки засоленных болот, верхних иловых низин, внутренних и внешних песчаных отмелей с *Arenicola*, нижних иловых равнин, нижних песчаных равнин, а также ручьи и пограничные зоны [57]. К сожалению, столь детальное расчленение невозможно в большинстве древних осадков.

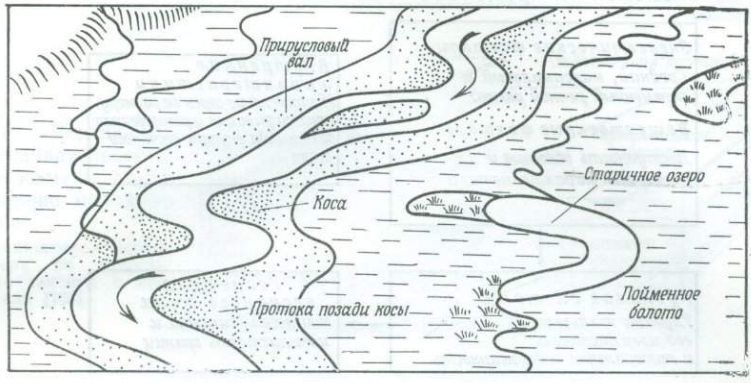
Наконец, мы предложили несколько упрощений, которые, по-видимому, следует подчеркнуть. Необходимо помнить, что границы между обстановками седиментации могут быть постепенными (обычно так оно и есть), что обстановки одного и того же типа могут резко отличаться размерами, «периодом жизни» или устойчивостью в течение геологического времени. Однако в любом случае *систематическое картирование* соответствующих переменных параметров почти всегда оказывается ключом к правильному пониманию, поскольку только картирование может обеспечить информацию, необходимую для построения корректной стратиграфической модели.

**Аллювиальная обстановка осадконакопления.** Вследствие доступности современных аллювиальных отложений о них написано, вероятно, больше, чем о песках любых других обстановок осадконакопления. Более того, существует значительная и, вероятно, даже большая литература по их древним эквивалентам, что отчасти обусловлено повсеместным распространением ассоциации аллювиальных песчаников с угленосными отложениями. Только одни дельтовые отложения могут конкурировать с аллювиальными по объему посвященной им литературы.

Здесь нас в первую очередь интересуют аллювиальные песчаные отложения широких аллювиальных долин на прибрежной равнине или песчаные конусы выноса предгорий, питающиеся за счет воздымающегося по разломам гранитного блока.

*Морфология пойменных равнин.* Ключом к пониманию большинства древних аллювиальных отложений являются происхождение и физическая география современных аллювиальных пойменных долин. Ниже мы суммируем те существенные особенности пойменных долин, которые важны для изучения песчаных отложений, опираясь на опубликованные исследования [2, 64] и работы Геологической службы США по физической географии и гидравлике рек.

Главными характеристиками аллювиальной равнины являются схема распределения русел, кос и прирусловых валов, а также очертания внутренней пойменной долины (поймы), пересохших русел и срезанных меандр (называемых также старицами или старичными озерами) и внешней пойменной равнины, или пойменного болота (фиг. 11-8). В зависимости от наличия песков и от климата здесь могут также присут-

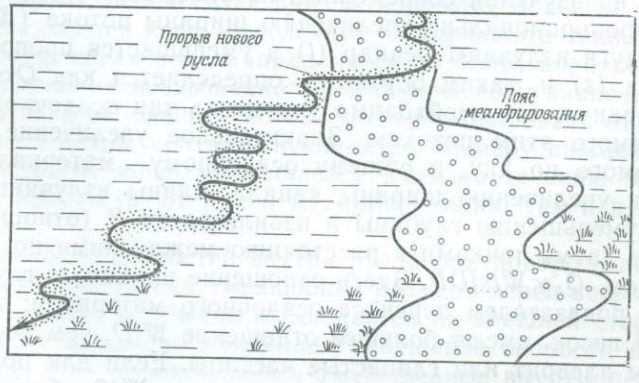



Фиг. 11-8. Характерные черты строения пойменной долины.

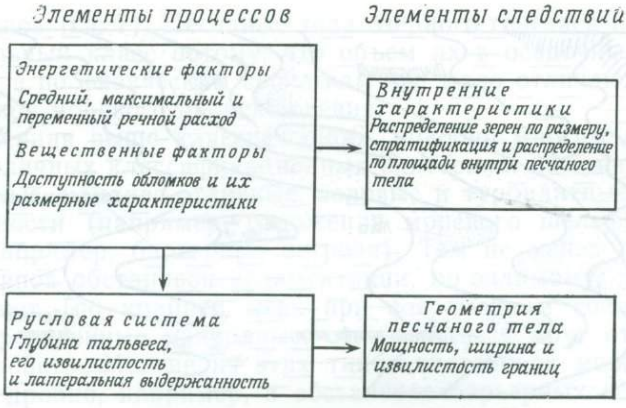
ствовать эоловые отложения. Сама пойменная долина состоит из русловых песков и гравия вместе с перекрывающими берега отложениями алеврита и ила и может включать скопления растительного материала в болотах, которые позднее дают начало торфу и углю. Русловые отложения, в большинстве случаев представленные песком, обычно значительно превосходят по массе отложения, перекрывающие берега. Для древних накоплений это кажется особенно характерным, вероятно, вследствие трудности разделения перекрывающих берега аллювиальных илов и алевритов и морских илов, лишенных фауны.

Речной поток на пойменной равнине может быть прямолинейным, меандрирующим или разветвленным, наиболее обычен меандрирующий. Меандры, как правило, образуют пояса меандрирования (фиг. 11-9), внутри которых накапливается песок, слагающий косы на внутренней стороне меандр, с характерным уменьшением зернистости вверх по течению. Миграция пояса меандрирования осуществляется путем внезапного перемещения русла реки: поток неожиданно покидает старое русло, прорвав естественный вал. Прорыв возникает благодаря тому, что вертикальное разрастание отложений вблизи от русла приводит к поднятию пояса меандрирования над остальной пойменной долиной, что продолжается до тех пор, пока во время паводка поток не прорвет свой естественный вал в пониженной части аллювиальной долины.

Речной расход (воды) является существенной величиной, которая определяет схему и масштаб большинства характерных особенностей




Фиг. 11-9. Новое русло, пояс меандр и пойменные илы.




Фиг. 11-10. Вероятная модель для аллювиальных песчаных тел, отражающая соотношение процессов и их следствий.

пойменной долины. Тип и количество обломочного материала играют второстепенную роль. У большинства рек паводок наблюдается по крайней мере один раз в год, и в это время вследствие высокого расхода воды русло эродируется, причем песок и гравий переотлагаются вдоль русла, а ил и алеврит — несколько дальше, определяя тем самым топографию пойменной равнины. Одна из возможных моделей аллювиальных песчаных тел изображена на фиг. 11-10, где расход и обломочный материал сложным и не совсем еще понятным образом взаимодействуют с русловой системой, определяемой такими параметрами, как уклон течения, глубина тальвега, извилистость русла и его латеральная стабильность. Количество и природа обломочного материала зависят от типа пород, рельефа, расхода воды и климата. Действуя совместно, эти энергетические и материальные факторы определяют размер зерен и стратификацию аллювиального песчаного тела, тогда как водный режим наиболее важен для таких параметров, как мощность небольшого тела, его ширина и извилистость краев.

Понять морфологию пойменной долины можно, рассматривая поведение отдельных речных русел, в частности взаимоотношения между их глубиной, расходом воды, длиной дуги излучины, обломочным материалом, увлекаемым по дну, и т. д., охватывая то, что в целом получило название *геометрии гидравлики потока* [119]. Ключевым вопросом является влияние вариаций расхода и переносимого обломочного материала в потоке на его ширину, глубину и извилистость. Шамм [196], основываясь на изучении современных потоков, нашел, что расход ($Q$) возрастает пропорционально увеличению ширины потока ($W$), глубины ($D$), длины дуги излучины меандр ($l$) и уменьшается пропорционально уклону русла ($s$) и, таким образом, определяется как $Q \propto WDl/s$. Он также подчеркнул, что необходимо учитывать тип осадочного материала, переносимого этим потоком. Значительное увеличение отношения груза, влекомого по дну, к общему осадочному материалу в потоке ($Q_s$) ведет к увеличению ширины канала, длины излучины меандр и уклона и к уменьшению глубины и извилистости $P$ (отношение длины русла между двумя точками к расстоянию между ними по прямой), и, таким образом, $Q_s \propto Wls/DP$. Здесь отношение ширины к глубине русла оказывается показателем переноса осадочного материала: так, потоки, переносящие песок, имеют большее отношение $W/D$, чем несущие главным образом алеврит или глинистые частицы. Если для потока характерно волочение материала по дну, то значение $W/D$ обычно превыша-

Фиг. 11-11. Вертикальная последовательность отложений косы на внутренней стороне меандрового изгиба.

Видно уменьшение зернистости вверх по разрезу, направление течения в сторону читателя [168].

ет 40, в потоках, содержащих 5—20% алевритового или глинистого материала, *W/D* варьирует от 10 до 40 [196]. В потоках, которые переносят осадок преимущественно во взвешенном состоянии, отношение *W/D* менее 10.

*Современные аллювиальные пески.* Мы придаем здесь первостепенное значение тем процессам отложения в руслах, которые определяют хорошо обоснованную стратиграфическую модель формирования аллювиальных песчаных тел (табл. 11-3). Возникают два главных вопроса: чем обусловлено уменьшение зернистости вверх по разрезу песчаного тела и что определяет его мощность и геометрию внешней формы? Многие из проблем, возникающих при изучении аллювиальных песков, сосредоточены вокруг этих двух вопросов.

Вертикальная последовательность отложений кос (фиг. 11-11) представляет собой ключ к пониманию приуроченности тонкозернистых осадков к верхним частям аллювиальных отложений. В идеале существуют четыре различные фации: базальные пески тальвега со слабо проявленной слоистостью, они могут содержать гравий и валуны; косослоистые пески отложений кос; волнистослоистые (рябь) и горизонтальнослоистые тонкозернистые пойменные пески и алевриты внутренних пойменных равнин. Базальные тальвеговые пески со слабо проявленной слоистостью обычно составляют лишь малую часть общего разреза и могут оказаться неотличимыми от преобладающих песчаных отложений кос. Линейность на плоскостях напластования может встретиться в любой из четырех фаций, но она наиболее характерна для волнистослоистой со знаками ряби и горизонтально слоистой фаций. Во время паводка все четыре фации отлагаются одновременно в различных частях мелководья. Песок и гравий, смываемые с противостоящего, подмываемого берега, переносятся вниз и, вероятно, большей частью отлагаются на следующей косе. Отделенное валом болото также формируется при паводке, когда вода направляется по более короткому и прямому пути у подножия возвышенности. Размеры косы зависят от размера реки: длина их в небольшом потоке может варьировать от 30—90 м до 7 км и более в реках, соответствующих по размеру нижней части Миссисипи. Крупность зерен уменьшается вниз по течению вдоль гребня косы. Косы присутствуют как в меандрирующих, так и в прямолинейных руслах.

Распределение скоростей внутри русла при повороте потока объясняет до некоторой степени уменьшение размера зерен вверх по разрезу. Наибольшая скорость обычно наблюдается на внешней стороне излучины; существует примерно линейное уменьшение скорости по направлению к берегу, что сопровождается уменьшением высоты песчаных волн

Таблица 11-3

**Характерные особенности аллювиальных песков**
(аллювиально-пролювиальные отложения исключены)

Петрология

Обломочные. Много глинистой гальки и глинисто-галечных конгломератов. Обычны обугленные обломки. Петрографически незрелые или умеренно зрелые. Гальки и валуны, в случае если они присутствуют, могут быть местными и принесенными издалека. Цемент обломочный и химический. Окаменелостей мало или отсутствуют

Структура

Сортировка плохая до умеренной. Отношение зерна/матрикс среднее или низкое. Много алевритового материала в тонкозернистой фракции. Тенденция к слабой окатанности. Сильная изменчивость

Седиментационные текстуры

Асимметричные знаки ряби и широкое проявление отчетливо ориентированной косой слоистости, обычно унимодальной. Линейность течения и деформационные текстуры обычны, редкие акцессорные минералы. Слои большей частью имеют лентовидную форму с эрозионным размывом. Присутствуют борозды ползания и отпечатки следов

Внутреннее строение

Сильная асимметрия. Уменьшение кверху размеров зерен и мощности слоев, возможно появление конгломерата вблизи от основания. Крупные, выполняющие русла песчаные тела обычно более грубозернисты, чем более мелкие тела

Размер, форма, ориентировка

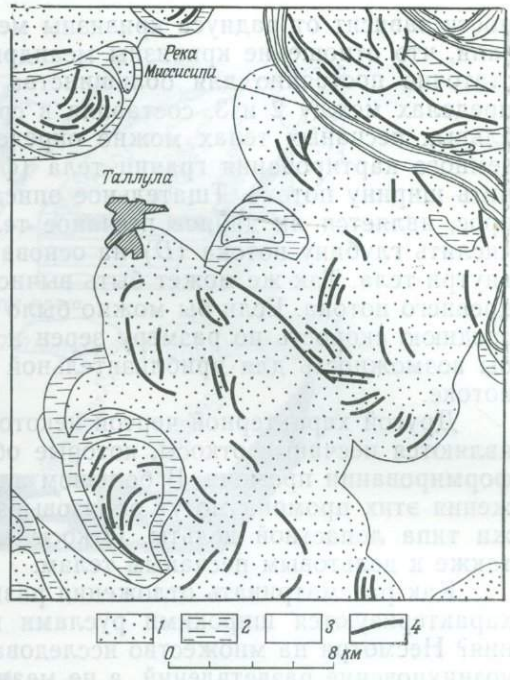
Обычно сильно вытянуты. Ширина колеблется от 15—20 м до 50 км в сложных руслах. Рисунок ветвистый, сетчатый и бифуркационный. Удлинение вниз по течению. Великолепная корреляция внутренних ориентированных текстур и удлинения

Типы ассоциирующих осадочных пород

По вертикали: перекрываются алевритовыми глинистыми сланцами обычно аллювиального происхождения. Возможно присутствие торфа и угля. Базальный контакт обычно резко несогласный. Полициклические песчаные тела. В смешанных разрезах прослои морских осадков. По латерали: алевритовые глинистые сланцы и алевролиты, содержащие обычно в значительном количестве углеродистый материал, а также корни, листья, стволы растений. Многократно повторяющиеся по латерали песчаные тела. Корреляция обычно затруднительна

(мощности косослоистых серий) в направлении вверх по течению и уменьшением размера зерен, так как оба явления связаны между собой. Таким образом, если двигаться по дну от тальвега к внутренней стороне меандрового изгиба, то обнаруживается уменьшение высоты песчаных волн и размера зерен по мере снижения скорости и, таким образом, возникает наблюдаемое вверх по течению уменьшение мощности слоев и размера зерен. Аллен [4] предложил количественное объяснение причин уменьшения крупности зерна вверх по разрезу в аллювиальных циклах, основанное на комбинации гидравлических и эмпирических соотношений, наблюдаемых в речных излучинах. Такие циклы могут включать в себя субциклы мощностью 1—6 м, которые характеризуются резким нижним контактом и уменьшением размера зерен по направлению к кровле. Они, согласно Меккелю, приурочены к главным паводкам [142].

Присуще ли утонение кверху в аллювиальных песках только косам? Мы полагаем, что нет. Перемена русла при прорыве берега (фиг. 11-9) также вызывает утонение кверху. Подобно формированию кос, резкое изменение русла реки представляет собой распространенную особен-




Фиг. 11-12. Песчаное тело, отложенное на месте пояса меандрирования старого русла Миссисипи.

Следует обратить внимание на извилистость краев. *1* — преимущественно песчаные отложения кос, *2* — пересохшие русла с большим количеством алеврита и ила, *3* — илы болот, отделенных валом, *4* — меандровые болота [96].

ность пойменных равнин. Другими факторами являются следующие два: повышение базиса эрозии и снижение рельефа в области размыва.

Что определяет мощность отдельного цикла аллювиального песчаного тела? По-видимому, разумно полагать, что никакая коса не может иметь мощность бóльшую, чем глубина максимального размыва (при паводке), вызванного смежным потоком. Например, в такой большой реке, как Миссисипи, в ее нижней части отложения кос могут достигать мощности 60 м, такова же глубина размыва здесь во время паводка. При использовании этого критерия для оценки глубины потоков в древних аллювиальных песках необходимо, конечно, быть очень внимательным, чтобы удостовериться, что данное песчаное тело не является полициклическим.

Что же можно сказать о ширине аллювиального песчаного тела? Хотя одновременное повышение расхода и величины отношения количества материала, перемещаемого волочением по дну, к общей массе обломочного материала в потоке и сопровождается расширением потока, мы не можем непосредственно использовать это соотношение для определения ширины песчаного тела, которое обычно отражает ширину одного или нескольких поясов меандрирования, а не просто ширину потока. А в большой аллювиальной долине ширина пояса меандрирования может быть просто пропорциональной времени — чем больше промежуток времени, тем больше возможность к перемещению русла потока вперед и назад, а следовательно, и образования более широкого пояса меандрирования и песчаного тела. Поскольку время является критическим фактором, по-видимому, вероятность обнаружить аналитическую связь между шириной песчаного тела и его мощностью весьма невелика.

Характерной чертой аллювиальных песчаных тел являются их неровные извилистые края (фиг. 11-12), которые возникают при соприкосновении меандрирующего потока с илами или алевритами внешней пойменной равнины или отделенного валом болота. Степень изрезан-

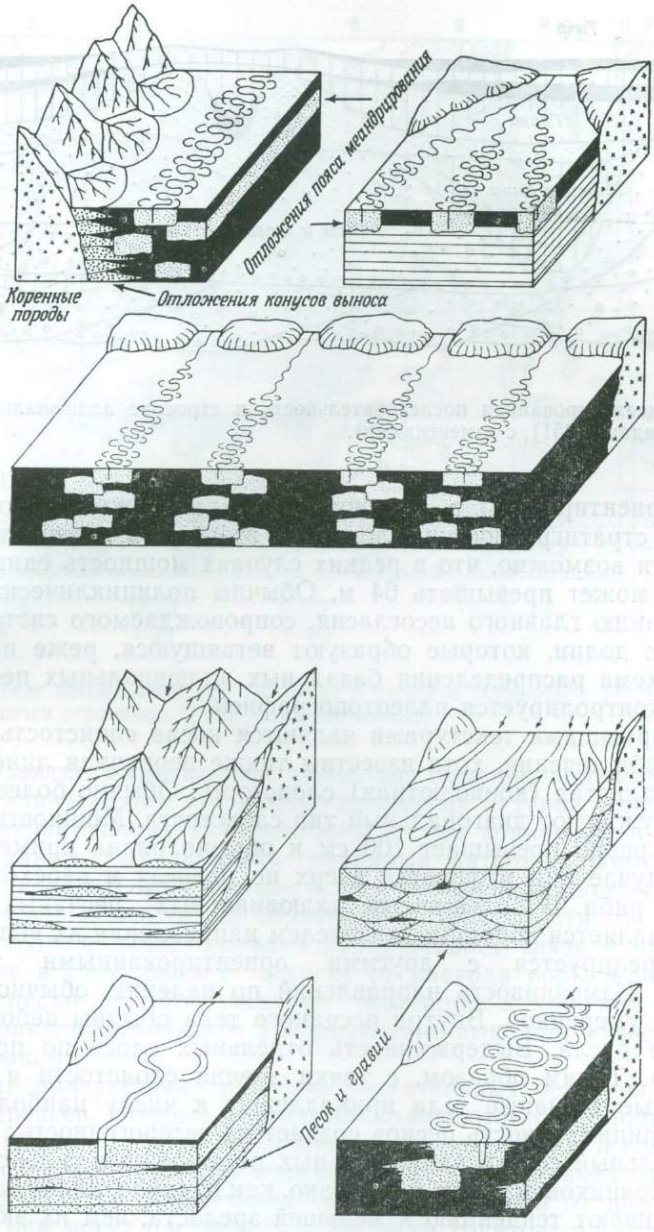
ности зависит от радиуса кривизны меандр. Леополд и др. [119] показали, что отношение кривизны меандры ($r_c$) к ширине потока ($W$) достаточно постоянно для большинства потоков и обычно заключено в пределах между 2 и 3, составляя в среднем 2,7. В некоторых аллювиальных песчаных телах можно определить $r_c$ путем тщательного подземного картирования границ тела (фиг. 11-12) и таким образом оценить ширину потока. Тщательное описание керна позволяет решить вопрос, является ли данное песчаное тело полициклическим; можно вычислить глубину потока ($D$) на основании мощности единичных циклов внутри тела. Так же может быть вычислено и отношение $W/D$ для этого древнего потока. Если бы можно было каким-либо способом определять среднюю скорость по размеру зерен и стратификации, тогда открылась бы возможность для приблизительной оценки расхода воды в древнем потоке.

Другой характерной чертой некоторых аллювиальных песчаных тел являются песчаные откосы, которые образуются во время паводка при формировании промоин. В большом аллювиальном песчаном теле отложения этих промоин могут образовывать ответвления от главной залежи типа лопастной дельты. Откосы могут, конечно, быть приурочены также к дельтовым песчаным телам.

Как рассматривать отложения разветвленных рек, протоки которых характеризуются широкими руслами и частым изменением направления? Несмотря на множество исследований, факторы, обусловливающие возникновение разветвлений, а не меандр, еще не совсем понятны, хотя можно предполагать, что важным фактором в этом случае может быть слишком большое для одного русла количество обломочного материала [119]. Неясно, можно ли различать между собой древние песчаники, отложенные ветвящимся потоком и меандрирующей рекой. Однако Берг и Кук [19] полагают, что песчаные отложения пояса меандрирования должны отличаться более единообразным распределением мощностей, чем отложения разветвляющегося потока.

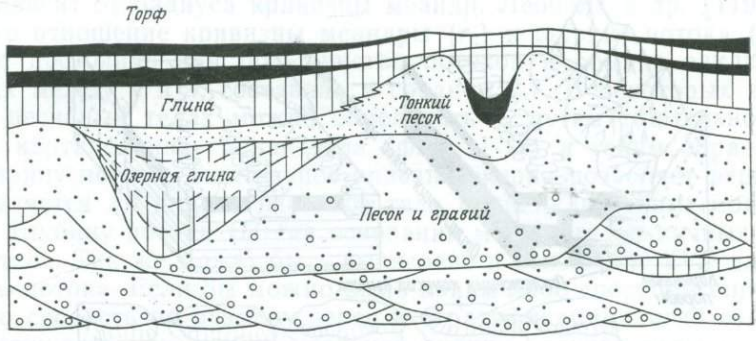
Все вышесказанное свидетельствует о том, что по мере увеличения наших знаний об отложениях, образованных различными типами потоков, мы все более точно характеризуем палеогидрологию древних аллювиальных песков и, таким образом, лучше определяем палеоклиматические и тектонические условия, в которых эти пески были отложены. Попытка подобного рода реконструкции была предпринята Шаммом [197] в его исследовании реки Маррамбиджи и ее палеорусел в Новом Южном Уэльсе. Используя материалы многочисленных предшествующих исследований, особенно данные почвенных карт, Шамм сравнивает современную узкую, глубоко врезанную и извилистую речную систему, которая транспортирует малую массу песка, с двумя системами древних русел: более молодой, названной унаследованной системой русел, и более древней, именуемой первичными руслами потоков. Унаследованные речные русла подобны современным, но отличаются большими размерами, тогда как первичные русла относительно прямолинейны и выполнены косослоистым песком. Поскольку Шамм имел возможность сравнить палеопотоки по расходу воды и количеству осадочного материала с современной рекой Маррамбиджи, он смог использовать опыт изучения гидравлических параметров современных потоков. В качестве главной причины изменения характеристик древних потоков системы Маррамбиджи приняты изменения климата в течение исторического периода. Эйхер [54] попытался оценить градиенты потоков на примере аллювиальных осадков мелового возраста в западной части США.

*Древние аллювиальные песчаники.* Различные главные фации аллювиальных песков представлены на диаграмме фиг. 11-13.




Фиг. 11-13. Идеализированные схемы распределения аллювиальных песков ([2], с изменениями).

Большинство аллювиальных песчаников залегает с несогласием в подошве; разрез многих из них начинается с базальных гравелитов, и затем кверху по разрезу грубость зерна уменьшается (фиг. 11-14). Ширина залежей аллювиальных песчаников колеблется от 32 м до 48 км в случае сложного строения их в результате миграции пояса меандрирования по аллювиальной долине. Латеральные границы песчаных тел могут быть слабо или сильно извилистыми (фиг. 11-15), причем последнее определенно указывает на аллювиальное происхождение. Отложения береговых откосов также могут присутствовать, и

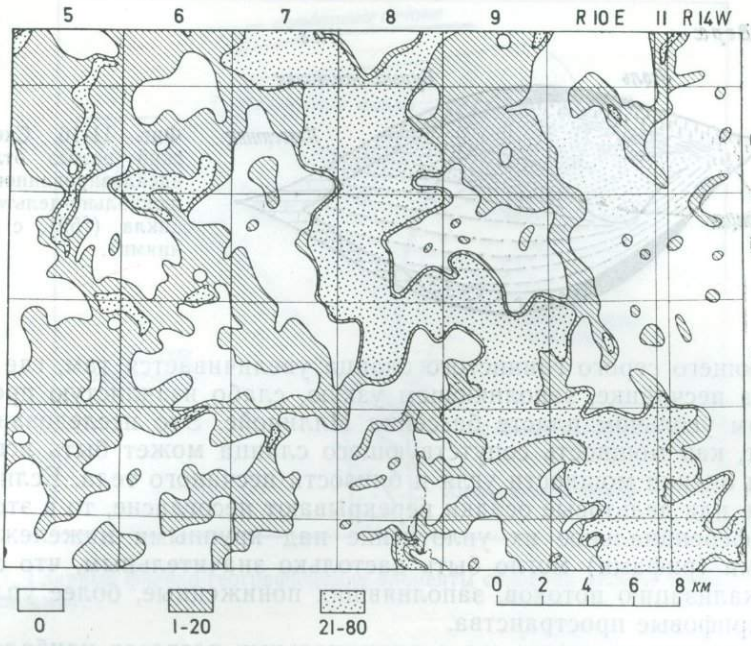



Фиг. 11-14. Идеализированная последовательность и строение аллювиальных отложений в Нидерландах ([251], с изменениями).

если они ориентированы в сторону общего погружения, то образуют прекрасные стратиграфические ловушки. Мощность колеблется от 1—2 до 32 м, хотя возможно, что в редких случаях мощность единого песчаного цикла может превышать 64 м. Обычны полициклические залежи. По простиранию главного несогласия, сопровождаемого системой резко углубленных долин, которые образуют ветвящуюся, реже прямоугольную сеть, схема распределения базальных аллювиальных песков почти полностью контролируется палеотопографией.

Доминирующими текстурами являются косая слоистость и различные типы ряби течения, хотя известны также первичная линейность течения и извилистая (конволютная) слоистость. Обычно более половины слоев обнаруживают диагональный тип слоистости. Мощность косослоистых пачек редко превышает 100 см и обычно равна примерно 30 см. В любом случае они утоняются вверх по разрезу и переходят в слои со знаками ряби. В большинстве аллювиальных песчаных тел косая слоистость является хорошим указателем направления их вытянутости и четко коррелируется с другими ориентированными текстурами (фиг. 4-27). Изменчивость направлений по падению обычно невелика, может быть умеренной. Внутри песчаного тела обычны небольшие второстепенные русла. Выдержанность отдельных слоев по простиранию ограниченна. Таким образом, с точки зрения слоистости и структуры аллювиальные песчаные тела принадлежат к числу наиболее неоднородных. Полицикличность песков создает их гетерогенность.

Минеральный состав аллювиальных песчаников в сильной мере зависит от источников материала. Однако, как правило, аллювиальные пески обнаруживают тенденцию к меньшей зрелости, чем их эквиваленты, претерпевшие более дальний перенос. В какой-то мере это в большинстве случаев является следствием омоложения рельефа питающей провинции. Этому также благоприятствует незначительный износ песчаного детрита при аллювиальном переносе в отличие, например, от прибрежных условий. Типично, что аллювиальные песчаники являются лититовыми аренитами или даже лититовыми вакками. Пейн и Мейерхоф [152] приводят десять петрографических критериев (для наблюдения в шлифах), которые в совокупности позволили отличать речные условия от морских в позднетретичной формации Катахула в Луизиане. Критерии речного происхождения включают структурные и минералогические признаки малой зрелости: отсутствие морских окаменелостей (при наличии некоторых абрадированных пресноводных форм), редкость находок глауконита (за исключением отдельных абрадированных зерен) и

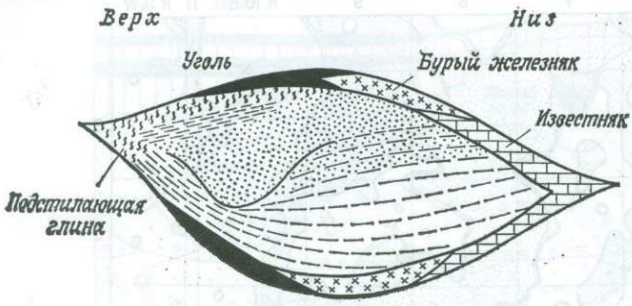



Фиг. 11-15. Тело пенсильванского песчаника в бассейне Иллинойс с отчетливо проявленным меандровым строением ([166], с изменениями).

слабое развитие минеральных цементов. Вообще, аллювиальные пески содержат значительное количество глинистых катунов, могут заключать в себе переработанные глинисто-железистые конкреции и в некоторых случаях принесенный издалека гравийный материал. Цементирующими агентами являются обломочные и хемогенные компоненты. Модальный диаметр зерен меняется по вертикали в зависимости от положения в песчаном теле, а также нередко обнаруживает связь с размером русла, которое в свою очередь зависит от расхода воды в потоке. Аллювиальные пески не обнаруживают тенденции к хорошей сортировке зерен, а гранулометрическое распределение выявляет «хвост» в области тонких фракций.

Иногда присутствуют обломки растительных остатков, корешков и стволов деревьев, которые обычно накапливаются близ подошвы. Аллювиальные пески, как правило, лишены остатков фауны и содержат лишь немногочисленные раковины пресноводных или солоноватоводных организмов, чаще всего образующих скопления вблизи от дна русел. Впоследствии они могут растворяться кислыми грунтовыми водами, связанными с торфами. В мезозойских и более молодых аллювиальных песках могут присутствовать скопления остатков позвоночных.

Продольный разрез по падению циклического напластования (циклотемы) отображает (фиг. 11-16) особенности литологии отложений, ассоциирующих с речными дельтовыми песчаниками. Они включают в себя другие типы осадков прибрежной равнины, а также торф, лигнит или уголь, от которых песчаное тело должно быть отделено базальным несогласием, если оно является частью цикла, включающего в себя морские отложения. Почти всегда присутствуют алевриты и алевролиты, перекрывающие тело либо замещающие его по простиранию, так как эти породы генетически связаны с песками. Мощность слоев алевритов может увеличиваться близ песчаного тела, что полезно учитывать при геологоразведочных работах. Хопкинс [88] показал, что мощность пе-

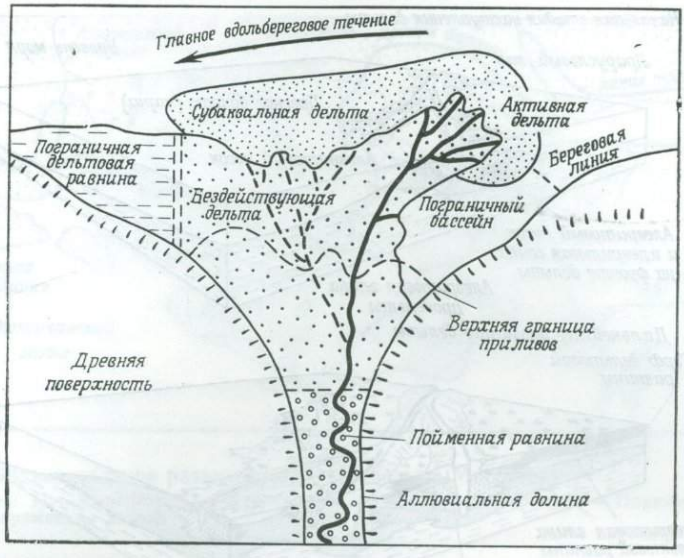



Фиг. 11-16. Схематический разрез отложений идеализированного аллювиально-дельтового цикла ([59], с изменениями).

рекрывающего серого глинистого сланца увеличивается там, где он залегает на песчанике, заполняющем узкую, слабо извилистую промоину в главном угольном пласте бассейна Иллинойс. Это исследование показывает, как мощность сопутствующего сланца может быть использована для оценки мощности угля и близости песчаного тела. Если аллювиальные или дельтовые осадки перекрывают несогласие, то в этом случае дифференциальное их уплотнение над крупными нижележащими выступами (рифами) могло быть настолько значительным, что определяло локализацию потоков, заполнявших пониженные, более уплотненные межрифовые пространства.

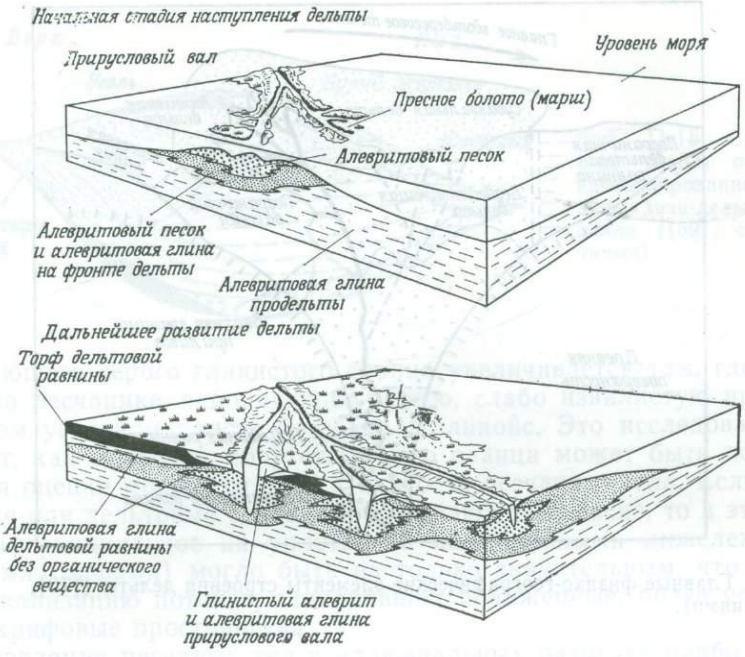
Корреляция песчаных тел в аллювиальных разрезах наиболее просто осуществляется с помощью сопутствующих пластов угля, или торфа, или тонких прослоев морских известняков в тех случаях, когда они присутствуют. Если таких сопутствующих маркирующих горизонтов нет или они недостаточно устойчивы, корреляция отдельных песчаных залежей может оказаться фактически невозможной. Удлиненная форма аллювиальных песчаных тел, размыв у их основания и дифференциальное уплотнение пород вокруг них придают им характер наиболее невыдержанных элементов стратиграфических разрезов («неслоистый пирог»).

Песчаные тела конусов выноса обычно более грубозернисты, чем пески речных долин. Типичны плохо сортированный гравий и даже валуны, причем песок местами может быть в подчиненном количестве, особенно вблизи от источников сноса. Эти породы петрографически весьма незрелы; их состав обычно тесно связан с составом подстилающих пород. В размерности зерен наблюдаются большие перепады по направлению течения, что устанавливается по падению косослоистых серий при удалении от вершины конуса выноса. Во многих случаях уменьшение размера гальки и гравия можно приблизительно оценить с помощью закона Штернберга. Довольно часто наблюдаются ленточная слоистость, текстуры заполнения промоин (cut-and-fill) и внутрислоевые выполнения русла. Весьма различна структура отдельных образцов. По своим формам песчаные залежи аллювиальных конусов выноса выклиниваются вниз по падению и, по-видимому, имеют сложное строение (фиг. 11-13). Сливаясь в латеральном направлении, они могут образовывать валы длиной много миль, параллельные границам области, представляющей собой воздымающиеся по разломам блоки. Мощность образующегося в результате клина, который может протягиваться на тысячи футов, контролируется погружением блока. Булл [26] опубликовал хороший обзор по процессам формирования современных аллювиальных конусов выноса. Стокс [218] рассматривает песчаный горизонт Солт-Уош юрской формации Моррисон в Аризоне как крупный аллювиальный конус выноса. Меккель [141] подобным же образом интерпретировал конгломераты пенсильванской формации Потсвилл в центральных Аппалачах.




Фиг. 11-7. Главные физико-географические элементы строения дельты ([73], с изменениями).

Исследования древних аллювиальных песков проводились многими авторами, особенно песков в угленосных отложениях карбона во всем мире. Ли и др. [118] впервые описали аллювиальные песчаные тела в пенсильванских отложениях северного Техаса. Жемчужников и др. [253, 254] рассмотрели множество примеров из карбона Донецкого угольного бассейна. Обзор исследований палеозойских аллювиальных песков в бассейне Иллинойс составлен Фридманом [72] и Поттером [166]. Превосходное описание форм, осадочных текстур и проницаемости пенсильванского песчаника Робинсон опубликовано Хьюиттом и Морганом [85]. Они установили, что максимум проницаемости располагается параллельно простиранию песчаного тела. Дотри и Хьюберт [49] сообщают о комплексных исследованиях пенсильванских песчаников в Миссури и Канзасе. Шли и Менх [195] рассмотрели морфологию русел, осадочные текстуры и состав юрских рудоносных песчаников «Джекпайл» в Нью-Мексико. Полезное описание песчаных тел плато Колорадо приведены Финчем [62], Уиткиндом и Таденом [247]. Всестороннее исследование, основанное на изучении обнажений и подземных выработок, проведенное Паленом [153], характеризует триасовые аллювиальные песчаники, латеральные эквиваленты которых включают глинистые и эвапоритовые осадки. Используя наблюдения на поверхности и данные по подземному строению, он закартировал в северной Франции русло длиною более 100 км. В классическом раннем исследовании Руби и Басс [185] определили форму русла и в нем направление косой слоистости в меловых песчаниках Дакота, восточный Канзас. Они первыми нанесли ориентировку косой слоистости на карту. Аллювиальный песчаник Кат-Банк в меловых отложениях Монтаны прекрасно изучен с точки зрения седиментационной модели Шелтоном [208]. Риба и др. [178] закартировали третичные русла в провинции Сарагоса и показали, что существует четкая корреляция между направлением погружения косой слоистости и ориентировкой русла. Хотя никаких указаний на применение концепции модели не сделано, но все элементы ее применены в передовом для своего времени исследовании олигоценового подземного резервуара в Техасе, выполненном Нанцем

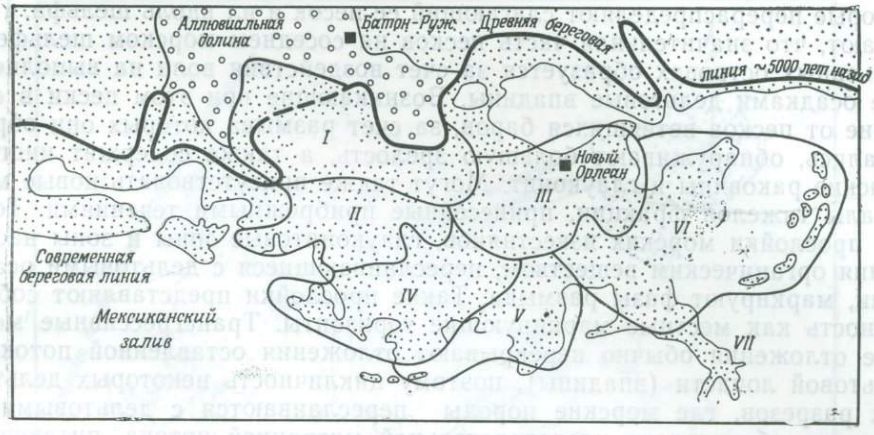



Фиг. 11-18. Пески береговых валов в дельте Миссисипи ([70], с изменениями).

[147]. Изолированные линзы песка также могут встречаться в русловых системах у поверхности несогласия. Подобные залежи иногда оказываются богатыми коллекторами, что уже достаточно давно отмечал Шиарелла [214].

**Дельтовая обстановка.** Дельта представляет собой область, где доминируют процессы накопления, происходящие в стоячей воде там, где речная система разветвляется и откладывает свой обломочный материал. Разветвленная сеть русел создает определенную обстановку отложения песков, существенно отличающуюся от условий аллювиальной долины. Размеры дельт колеблются от нескольких квадратных километров до гигантских площадей, охватывающих тысячи квадратных километров. Некоторое представление о той роли, которую дельты могли играть в древних отложениях, можно получить исходя из того, что только субаэральные части дельт Ганга и Брамапутры, Нигера, Миссисипи, Лены, Ориноко и Нила занимают площади более 20 000 км$^2$ каждая [32]. Более того, многие древние бассейны характеризуются длительной историей дельтовой седиментации. Главные компоненты идеализированной дельты показаны на фиг. 11-17. В дальнейшем описании материала использован ряд опубликованных работ [3, 32, 33, 65, 70, 103, 198].

Процессы осадконакопления в устье рукава реки имеют определенную пространственную схему наслоения песчаных осадков — пески ветвящихся баров (фиг. 11-18). Эти пески определяют строение дельты. Они накапливаются у устья рукавов, тогда как более мелкие алевриты и илы выносятся в суспензиях и отлагаются дальше в направлении к открытому морю. Отложение песчано-алевритовых осадков в дельте, возникающей у устья рукава, было моделировано с помощью вычислительных машин [22]. Рукав действует как прямолинейный желоб или шлюзовой канал, вытекающий из основного потока. Пески ветвящихся баров образуют вытянутые залежи, характеризующиеся гра-




Фиг. 11-19. Поступательное развитие лопастей дельты Миссисипи.
*I* — Байю-Лароз; *II* — Маренго; *III* — Кокодри; *IV* — Теш; *V* — Лафурш; *VI* — Плакмин — Сент-Бернард; *VII* — современная дельта.

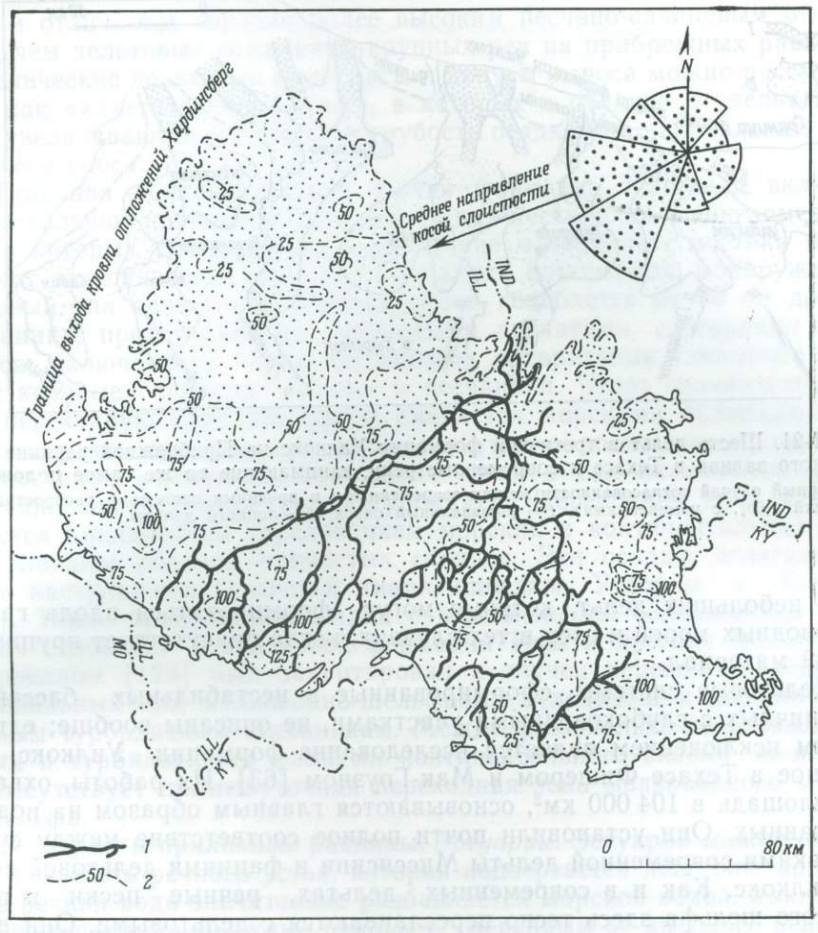
дационным строением основания и возрастающей кверху крупностью зерен, однонаправленной, наклоненной в сторону моря косой слоистостью в верхней части разреза и разнонаправленной ориентировкой косой слоистости в нижней его части, которая образуется в результате воздействия крупной волны переменного направления и деятельности течения в пределах открытого шельфа. Пески ветвящихся баров становятся крупнее кверху, так как место максимума отложения продвигается вперед. В дельте Миссисипи такие пески достигают 75 м мощности [65], но обычно обладают гораздо меньшей мощностью в пределах небольших дельт, образующихся на стабильных кратонах. Отличительными чертами песчаных тел (ветвящихся баров) является их прямолинейность и бифуркация вниз по склону. Бифуркация появляется тогда, когда река промывает прирусловый вал в поисках более короткого пути к морю, обычно во время паводка. В тех случаях, когда дельтовые отложения содержат значительные количества илового материала, прочность его (сила сцепления частиц) может в определенных случаях сохранять русло прямолинейным, несмотря на заполнение все более тонкозернистым кверху песком. Этим можно объяснить формирование некоторых древних, слабо извилистых песчаных тел, которые раздваиваются вниз по течению. Пески ветвящихся баров могут продвигаться вниз по течению, врезаясь в пески, принесенные волнами морского шельфа, и в свою очередь могут оказаться прорезанными позднейшими руслами, которые заполнены аллювиальными песками большей мощности. Этот процесс характеризует нормальное поступательное развитие разветвленных дельтовых песчаных залежей. В подобных наступающих отложениях дельтовых рукавов Колман и др. [34] выявили некоторые проявления осадочных текстур.

В большой дельте быстро погружающегося бассейна вслед за перемещением русла потока следует сперва образование торфа, а затем вторжение моря. Сопутствующими отложениями здесь являются преддельтовые илы, торфы, отложения прируслового вала, отложения морского шельфа (пески и известняки) и аллювиальные отложения. Большинство дельт состоит из последовательно располагающихся друг за другом впадин, подобных тем, которые были описаны в дельте Миссисипи (фиг. 11-19). Когда впадина оказывается заполненной осадками и поток покидает ее, она подвергается размывающей деятельности волн,

которые перераспределяют слагающий ее песок и ил вдоль шельфа. Полагают, что значительная часть песков на соседнем морском шельфе и барьерных островах образуется за счет воздействия волн на выполненные осадками дельтовые впадины. Возникающие при этом пески в отличие от песков ветвящихся баров, за счет размыва которых они образовались, обнаруживают большую зрелость, а также содержат иногда морские раковины и глауконит. Могут также присутствовать новые минералы тяжелой фракции, принесенные прибрежными течениями. Тонкие прослойки морских известняков, глауконитовые зоны и зоны насыщения органическим веществом, переслаивающиеся с дельтовыми осадками, маркируют фазы размыва. Такие прослойки представляют собой ценность как местные маркирующие горизонты. Трансгрессивные морские отложения обычно перекрывают отложения оставленной потоком дельтовой лопасти (впадины), поэтому цикличность некоторых дельтовых разрезов, где морские породы переслаиваются с дельтовыми и речными, обусловлена последовательной миграцией потока, питавшего отдельные лопасти дельты. При поднятии уровня эрозии более молодые лопасти дельты могут отступать в сторону континента в отличие от большинства современных дельт, которые обычно трансгрессируют в сторону моря. В любом случае скорость роста или продвижение дельт вперед определяется интенсивностью поступления материала, глубоководностью и скоростью выноса материала прибрежными течениями. Там, где дельта оказывается у границы с глубоким бассейном, на ее погруженных субаквальных склонах могут возникать турбидитные потоки, обусловленные механической неустойчивостью и скольжением тонких песков, алевритов и глин после их быстрого осаждения за пределами фронта дельты. В некоторых древних бассейнах сохраняется лишь подводная часть дельты.

Среди морской фауны, встречающейся в современной дельте Миссисипи, изучены: Паркером беспозвоночные [154], Кертисом остракоды [42], Флегером фораминиферы [159]. Реймент [176] исследовал экологию дельты Нигера.

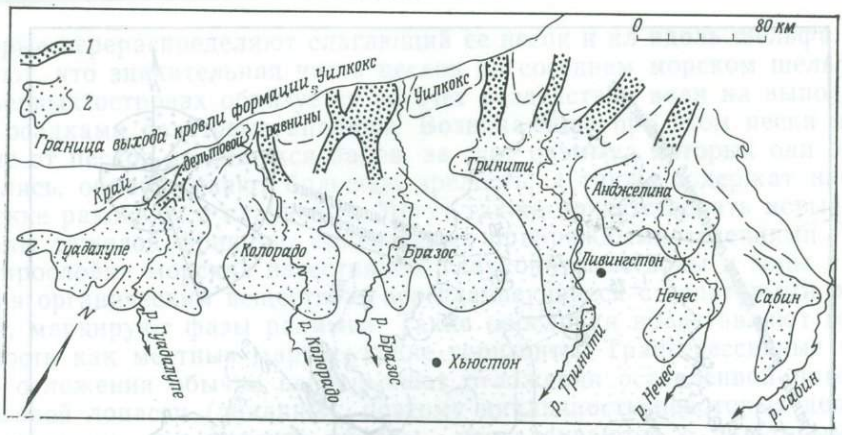
Хотя дельтовые отложения достаточно часто упоминаются в исследованиях древних бассейнов, детальные описания, отображающие схему распределения песков и геометрию песчаных тел, весьма немногочисленны. Мелководные дельты лучше всего изучены в пределах кратонов, вероятно, благодаря большей доступности данных по их подземному строению. Буш [27] один из первых детально описал кратоновую дельту. Он изучил дельту Бух в пенсильванских отложениях бассейна Мак-Алестер, Оклахома, на площади, превышающей 5200 км$^2$. Чрезвычайно отчетливая схема дельтового распределения песков наблюдается в формации Честер (нижний карбон) в песчаных горизонтах Палестайн и Хардинсберг бассейна Иллинойс (фиг. 11-20). Сохранившиеся части этих двух дельт покрывают площадь 19 500 и 46 800 км$^2$. Они образовались в результате деятельности мичиганской речной системы, протекавшей в юго-западном направлении, которая в позднепалеозойское время приносила песок и ил в бассейн Иллинойс. Аллювиальные и дельтовые пески составляют существенную часть отложений этой речной системы. В циклическом осадконакоплении формации Честер прослои морских горизонтов увеличиваются в мощности к юго-западу вниз по палеосклону. Браун и Вермунд [24], используя подземные данные и данные по обнажениям, описали позднепенсильванские шельфовые осадки северной части центрального Техаса. Они детально сопоставили пенсильванские дельтовые отложения с современными дельтами Миссисипи. Ферм и Вильямс собрали подземные и поверхностные данные о песчаных телах и сопровождающих их осадках в угленосных отложениях Аппалач-




Фиг. 11-20. Дельтовая картина отложения песчаников Хардинсберг (миссисипий) в бассейне Иллинойс [166].

*1* — рукава дельты; *2* — изопахиты известняков Глен-Дин, Хани, Фрейлис.

ского бассейна [59]. Вурстер [248], расчленив данные по 250 км обнажений в ФРГ, дал интерпретацию схемы дельтовых отложений Шильфзандштейн (триас). Его многочисленные детальные карты обнаружили строгую корреляцию между направлением косой слоистоти и удлинением песчаного тела. Монтадерт и др. [145] закартировали выходы девонских песчаных тел в южном Алжире и выявили мелкомасштабную схему распределения дельтовых проток, ширина русел которых составляет всего лишь 50—60 м, а мощность 5—10 м. Такая детальность исследований приближается, по-видимому, к нижнему пределу познаваемости на основе использования подземных данных. Несколько отличается работа Донданвилла [47], которому удалось петрографически расчленить песчаники морского шельфа и дельты в меловой формации Фолл-Ривер в Вайоминге, где мощность песчаных тел дельты достигает 24,5 м. Выявлены различия в минералогическом составе дельтовых песков и песков морского шельфа. Несомненно, что такие отличия, устанавливаемые лишь при значительных вариациях в ассоциации тяжелых минералов, могут быть весьма полезны при детальной разведке. По своим контурам и гранулометрическому распределению ледниковая дельта, описанная Бейкером [9], является, по-видимому, типичным представи-




Фиг. 11-21. **Шесть дельт в третичной формации Уилкокс на Прибрежной равнине Мексиканского залива в Техасе и современные реки, занимающие то же самое положение.**
Характерный случай согласованности между современными и древними системами распространения отложений ([63], с изменениями). *1* — флювиальный песок; *2* — лопасти дельты.

телем небольших дельт, которые могут формироваться вдоль границ мелководных морей и озер в тех случаях, когда присутствует крупнозернистый материал.

Дельтовые системы, сформированные в нестабильных бассейнах, пограничных с глубоководными участками, не описаны вообще; единственным исключением является исследование формации Уилкокс, проведенное в Техасе Фишером и Мак-Гоуэном [63]. Их работы, охватившие площадь в 104 000 км$^2$, основываются главным образом на подземных данных. Они установили почти полное соответствие между субобстановками современной дельты Миссисипи и фациями дельтовой системы Уилкокс. Как и в современных дельтах, речные пески и пески морского шельфа здесь тесно переслаиваются с дельтовыми. Они выделили шесть дельтовых центров, каждый с двумя или более лопастями, причем положение этих лопастей в формации Уилкокс весьма близко соответствует положению современных потоков, текущих к югу (фиг. 11-21). Авторы связывают устойчивость дельтовых систем с тем фактом, что они отлагаются на краю нестабильного бассейна, погружение которого происходило под воздействием груза накапливавшихся осадков. Это привело их к важному обобщению, что дельтовые системы стабильных кратонов интенсивно наступают, а потому характеризуются частой сменой отложений по вертикали, тогда как дельтовые системы быстро погружающихся бассейнов продвигаются в глубь бассейна незначительно, а потому отличаются выдержанностью фаций вверх по разрезу.

Вероятно, наиболее значительным примером предполагаемого древнего дельтового комплекса является девонская формация Катскилл на востоке штата Нью-Йорк, впервые детально описанная в 1913—1914 гг. Баррелом [13]. В течение многих лет катскиллский тип дельты использовался как универсальная модель, но позднее повторное исследование [5, 69] показало, что он является только одним из главных типов, получившим название «тектонический дельтовый комплекс» [71]. Подобные комплексы образуют разрезы значительной мощности у границ горных цепей, где дельта развивается не на широких прибрежных равнинах, а у края предгорных конусов выноса. Тектонический дельтовый комплекс обычно включает в себя грубозернистые песчаники, конгломе-

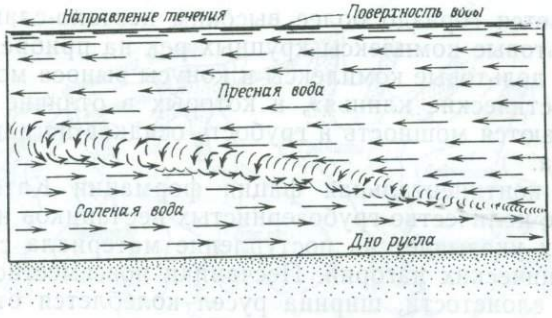
раты и отличается гораздо более высоким песчано-сланцевым отношением, чем дельтовые комплексы крупных рек на прибрежных равнинах. Тектонические дельтовые комплексы и конусы выноса можно рассматривать как «кластические клинья», в которых в отличие от дельт иного типа увеличиваются мощность и грубость осадков по направлению к источникам сноса.

Типичная континентальная фация формации Катскилл включает в себя большое количество грубозернистых песчаников и конгломератов, состав которых указывает на поступление материала с востока из Таконских тектонических нагорий. Песчаники повсеместно обнаруживают русловый тип слоистости, ширина русел колеблется от 30 см до 9 м. Песчаники, представленные лититовыми аренитами, составляют части циклов, включающих серые до зеленых алевритовые глинистые сланцы и красные глинистые сланцы и песчаники. Через сравнительно узкую переходную зону эта фация сменяется морскими отложениями, в которых резко преобладают тонкозернистые обломочные породы, причем песчаные отложения, относимые здесь к так называемой фации Портедж, представляют собой турбидиты. Переходная зона характеризуется циклическим чередованием морских и континентальных осадков, главным образом глинистых сланцев. Эти осадки, отлагавшиеся вдоль наступавшей береговой линии, описаны Уокером и Хармсом [240]. Такие прибрежные осадки с минимальным содержанием песка весьма необычны. В эоценовой формации Тайи в Орегоне Доттом [48] и Ловеллом [123] был закартирован и изучен переход от дельтово-флювиальных или мелководно-шельфовых отложений к хорошо выраженным турбидитным песчаникам. Между флювиально-дельтовыми фациями и турбидитными фациями континентального склона, по-видимому, отсутствует промежуточная переходная зона мелководного морского шельфа.

**Эстуарии и приливные равнины.** *Эстуарии.* Эстуарий можно определить как часть речного устья, которая подвергается действию приливов и где речная вода значительно разбавляется морской водой. Узкие морские шельфы и прибрежные районы с умеренным до высокого рельефом благоприятствуют образованию эстуариев в затопляемых долинах, которые могут быть небольшими или достигать размеров, сопоставимых с эстуариями рек Конго или Амазонки. Коэффициент кластичности в эстуариях определяется относительной интенсивностью волн, образуемых приливом или речными течениями, и количеством поступающего ила или песка. Как правило, илы преобладают. Основными источниками информации для данного обзора являются специальные опубликованные работы [163, 175, 184, 221].

Отличительным признаком эстуариев, где приливная активность невелика, является внедрение более плотной морской воды, или так называемого клина соленой воды (фиг. 11-22). Береговым ограничением такого клина обычно является коса, которая определяет границу поступления морского песка и ила. Вторжение соленой морской воды также вызывает появление обильной морской фауны и постепенное сокращение ее в глубь эстуария по мере уменьшения солености. За небольшими исключениями, все главные группы морских организмов могут быть обнаружены в эстуариях, по крайней мере в тех частях их, где вода более соленая.

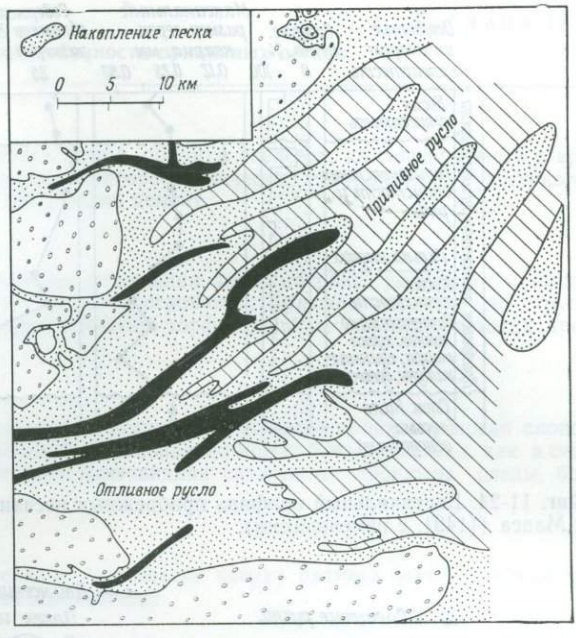
Характер движения материала может быть различным в зависимости от положения данной точки по отношению к эстуарию и относительных величин приливного или отливного течения, а перенос взвешенных осадков может осуществляться как к берегу, в сторону суши, так и в сторону моря или же попеременно в обоих направлениях. Из двух




Фиг. 11-22. Схема продвижения клина соленых вод [246].

противоположных течений отливное обычно сильнее приливного. Привносу морского песка в сторону берега содействуют приливы и течения в эстуарии, образуемые волнами. Приливные течения обычно достигают скорости 1 узел (51,5 см/с), а иногда значительно ее превышают (табл. 9-4). Благодаря этому скорость прилива более чем достаточна для переноса песка, тем более что действие волн переводит песок во взвешенное состояние. Необычно широкие пределы вариаций песчаных волн (от небольшой до гигантской ряби, длина волны которой составляет 10—30 м и более) являются следствием таких приливо-отливных течений. Поэтому косая слоистость и многие типы знаков ряби оказываются преобладающими осадочными текстурами приливных песчаных тел, хотя фактически в них описаны все типы текстур. Жемчужников [253] был одним из первых, кто показал, что бимодальная косая слоистость характерна для приливных песчаных тел, причем два модальных направления ориентированы под углом 180° друг к другу и образованы за счет смены направления течения при приливе и отливе (фиг. 9-21).

Там, где в эстуарии преобладают пески, обычно отчетливо выражена система взаимно огибающих друг друга перемещающихся русел отливных потоков (фиг. 11-23). Эту систему иногда называют *приливной дельтой*. Полагают, что существенной особенностью таких потоков являются подводные косы, обусловливающие направленное уменьшение зернистости вверх по разрезу (фиг. 11-24). Подобно флювиальным, приливные пески характеризуются определенными закономерностями внутреннего строения. Можно полагать, что в песчаных эстуариях ориентировка песчаных тел, так же как и их внутренних свойств, почти параллельна оси эстуария. Информация о размерах песчаных тел весьма невелика, хотя известно, что мощность слоя песка, представляющего один цикл, вероятно, не превышает глубины промоины в русловой системе потоков отлива. Частая миграция этих русел в эстуарии, по-видимому, создает множество полициклических песчаных тел. Вследствие размыва их базальный контакт обычно резкий, несогласный и может нести остаточные скопления обломков скелетов организмов и (или) гравия. В противоположность аллювиальным и дельтовым пескам современные эстуариевые песчаные залежи изучены слабо, поэтому многое из того, чему мы склонны верить, является скорее предполагаемым, а не реальным. Однако использование акустического профилирования должно существенно расширить наши знания о формах и текстурах приливных песчаных тел. В частности, Свифтом и Мак-Малленом были закартированы две приливные песчаные залежи, каждая до 30 м мощности и 30 км в длину в бассейне Минас, Новая Шотландия [226]. Приливные песчаные залежи могут присутствовать между барьерными островами в форме серповидных баров, приливных дельт и русловых от-



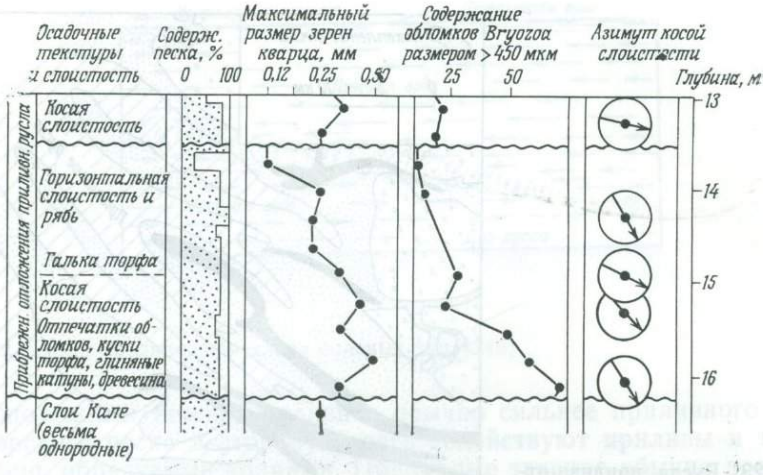

Фиг. 11-23. Русла приливо-отливных потоков и песчаные мели внешней части эстуария Темзы, Англия ([184], с изменениями).

ложений. Хойт и Генри [94] описали отложение песка в приливных протоках между барьерными островами вдоль побережья Джорджии [94]. Как и в аллювиальных отложениях, глубина приливных промоин между барьерными островами определяет мощность песчаного тела, которая приближается к 30 м. Перемещаясь параллельно берегу, песок поступает в русло, и, таким образом, скопление его формируется латерально в направлении вдольбереговых течений (фиг. 11-25). Косая слоистость, перпендикулярная береговой линии, обусловлена волнообразными формами залегания донного песка (рябь, дюны), которые передвигаются вдоль русла вверх и вниз по течению. Накапливающиеся осадки в таких приливных рукавах, вероятно, будут гораздо чаще сохраняться при последующей эрозии, чем собственно барьерные острова (островные бары), в силу большей глубины седиментации в руслах [94].

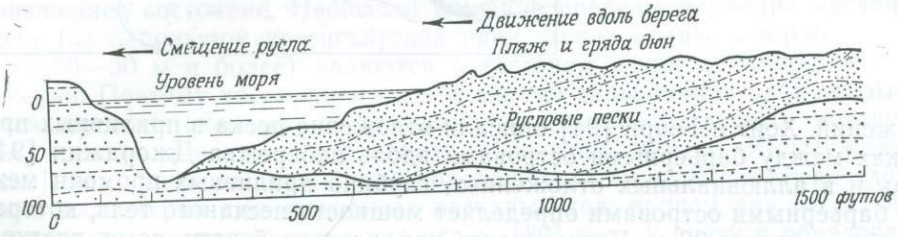
Наилучшие наблюдения современных приливных песчаных залежей проведены голландскими исследователями [149, 151, 229], при этом также были изучены косы в меандрирующем эстуарии [117]. Наиболее существенные из полученных характеристик суммированы в табл. 11-4.

При устойчивом уровне базиса эрозии эстуарий будет постепенно заполняться и в конце концов будет перекрыт речными отложениями. При постепенном погружении, наоборот, возникнут перекрывающие литоральные и морские отложения, вероятно включающие осадки барьерных островов. Корреляция таких комплексов представляет собой нелегкую задачу. Если минеральный состав не очень ограничен по числу разновидностей, то с помощью тщательного петрографического картирования можно оконтурить лучше отсортированные морские пляжевые и приливные пески, образовавшиеся в условиях побережья, и отделить их от речных песков [115]. Морская фауна, скелетный детрит, глауконит и бимодальная косая слоистость со знаками ряби — таковы другие признаки, которые позволяют отличать приливные пески от аллювиальных.

*Приливные равнины.* В пределах низко расположенных побережий за барьерными островами наблюдаются заливаемые приливом равни-




Фиг. 11-24. Вертикальный профиль прибрежных песчаных отложений в эстуариях Рейна и Мааса ([149], с изменениями).




Фиг. 11-25. Идеализированный разрез вдоль береговой линии, показывающий часть барьерного острова и наклонную слоистость при латеральном наращивании песчаных отложений с «подветренной» стороны мигрирующего потока ([94], с изменениями).
Преувеличение вертикального масштаба в 20 раз.

ны. На большинстве таких приливных равнин отложение илов преобладает над накоплением песчаного материала, который если и присутствует, то скапливается в протоках и рукавах внутри приливной зоны и в засолоненных прибрежных болотах (соленые марши). Мощность этих песчаных отложений составляет лишь незначительную часть общей мощности песчаных тел крупных эстуариев. Тонкая, но широко распространенная косая слоистость и знаки ряби являются доминирующими текстурами этих отложений. Здесь также [221] известно накопление слоистых отложений песка при латеральной миграции русел размыва. Гравий и глиняные катуны наряду с валунами и обломками торфа могут присутствовать в отложениях приливных протоков. В зонах, расположенных между протоками и в пределах болот, занимающих наиболее возвышенные части приливной равнины, пески распространены в гораздо меньшей степени (иногда вообще отсутствуют) и переслаиваются с илами. В подобных районах стратификация нередко нарушается ходами червей и корнями. Характеристики фаций русловых приливных потоков, приливных равнин и прибрежных болот Нидерландов хорошо обобщены ван Страатеном [221]. Однако там, где велика амплитуда приливов и велики скорости осаждения, доминирующими осадками прибрежной равнины являются пески. Вдоль аридных побережий, в особенности позади прибрежных валов, осадки прибрежных равнин представлены гипсом, доломитом и магнезиальным кальцитом.

Таблица 11-4

**Характерные особенности приливных песков**

Петрология

Обломочные. Обломки аргиллитовых пород, обломки скелетов, коллофан вместе с аргиллитовым материалом. Возможно некоторое количество глауконита и аутигенного полевого шпата. Обломочный и химический цемент

Структура

Посредственная сортировка, величина отношения зерно/матрикс умеренная и высокая. Возможен ракушечный конгломерат в основании. Большое сходство по структуре с аллювиальными песчаниками. Обычны торф, глиняные окатыши, остатки древесины.

Осадочные текстуры

Обычны асимметричные и симметричные знаки ряби. Широко проявлена косая слоистость различной мощности; обычно бимодальная, но может быть наклонена как в сторону моря, так и суши. Преобладает линзовидная слоистость. Обильны следы, борозды и ходы червей

Внутреннее строение

Отчетливая асимметрия. Интенсивное уменьшение кверху размера зерен и мощности наслоения, в основании возможен конгломерат

Размер, форма и ориентировка

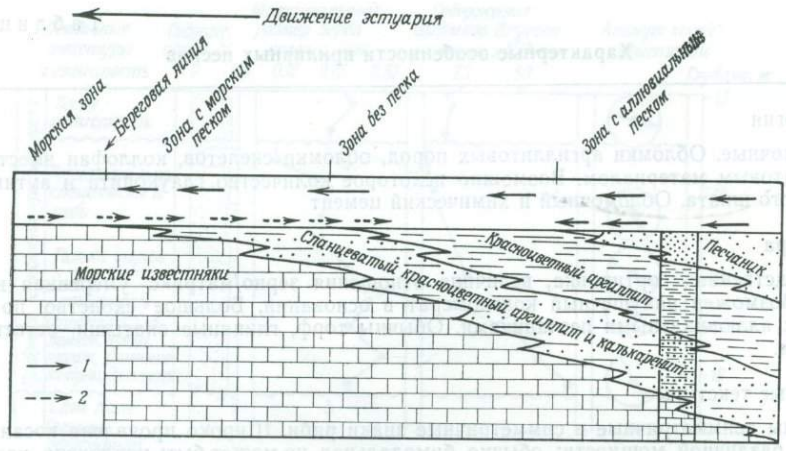
Ширина тел от первых метров до 300 м и более; большей частью сильно вытянутые. Длинная ось располагается под прямым углом к береговой линии или параллельно оси эстуария. Залежи прямолинейные или умеренно меандрирующие, образуют ветвящийся рисунок; последний характерен для приливных заливов. Серповидные бары в проливах между барьерными островами. Направления падения косой слоистости параллельны удлинению; главное направление может указывать как на море, так и на сушу вдоль эстуария

Сопутствующие типы осадочных пород

По вертикали: различные, в зависимости от регрессивного или трансгрессивного происхождения. Переслаивание глинистых сланцев и песчаников приливного происхождения с морскими осадками. Несогласный базальный контакт. По латерали: переслаивание алевритов и глин, возникших на приливной равнине, обычно с моллюсками, червями, ракообразными и, возможно, водорослями; морские отложения

*Древние аналоги.* Детальные исследования песчаных тел древних эстуариев и приливных равнин редки. Исключение представляет работа Селли [202], посвященная миоценовым отложениям Ливии, в которой рассмотрен переход флювиальных и дельтовых песков в карбонаты мелководного морского шельфа. Ранее ван Страатен [222] сопоставил девонские пески Бельгии с современными песчаными отложениями моря Уодден. Спьельнес [217], используя данные по осадочным текстурам, фациальным соотношениям и окаменелостям, пришел к выводу о том, что силурийская формация Рингерик в Норвегии заключает в себе отложения эстуариев (фиг. 11-26).

**Пляжи и барьерные острова.** Там, где они сохраняются и их можно выделить, пляжи и островные бары (барьерные острова) резко удлинены и обладают характерными особенностями. Они могут быть источниками высококремнистых песков или областью локализации россыпей экономически ценных тяжелых минералов. Если же они погребены, то могут представлять собой прекрасные резервуары для флюидов. Они также заслуживают изучения еще и потому, что, как мы полагаем, большинство древних морских шельфовых песков, так же как и, вероятно, многие флювиальные и дельтовые пески, состоят из зерен, которые в более ранние циклы прошли через обстановку осадконакопления, при-

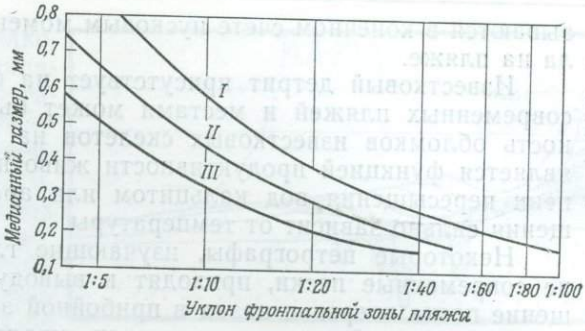



Фиг. 11-26. Схема формирования слоев в эстуарии.

Основание формации Рингерик близ Колсаса, Норвегия, *1* — отток пресной воды; *2* — соленая вода (приливное течение) [217].

сущую пляжу или островному бару. Более того, мы полагаем, что многие древние, широко распространенные покровные пески, которые встречаются на кратонах, представляют собой сложные комплексы, образованные в результате миграции барьерных островов и пляжей. Таким образом, несмотря на то что эти отложения, называемые иногда песчаниками береговой линии, сравнительно редко встречаются в геологических разрезах, они полностью заслуживают нашего внимания. Мы подчеркиваем здесь, что пляж является линейным генератором песка и ключевой особенностью образования барьерных островов.

*Современные пляжи.* Песчаные пляжи могут варьировать по размерам от небольших залежей в 30—100 м длиной в защищенных бухтах у гористых побережий до прямолинейных или слегка искривленных тел, протягивающихся на 16—160 км вдоль берегов низких прибрежных равнин, слабо наклоненных в сторону мелководных шельфов (уклон менее 0,01). Вдоль изрезанного, затопляемого побережья пляжи образуются между возвышенностями суши и имеют в плане вогнутую форму, открытую в сторону моря. Мощность отложений пляжа колеблется от 1 до 10 м. Вдоль побережья Мексиканского залива в Луизиане Хойт [93] описал отступившие от моря и поднятые пляжи, или пляжевые гребни, как их иногда называют (cheniers), которые редко превышают по мощности 7 м, а ширина их составляет 47—475 м. Такие размеры представляются достаточно типичными. Пляжевые гребни описаны также Берном [28], Гулдом и Мак-Фарланом [75] на побережье Мексиканского залива, причем даны их поперечные разрезы и рассмотрены литологические ассоциации. Отступившие пляжи весьма обычны для низко расположенных прибрежных равнин во всем мире, где они образуют системы прибрежных гряд или пляжевых гребней. Фронтальная зона пляжа, или предбрежье (фиг. 9-23), наклонена в сторону моря под небольшим углом, обычно менее 10°, а во многих случаях меньше 5°. При данном размере зерна чем сильнее действие волн, тем круче склон, обращенный в сторону моря (фиг. 11-27). Подобные вытянутые, правильные, слабо наклоненные, погружающиеся в сторону моря формы напластования являются отличительным признаком пляжевых отложений и получили название *слоистости пляжевого накопления* [10]. Тонкие слойки тяжелых минералов помогают выделять эти наклоненные к морю пласты,




Фиг. 11-27. Взаимосвязь размеров зерен и уклона пляжа.

Данные характеризуют среднюю точку между средним нижним уровнем отлива и средним верхним уровнем прилива. I — открытый пляж, II — умеренно защищенный пляж, III — защищенный пляж ([246], с изменениями).

слоистость которых в целом тоньше, сортировка лучше, а окраска темнее, чем у обычного песка. В пляжевых наслоениях длинные оси зерен обнаруживают тенденцию располагаться перпендикулярно береговой линии. Наклоненные к морю поверхности напластования могут нести хорошо развитую и достаточно разнообразную рябь или ровную слоистость, возникшую под воздействием прибоя. Осадочные текстуры включают также косую слоистость, образованную небольшими песчаными волнами, мигрирующими параллельно или косо по отношению к береговой линии [220], и небольшие русла, наклоненные в сторону моря. Ряд исследований [137, 146, 232, 245] посвящен морфологии и осадочным текстурам подводных береговых баров, тесно связанных с пляжами, причем выявлены слои, наклоненные под малыми углами в сторону моря и к берегу, так же как и проявления косой слоистости внутри этих баров.

Главным источником энергии, необходимой для эрозии, переноса и отложения песка вдоль берега, являются волны, поднимающиеся под воздействием ветра, и возникающие при этом вторичные течения (гл. 9). Направление приближающихся волн, их высота и длина, конфигурация морского дна определяют характер воздействия волн на береговую линию. Под действием волн песок может переноситься в направлении к пляжу и параллельно ему, причем во время штормов песок может уноситься в более глубокие зоны моря, а впоследствии постепенно возвращаться на пляж. Там, где прибой накатывается под углом к пляжу (обычно меньше 20°), момент движения разбивающейся волны имеет составляющую, параллельную берегу, и, таким образом, создает вдольбереговое течение, которое придает ярко выраженную линейность расположению пляжей и связанным с ними отложениям. При глубине воды 20 м и менее волны, накатывающиеся на все более мелководные участки, могут подхватывать много песчаных частиц, образуя взвесь и создавая таким образом возможность переноса песка относительно слабыми береговыми течениями. Зигзагообразное движение в прибойной зоне также приводит к переносу песка вдоль пляжа. Мак-Ки и Стерретт [139] использовали 14-метровый искусственный бассейн для моделирования процессов формирования и внутренней структуры пляжей и связанной с ними прибрежной топографии под воздействием волн.

Песок может приноситься на пляж реками, волновой эрозией неконсолидированных прибрежных осадков, эоловым переносом из внутренних районов суши, а в некоторых случаях за счет выноса к берегу переработанного песка из зоны шельфа. Песок уносится с пляжа в глубь материка, в форме дюн перемещается вдоль берега либо выносится на глубокие части шельфа. Если в отдельных участках поступление материала превышает его вынос, то пляж продвигается в сторону моря, если же вынос больше привноса, то пляж отступает. Климатические или другие изменения, сокращающие поступление песка из питающих рек, ока-

зываются в конечном счете пусковым моментом для истирания материала на пляже.

Известковый детрит присутствует на большинстве низкоширотных современных пляжей и местами может быть доминирующим. Сохранность обломков известковых скелетов на пляже в значительной мере является функцией продуктивности животного мира мелководья и степени пересыщения вод кальцитом или арагонитом. Величина пересыщения сильно зависит от температуры.

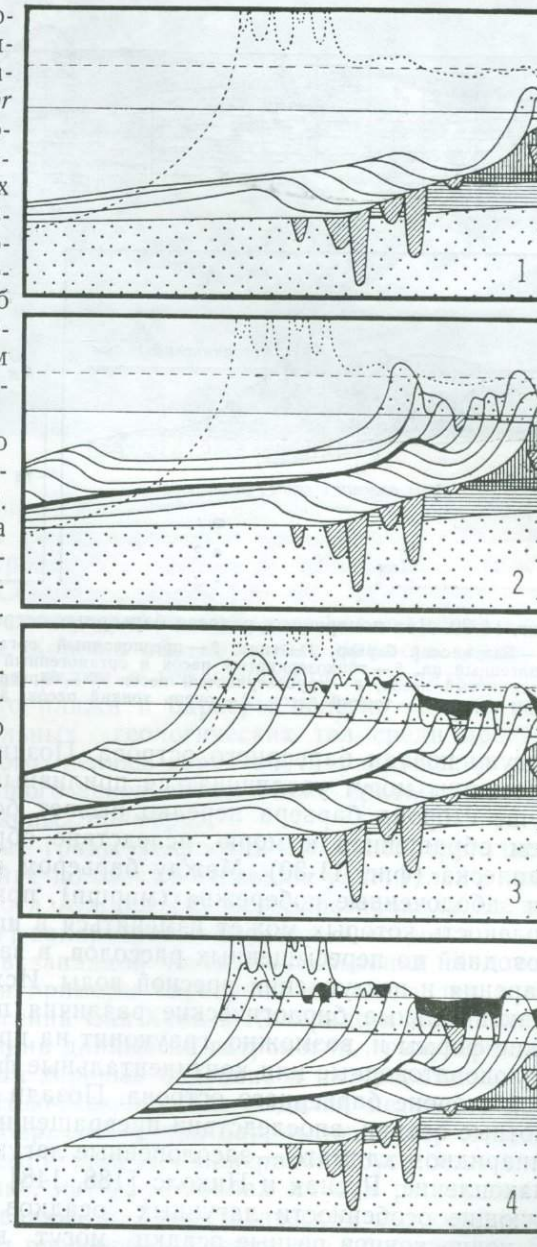
Некоторые петрографы, изучающие главным образом древние, а не современные пески, приходят к выводу, что многократное перемещение песка вперед и назад в прибойной зоне является первичной водной обстановкой окатывания зерен, удаления обломков глинистых и других мягких горных пород и увеличения степени структурной сортировки песка. Для проверки этой гипотезы необходимы дополнительные исследования современных пляжевых песков и песков питающих их фаций. Фолк и Робле [67] полагают, что $\sigma = 0{,}3$ до $0{,}6\ \varphi$ является предельным значением сортировки пляжевых песков. В силу единообразия гидравлических процессов на пляже береговые пески отличаются исключительной гомогенностью. Поскольку глинистый и алевритовый материал большей частью удален, эти пески обычно совершенно не содержат связующей массы (матрикса), закрепляющей строение породы, и поэтому последующее отвердение обусловлено развитием химического цемента.

*Современные островные бары* (барьерные острова, барьеры). Понятие «комплекс барьерных островов» [83] охватывает песчаные тела, образованные как в пределах подводных баров, или баров морской зоны пляжа, так и в пределах пляжа, кос, а также дюн, куда пески обычно поступают за счет сноса с близлежащих пляжей. Подобные комплексы Шепард описал как «барьеры побережья Мексиканского залива» [209]. По существу это вытянутые песчаные тела, имеющие седиментационное простирание, залегающие в зоне, которая отделяет морские отложения от континентальных.

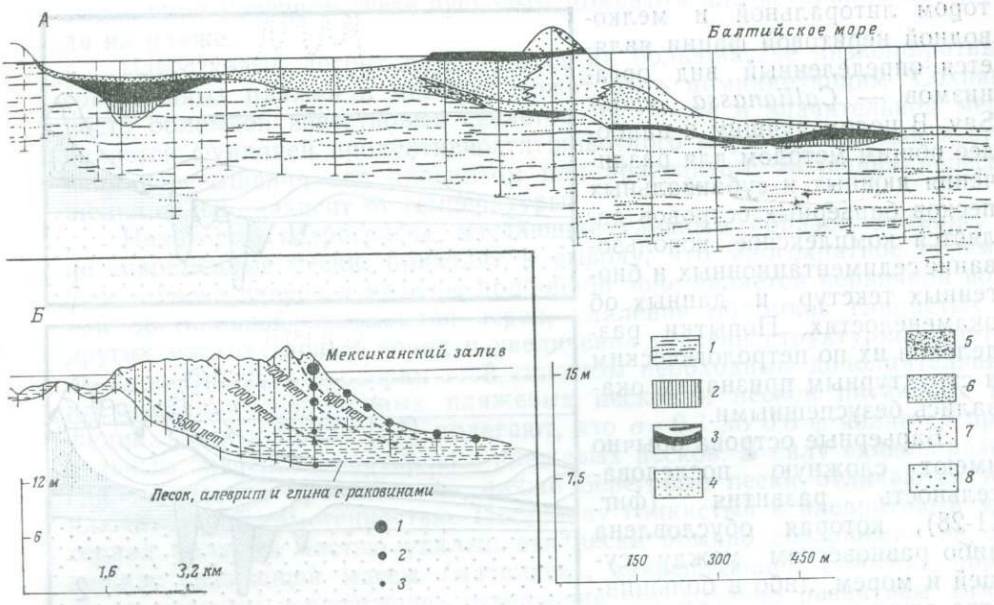
Дюны и перенесенные водой пески рассматриваемых барьеров различаются по их осадочным текстурам. Пески пляжа имеют отчетливую полосчатость и линейность, для них типична слабо наклонная, погружающаяся в сторону моря слоистость. Косая слоистость встречается в водноотложенных песках и имеет падения либо параллельные береговой линии, либо под углом к ней. Рябь отчетливо проявлена и разнообразна. В соседних дюнах косая слоистость всех видов является доминирующей текстурой и масштаб ее значительно крупнее, чем в водноотложенных эквивалентах. Направления падения самые разнообразные и зависят от режима летних и зимних ветров. Вероятно, совершенно отсутствуют общие закономерные взаимосвязи между усредненным направлением падения эоловой косой слоистости и направлением удлиненности барьерного острова. Для некоторых прибрежных дюн установлены необычно крутые углы падения наклонных слойков в косослоистых пачках [134]. Ланд [116], Логвиненко и Ремизов [122] описали ориентировку эоловой и водной косой слоистости в барьерных островах. Болл [10] построил множество информативных блок-диаграмм осадочных текстур прибрежных барьеров, сложенных обломками карбонатных скелетов и эолитами во Флориде и на Багамских островах. Хорн [90] дал хорошее описание барьера на Балтике. Весьма вероятно, что многие кварцевые песчаные тела литоральной зоны имеют подобные же характеристики. Ходы червей и следы ползания многочисленны в подводной части барьера, поскольку здесь морские организмы стремятся образовать более прочные формы. Уэймер и Хойт [243] полагают, что индика-

тором литоральной и мелководной неритовой фации является определенный вид организмов — *Callianassa major* Say. В целом лучшим и наиболее общим методом для различения дюнных и субаквальных песков барьерных островов является комплексное использование седиментационных и биогенных текстур и данных об окаменелостях. Попытки разделения их по петрологическим и структурным признакам оказались безуспешными.

Барьерные острова обычно имеют сложную последовательность развития (фиг. 11-28), которая обусловлена либо равновесием между сушей и морем, либо в большинстве случаев отступлением моря, по крайней мере временным. Уменьшение размеров зерен по вертикали является результатом поступательного продвижения прибойной зоны в сторону моря, так что крупнозернистые пески накапливаются выше мелкозернистых, более глубоководных, песков и алевритов (фиг. 11-29). Барьерный песок переходит книзу в ил. Мощность современных барьеров может достигать 62 м, ширина 10 км, а длина многих километров. Они вытянуты параллельно береговой линии, по форме прямолинейны либо слабо искривлены. Их мощность по простиранию весьма постоянна и большая часть наблюдаемых вариаций, вероятно, происходит вследствие изменения высоты дюн. Однако после накопления, но до погребения морское выравнивание может создавать единообразие мощностей отложений вдоль барьера. По латерали барьерные острова могут объединяться, подобно прибрежным гребням. Направление наклона косой слоистости пачек, возникающих в результате перемещений вдоль берега, обычно параллельно или субпараллельно удлинению, тогда как уклоны наслоения пляжа пологие и направлены в сторону моря перпендикулярно удлинению барьерного острова. В результате водного переноса или заплеска во время штормов, которые разрушают барьерный остров, возникают песчаные линзы (лопасти), или дельты заплеска, протягивающиеся в



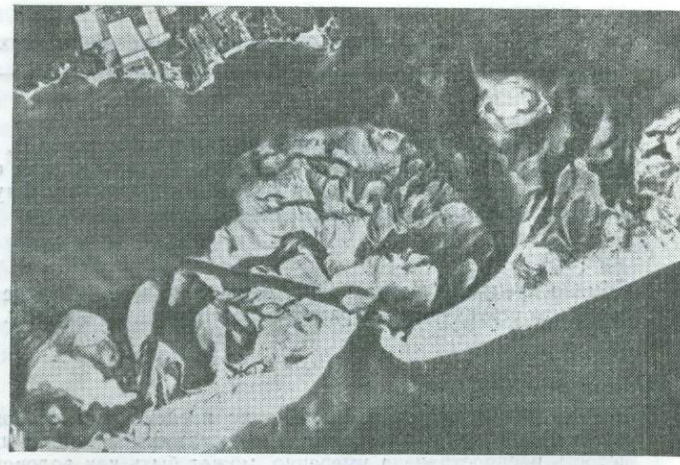

Фиг. 11-28. Последовательное развитие барьерного острова в Северном море [223].




Фиг. 11-29. Два поперечных разреза барьерных островов [167].
*А* — Балтийский барьер; *1* — тиль, *2* — пресноводный органогенный ил, *3* — торф, *4* — морской органогенный ил, *5* — тонкозернистый песок и органогенный ил, *6* — тонкозернистый песок, *7* — среднезернистый песок, *8* — грубозернистый песок. *Б* — барьер побережья Мексиканского залива; размеры зерен: *1* — тонкий песок, *2* — очень тонкий песок, *3* — грубый алеврит.

лагуну позади барьерного острова. Позднее возникшие таким образом промоины могут увеличиваться приливными протоками. Обращенная к суше сторона барьера нередко бывает более неправильной по форме, чем обращенная к морю, вследствие образования песчаных лопастей заплеска (фиг. 11-30). Между барьером и сушей обычно располагаются заболоченные побережья (марши), приливные равнины или лагуны, соленость которых может изменяться в широких пределах от солоноватоводной до пересыщенных рассолов, в зависимости от соотношения испарения и поступления пресной воды. Исходя из этого, можно ожидать максимальные биологические различия по обе стороны барьера: морские формы и, возможно, грауконит на приморской стороне и, наоборот, солоноватоводные или континентальные формы организмов на прибрежной стороне барьерного острова. Позади барьера могут находиться болотные осадки, впоследствии превращенные в угли, а в аридном или семиаридном климате — засоленные лагуны, в которых происходит солянакопление. Руснак и Николс [188, 148] обобщили данные, характеризующие особенности лагунных осадков позади барьерных островов. В конце концов речные осадки могут выполнить лагуну и перекрыть барьерный остров. При подъеме уровня моря барьер может быть в значительной мере разрушен, причем сохраняются лишь отдельные его участки или только пески, отлагавшиеся в глубоких приливных руслах между барьерами [94]. Наиболее благоприятны для формирования барьеров условия медленного обмеления побережья при низкой и умеренной высоте прилива. Слишком высокие приливы препятствуют образованию барьерных островов. Теория их образования недавно была рассмотрена Хойтом [92]. Основные характеристики приведены в табл. 11-5.

Корбейл [39] описал неглубоко погребенный барьерный остров Новый Орлеан, представляющий собой песчаную залежь мощностью 11 м, шириной 5 км и длиной 16 км, сложенную чистым, хорошо сортированным песком с увеличивающейся крупностью зерен вверх по разрезу.



Фиг. 11-30. Приливная дельта, или дельта заплеска, образовавшаяся после прорыва ураганом барьерного острова.
Пролив Моричес, остров Лонг-Айленд, Нью-Йорк, сентябрь 1947 г., фото Николса.

Описанию барьерных островов посвящено значительное количество работ, касающихся морфологии [209], условий и процессов их образования [83], гранулометрии, петрологии и осадочных текстур, в частности у побережий Балтийского и Северного морей [90, 201, 223], критериев, позволяющих отличать прибрежные гребни от барьерных островов [93].

*Древние пляжевые пески.* Хорошо обоснованные примеры древних пляжей и барьерных островов редки в геологической литературе. Частично это связано с тем, что пляжи и барьеры нелегко различать и выделять в виде самостоятельных геологических тел среди древних шельфовых песков. Кроме того, велика вероятность разрушения этих образований еще до их глубокого захоронения. Ниже кратко суммировано большинство опубликованных примеров.

Длинные субпараллельные гряды кварцитов Стампьен третичного возраста в Парижском бассейне по своему строению удивительно похожи на прибрежные гряды, хотя Алимен [1] интерпретировала их как копьевидные дюны. Фетке [61] закартировал барьерный остров в девонском песчанике Силвервилл в западной части Пенсильвании. Холленсхед и Притчард [86] описали примеры барьерных песчаных тел в меловой группе Меса-Верде бассейна Сан-Хуан в Колорадо и Нью-Мексико. Сабинс [192, 194], объединив данные по петрологии, гранулометрии и электропрофилированию, дал хорошее описание и интерпретацию мелового песчаника Галлеп в Нью-Мексико. Он выделил песчаные тела, характеризующие передовой бар, собственно бар, тыловой бар и пляж. Берн [16], рассматривая россыпи тяжелых минералов яруса Экка в системе Карру в Южной Африке, интерпретировал их как регрессивные пляжевые отложения, образованные при изостатическом выравнивании, последовавшем за окончанием оледенения Двейка. Он обобщил данные большинства опубликованных на английском языке работ по современным и древним пляжевым россыпям, а также дал краткий, содержательный обзор пляжевой седиментации. Он полагает, что пляжевые россыпи локализовались в заливах, образовавшихся при подпруживании долин в условиях, предшествовавших образованию ландшафта Карру. Несомненно, обстановка пляжевой седиментации, являвшаяся частью морской трансгрессии на иссеченную поверхность массива, обеспечивала механизм эффективного накопления тяжелых минералов за счет эрозии массива.

Обобщенные описания двух крупных сложно построенных систем барьерных островов на побережье Мексиканского залива, образованных

Таблица 11-5

**Характерные особенности песков барьерных островов**

Петрология

Обломочные. Обычны концентрации тяжелых минералов. Обломки скелетов, коллофан, немного глауконита. Конгломераты (в случае, если они присутствуют) образуются локально, сложены почти целиком раковинами. Фауна обычно представлена более прочными видами. Преобладает химический цемент

Структура

Обычно прекрасная сортировка; отношение зерна/матрикс очень высокое. Небольшие вариации структурных параметров от образца к образцу. Окатанность обычно хорошая

Остаточные текстуры

Асимметричные знаки ряби. Широко представлена слабонаклонная слоистость. Полосчатость и линейность отчетливо выражены в пляжевых отложениях. Косая слоистость распространена умеренно, может быть как эоловой, так и подводной. Изменчивость направлений косой слоистости умеренная до значительной. Бимодальное распределение может наблюдаться в отложениях пляжа. Обычны ходы червей и борозды ползания

Внутреннее строение

Немногие данные указывают на увеличение размера зерен и мощности слоев по вертикали, особенно в регрессивных разрезах

Размер, форма и ориентировка

Ширина тел от десятков метров до нескольких километров. Мощность 5—20 м. Сильно вытянуты вдоль береговой линии. Песчаные тела обычно прямолинейные или слегка изогнуты. Зернистое строение и косая слоистость могут варьировать, особенно если важную роль играл эоловый перенос

Сопутствующие типы осадочных пород

По вертикали: изменяются в зависимости от регрессивного или трансгрессивного происхождения. Базальный контакт весьма четкий, возможны постепенные переходы. По латерали: морские отложения четко отделяются от лагунных или континентальных, обнаруживают максимальный литологический контраст. Обычно песчаные залежи граничат по латерали с несколькими литологическими типами отложений (мультилатеральные тела)

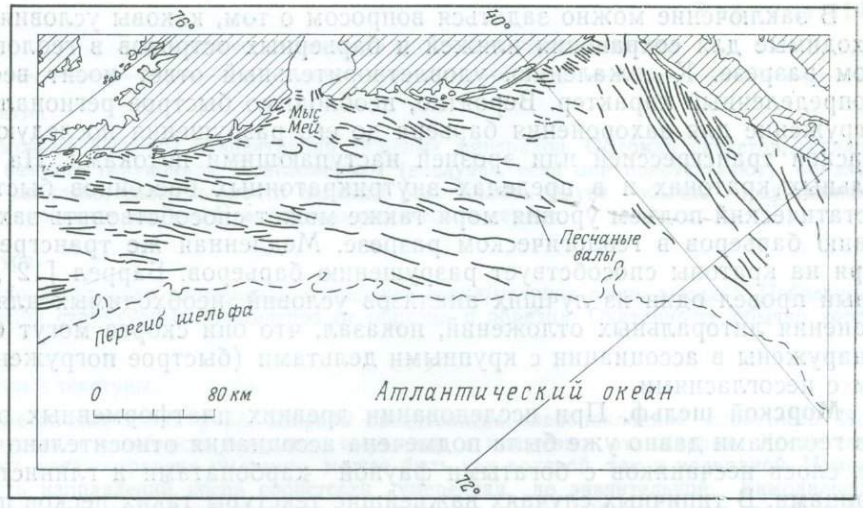
песчаником Терривилл (юра) и системой баров Фрио (олигоцен), опубликованы Томасом и Манном [231], а также Бойдом и Дайром [23]. Оба тела отличаются большой мощностью (183—427 м), длиной (128—256 км) и шириной (16—48 км). По своему характеру они являются регрессивными и полициклическими. Их огромные размеры, вероятно, являются результатом отложения в быстро погружавшемся бассейне, где характерной чертой является стабильность обстановки осадконакопления по стратиграфической вертикали, в противоположность далекой латеральной миграции, наблюдающейся на стабильных кратонах [63]. Шелтон [207] привел убедительные данные о барьерном происхождении острова в меловом песчанике Игл в Монтане: пляжевая слоистость накопления, неоднородная текстура, уменьшение размеров зерен кверху, переходный базальный контакт и удлинение, параллельное седиментационному простиранию. Янг [250] опубликовал профили прибрежных песков, разделяющих лагунно-болотные и морские фации в верхнемеловых отложениях мощностью 2135 м в окрестностях Бук-Клифс, Юта, Уэймер [242] и Мак-Каббин и Брейди [135] также описали два береговых песчаных тела мелового возраста. Барс и Сигер [11] описали бар длиной 16 км, с амплитудой в рельефе, составляющей 62 м, в песчанике пачки Уайт-Рим пермской формации Катлер, Юта.

В заключение можно задаться вопросом о том, каковы условия, необходимые для сохранения пляжей и барьерных островов в геологическом разрезе. К сожалению, удовлетворительный ответ носит весьма неопределенный характер. Вероятно, необходимо быстрое региональное погружение для захоронения барьера до его разрушения последующей морской трансгрессией или эрозией наступающими потоками. На стабильных кратонах и в пределах внутрикратонных бассейнов быстрый эвстатический подъем уровня моря также может способствовать захоронению барьеров в геологическом разрезе. Медленная же трансгрессия моря на кратоны способствует разрушению барьеров. Баррел [12], который провел один из лучших анализов условий, необходимых для сохранения литоральных отложений, показал, что они скорее могут быть обнаружены в ассоциации с крупными дельтами (быстрое погружение), чем с несогласиями.

**Морской шельф.** При исследовании древних платформенных осадков геологами давно уже была подмечена ассоциация относительно тонких слоев песчаников с богатыми фауной карбонатами и глинистыми сланцами. В типичных случаях важнейшие текстуры таких песков представлены косой слоистостью и знаками ряби. Эти пески могут образовывать широко распространенные покровы либо малые, дискретные и перемежающиеся тела. Совокупность этих признаков легла в основу представлений о мелководном морском шельфе как области, характерной для накопления песков и распространенной на платформах всего мира. Хотя определение «мелководные» редко расшифровывалось, тем не менее большинство исследователей согласно с тем, что эти песчаные тела формировались на уровне, вероятно не превышающем глубины переднего края современного континентального шельфа, которая в среднем для земного шара составляет 132 м [210], и что большинство из них отлагалось в еще более мелководных условиях. Исходя из оценки глубины дна, на которой волны начинают преломляться и передавать энергию дну, базис действия волн составляет около 20 м [55]. Значительная часть наших знаний о процессах формирования песчаных тел морского шельфа базируется в основном на изучении древних, а не современных песков. Частично это связано с различием в масштабах, поскольку погруженные участки древних платформ были гораздо обширнее современных континентальных шельфов. Например, континентальный шельф на востоке Северной Америки между мысом Код и Флоридой имеет ширину, колеблющуюся в пределах 75—150 км, тогда как в течение большей части фанерозойской истории Североафриканской и Североамериканской платформ береговая линия перемещалась на сотни километров. Кроме того, исследования показали, что значительная часть песков в пределах современных континентальных шельфов представляет собой реликтовые отложения, сформированные при более низком уровне моря (фиг. 9-22), и, таким образом, иногда затруднительно связать протекающие сейчас процессы с формированием шельфовых песков.

*Современные шельфы.* Ниже мы рассмотрим распределение и характерные черты современных (в отличие от реликтовых) песков континентального шельфа Америки, Мексиканского залива у берегов США и шельфа на северо-западе Европы, представляющих два наиболее полно изученных района мира. Однако в каждом из них остается еще много неизвестного. Им посвящен ряд содержательных обзоров [40, 41, 55, 224, 235].

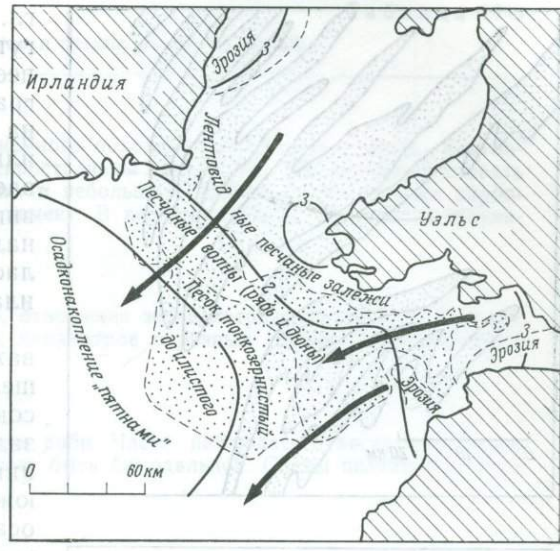
При поступлении в море песок и ил разделяются. Песок, передвигаясь за счет волочения и взмучивания в прибрежных и приливных течениях, образует барьерные острова, пляжи, параллельные берегу отме-




Фиг. 11-31. Песчаные валы на континентальном шельфе у восточного побережья США [235].

ли, а также покровные и лентовидные залежи. У восточной окраины США такие современные пески (в отличие от широко распространенных реликтовых песков) отлагаются лишь до глубины 10—20 м и в соответствии с ослаблением воздействия волн и приливных течений обнаруживают уменьшение размеров зерен в сторону моря. В зависимости от глубины они распространяются в море лишь на расстояние до нескольких километров. Эмери [55] полагает, что они не распространились дальше главным образом потому, что прошло еще недостаточно времени с тех пор, как океан достиг своего современного уровня около 5000 лет назад. Пески за пределами этого уровня являются обычно реликтовыми, более грубозернистыми; они иногда ожелезнены и могут содержать «перемещенную» фауну, обитавшую в более мелководных условиях, отвечавших уровню моря в нижнем плейстоцене. В них обнаруживаются ходы червей. Некоторые участки шельфа подвергаются воздействию турбулентного движения волн и течений, достаточно интенсивных для поддержания ила во взвеси и рассеивания его в более глубоководных частях бассейна, за пределами окраины шельфа. На защищенном шельфе ил будет проникать дальше от берега и оседать за пределами границ накопления песка.

Атлантический континентальный шельф между мысом Код и Флоридой по особенностям рельефа и процессов осадконакопления, вероятно, наиболее близок к шельфам древних платформ. Он несет множество мелких неровностей, обычно не превышающих 10 м по высоте, которые по своему происхождению являются либо эрозионными (низкие террасы, неглубокие русла), либо аккумулятивными (песчаные валы, коралловые и водорослевые отмели и рифы). Песчаные валы (фиг. 11-31) представляют собой линейные тела шириной обычно около 4 км, симметричные, простые в поперечном сечении, с наклоном боковых поверхностей 1—2° и длиной десятки километров [235]. Остается, однако, неясным, являются они реликтами барьерных островов или представляют собой современные новообразования, возникшие под воздействием отдельных интенсивных штормов. Последнее предположение подтверждается расчетами [79], которые показали, что ветер со скоростью 90 км/ч может создавать волну, вызывающую течение скоростью 4 км/ч



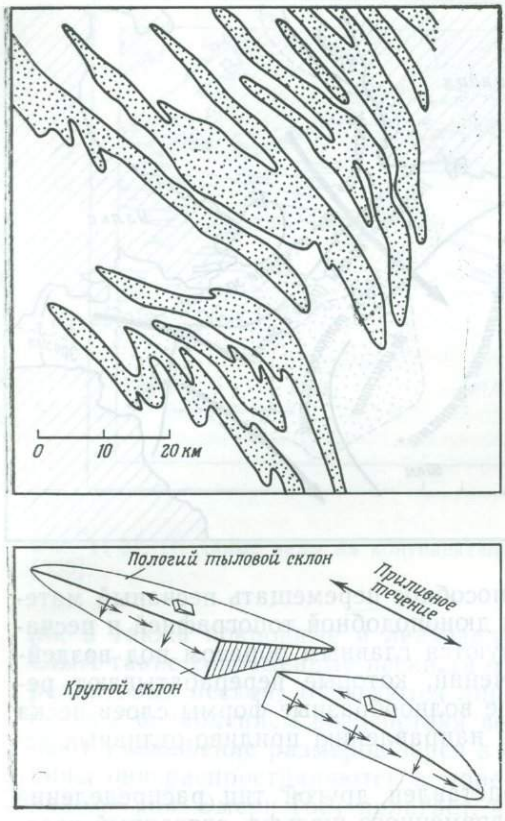

Фиг. 11-32. Усредненная максимальная скорость приливных течений (в узлах) и особенности морского дна в северо-восточной части Ирландского моря ([17], с изменениями).

(104 см/с) на глубинах до 180 м, способное перемещать песчаный материал. Песчаные отмели со сложной дюноподобной топографией и песчаными волнами, по-видимому, образуются главным образом под воздействием приливных и отливных течений, которые перерабатывают реликтовые пески [235]. Возникающие волнообразные формы слоев песка перпендикулярны или параллельны направлению приливо-отливных течений.

На северо-западе Европы представлен другой тип распределения песчаных отложений в пределах современного шельфа, связанный главным образом с более интенсивным переносом песка приливными течениями в зону глубоководья. В Ирландском море, между Англией и Ирландией, Белдерсон и Страйд [17] описали приливные течения с поверхностными скоростями до 3 узлов (154, 5 см/с). Эти течения размывают прибрежные районы и отлагают гравий, песок и ил в более глубоководных частях моря (фиг. 11-32). В основании этих отложений распространен трансгрессивно залегающий конгломерат, длительность формирования которого составляет около 10 000 лет, поскольку оно началось, вероятно, при самом низком положении уровня моря в висконсинское время и продолжается вблизи берегов до настоящего времени.

Отдельные песчаные тела были тщательно изучены Хауболтом [91] в Южной бухте Северного моря. Они состоят из прямолинейных и в разной степени изогнутых гребней, сложенных переработанным голоценовым песком, который залегает на ровном скальном дне (фиг. 11-33). Гребни асимметричны в поперечном сечении, а их поверхности покрыты мегарябью. Спиральные приливные течения, по-видимому, собирают песок в гребни и медленно передвигают их к северо-востоку. Офф [150] обратил внимание на то, что приливные течения, вероятно, создавали линейно вытянутые песчаные тела на мелководных шельфах. Эванс [58] описал кулисообразные линейные песчаные тела в меловых отложениях Викинг в Саскачеване.

Какие обобщения, исходя из вышеизложенного, можно сделать относительно рассеяния и концентрации терригенных песков? Прежде всего это разделение песка и ила. Оно, несомненно, в значительной мере обусловливает отсутствие глинистых сланцев в ассоциации известняк—кварцевый аренит, распространенной на древних шельфах (см.




Фиг. 11-33. Вытянутые песчаные тела на одном из участков Северного моря (*вверху*), схема их внутреннего строения и поверхностные волнообразные формы залегания песка (*внизу*).

Мегарябь развита на обеих поверхностях слоев, стрелками показано направление ряби [91].

гл. 12). Турбулентные потоки могут полностью отделять ил от песка, вынося частицы ила за границы шельфа (как, например, на востоке Северной Америки), или, если глубина воды увеличивается постепенно, а не резко, то вниз по склону возникают зональные переходы между областью распространения песка и ила.

Приливные течения играют важную роль на мелководных шельфах. Они могут собирать песок в «ряды» или лентовидные залежи, параллельные направлению течения, как, например, в южной части Северного моря, где осадочный материал переносится главным образом параллельно линии побережья [224]. На мелководных шельфах приливные течения также обусловливают различную и переменную ориентировку систем песчаных волн. Можно предполагать, что приливные течения могли достигать большой высоты во внутренних морях, связанных с океаном. Соотношение направления косой слоистости и формы морских покровных песков изучено недостаточно и, вероятно, сложно.

Флегер [160] и Паркер [155] обобщили данные о современной фауне шельфа и литорали северной части Мексиканского залива.

*Древние шельфы.* Поскольку отсутствует достаточное количество полноценных описаний древних песчаных тел морского шельфа, предпринята попытка суммировать и синтезировать их особенности и свойства исходя из немногочисленных и рассеянных данных (табл. 11-6).

Пески многих древних морских шельфов, в особенности на платформах, обнаруживают тенденцию к минералогической зрелости, что обусловлено, по-видимому, предварительной их обработкой в прибрежной зоне. Обломки глинистых пород и неустойчивые минералы обычно пользуются малым распространением. Часто присутствуют глауконит, карбонатные обломки скелетов, морская фауна и коллофан. Характерны реликтовая фауна и аномально грубые зерна в самых верхних слоях некоторых шельфовых песков. Гравий или конгломераты могут присутствовать лишь локально. Цементирующие компоненты — преимущественно химические, но могут включать заметное количество обломочного материала в переходных разновидностях к глинам или глинистым сланцам. Сортировка обычно хорошая, вплоть до превосходной, и намечается, по-видимому, тенденция к хорошей окатанности, выше средней. Вариации структурных параметров от образца к образцу обычно очень небольшие.

Таблица 11-6

**Характерные особенности песков морского шельфа**

Петрология

Обломочные. Обычно присутствует немного обломков аргиллитов и слюд. Конгломераты, если они присутствуют, распространены локально. Могут присутствовать аутигенные полевые шпаты, глауконит и небольшое количество обломочного карбоната. Преимущественно химический цемент. В верхах песчаных тел обычны фаунистические остатки

Структура

Хорошая до прекрасной сортировка, отношение зерна/матрикс высокое. Весьма незначительные вариации структурных параметров в разных образцах. Тенденция к хорошей окатанности

Осадочные текстуры

Симметричные и асимметричные знаки ряби. Часто наблюдается косая слоистость, ориентировка обычно различная, может быть бимодальной. Следы ползания и ходы червей

Внутреннее строение

Данные немногочисленны. Размер зерен и мощности слойков по вертикали изменяются незакономерно: уменьшаются или возрастают в зависимости от трансгрессивных или регрессивных условий отложения

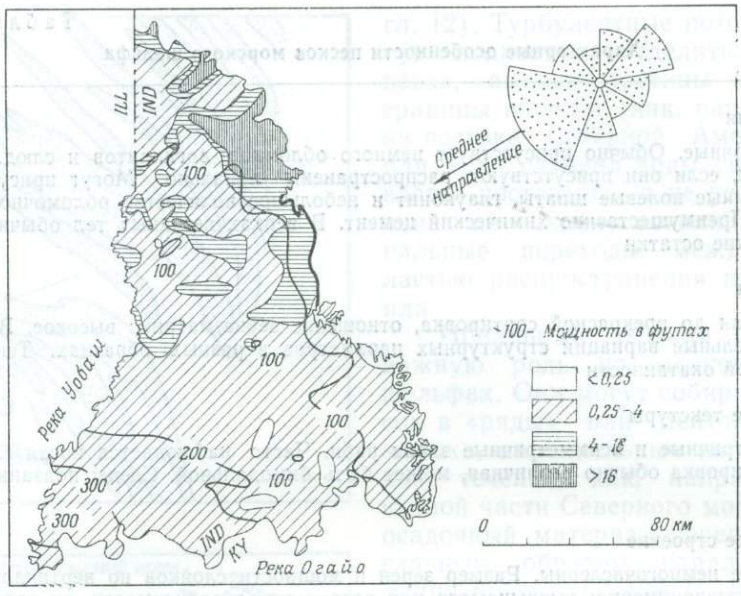
Размер, форма и ориентировка

Размер и форма тел весьма изменчивы: неправильные небольшие линзы — удлиненные лентовидные залежи — обширные покровы, распространяющиеся на многие мили. Бифуркация или ветвящиеся залежи отсутствуют. Удлиненные тела имеют переменную ориентировку по отношению к седиментационному простиранию: параллельную, перпендикулярную или беспорядочную. Соотношения ориентировки косой слоистости и удлинения залежи известны плохо, но, вероятно, изменчивы

Сопутствующие типы осадочных пород

По вертикали: различные в зависимости от регрессивного или трансгрессивного происхождения, но в большинстве случаев морские глинистые сланцы и (или) карбонаты. Базальный контакт может быть несогласным, но несогласие, как правило, выражено слабо. По латерали: обычно сравнительно однообразные, лишенные алеврита глинистые сланцы или карбонаты, нередко с богатой и разнообразной морской фауной

Широко представлены знаки симметричной и асимметричной ряби, хотя разнообразие отдельных типов, вероятно, меньше, чем в комплексах барьерных островов. Косая слоистость обычно хорошо выражена и, как правило, имеет гораздо более разнообразную ориентировку, чем в аллювиальных или турбидитных песках. Характерно, что показатель изменчивости косой слоистости в морском шельфовом песчанике чаще всего составляет 6000 и более, тогда как в речных песчаниках он равен 6000 или менее [171]. Жемчужников [1962] давно подметил, что бимодальное распределение косой слоистости вызвано приливными течениями (см. фиг. 9-21). Более того, преимущественно незакономерная ориентировка косой слоистости в некоторых песчаниках морского шельфа встречается довольно часто. Волны различных направлений, возникающие под действием ветров, также способствуют изменчивости ориентировки текстурных элементов песков. Арениты морского шельфа обнаруживают большую близость к калькаренитам мелководного шельфа, чем ко многим прибрежно-морским пескам. Шельфовый калькаренит, подобный известняку Сейлем (нижний карбон), Индиана, характеризуется бимодальной и переменной ориентировкой косой слоистости (фиг. 11-34), а по строению песчаных тел весьма близок ко многим аре-



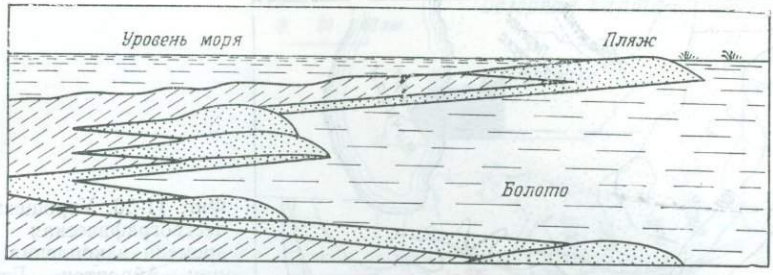

Фиг. 11-34. Ориентировка косой слоистости в известняках Сейлем (миссисипий), Индиана, США.

Разная плотность штриховки показывает соотношение крупнозернистого и мелкозернистого известняков (коэффициент кластичности) ([199], с изменениями).

нитам морского шельфа. Следы ползания и ходы червей широко представлены, в особенности если накопление осадка было медленным. Присутствуют также небольшие русла и промоины — обычно меньшие по глубине, чем в аллювиальных, турбидитных и приливных песчаных телах.

Изменения размеров зерен по вертикали песчаных тел морского шельфа лучше всего известны для обширных песчаных покровов геологического прошлого, в частности для меловых отложений запада Северной Америки, где размер зерен уменьшается вверх по разрезу трансгрессивных песчаных серий и увеличивается в том же направлении в регрессивных. Подобные вертикальные градиенты зернистости могут наблюдаться и в более мелких изолированных песчаных телах морского шельфа, если они представляют собой часть регрессивного или трансгрессивного разреза. Наряду с этим вертикальные тенденции в уменьшении размера зерен могут быть выражены слабо или вообще отсутствовать. К сожалению, по этому вопросу имеется лишь незначительная информация.

Размеры, форма и ориентировка песчаных тел морского шельфа выдвигают множество проблем и сомнений, главным образом вследствие разнообразия встречающихся типов песчаных тел. Обширные покровные залежи большой и малой мощности интерпретировались по их происхождению как образования мелководного морского шельфа. Несомненно, что такие покровы отражают сложную историю трансгрессивных и регрессивных перемещений береговой линии. Покровы малой мощности представляют более совершенные данные, поскольку мощные покровы могут оказаться в действительности сложными и гетерогенными за счет включения песчаных тел, сформированных в условиях побережья. Большинство из этих покровов имеет сравнительно простую геометрию, образуя либо равномерные пласты либо линзы. Вариации струк-



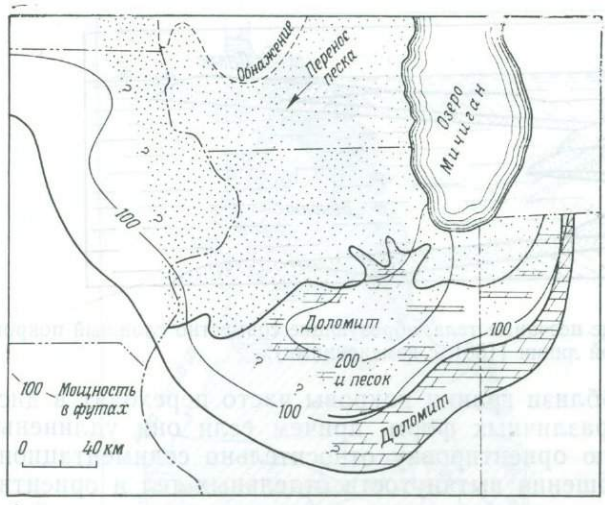

Фиг. 11-35. Барьерные и морские песчаные тела, образующие совместно сложный покров в результате миграции береговой линии ([86], с изменениями).

тур обычно небольшие. Вблизи границ покровы часто переходят в дискретные песчаные тела различных форм, причем если они удлинены, то могут иметь различную ориентировку относительно седиментационного простирания. Соотношения вытянутости отдельных тел и ориентировки косой слоистости изучены плохо, но, вероятно, они могут быть разнообразными. Латеральными эквивалентами таких изолированных песчаных тел обычно являются морские глинистые сланцы, почти не содержащие песчаного материала и обогащенные разнообразной морской фауной. Кроме того, пески морского шельфа тесно связаны с карбонатными отложениями. В древних бассейнах, выдержанных по простиранию, маркирующие морские слои, обычно маломощные известняки, известковистые сланцы и бентониты, весьма облегчают корреляцию подобных литологически разнородных разрезов. Менее, чем о любых других типах, известно об изолированных, вытянутых, мелководных морских песчаных телах.

Фиг. 11-35 иллюстрирует, каким образом возникают морские покровные пески, если береговая линия характеризуется возвратно-поступательным перемещением. Судя по современным континентальным шельфам, миграция береговой линии является более вероятным механизмом образования широкого маломощного покрова морских песков, чем одновременное осадконакопление на всей площади покрова. Хотя редко удается выделить отдельные песчаные тела, непосредственно связанные с береговой линией, тщательное исследование предполагаемых побережий может выявить их в дальнейшем.

Используя компьютер, Крамбейн [107] сумел построить поперечный разрез, подобный приведенному на фиг. 11-35, на основании применения марковских моделей случайных процессов. Их использование основано на предположении об «осадочной памяти», или преемственности обстановок осадконакопления, применении марковских переходных матриц и введении элемента случайности в процесс латеральной миграции обстановок седиментации. Полученная Крамбейном модель может оказаться особенно полезной при прослеживании покровных морских и прибрежных отложений от их выходов на поверхности до глубины, в частности там, где обнажения расположены на расстоянии 32—80 км от района, представляющего непосредственный интерес. Для подобного прослеживания особенно важны корректная оценка условий осадконакопления и знание седиментационного простирания.

Эмрих [56] описал широко распространенные кембрийские песчаники — Айронтон и Гейлсвилл — в верховьях долины Миссисипи (фиг. 11-36). Несмотря на то что опорные наблюдения слишком редко расположены и не позволяют детально очертить форму песчаного тела, общие очертания различимы отчетливо. Эти пески имеют суммарную мощность 71 м, характеризуются скудной фауной, содержат оолиты и




Фиг. 11-36. Упрощенная палеогеографическая карта времени накопления формации Айронтон — Гейлсвилл в пределах Североамериканской палеозойской платформы.

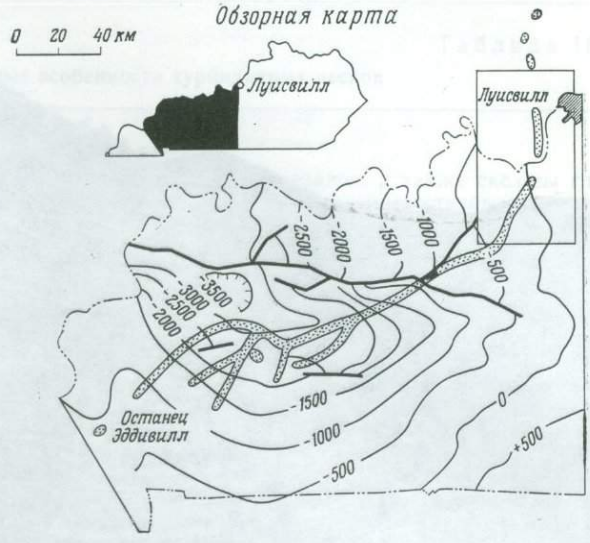
Штрихпунктиром показаны границы штатов ([56], с изменениями).

глауконит и относятся к категории зрелых, хорошо отсортированных кварцевых аренитов. Ориентировка косой слоистости в песчанике Гейлсвилл переменна. Однако среднее (модальное) значение располагается в юго-западных румбах примерно под прямыми углами к береговой линии, тогда как в вышележащих песчаниках Айронтон ориентировка косой слоистости имеет в основном случайный характер и лишь локально указывает на перенос вдоль берега. В южном направлении мощность этих песков становится меньше, зернистость тоньше и они переходят в доломиты. Если опираться на данные по другим морским песчаным покровам, то можно предполагать, что детальное картирование пограничных зон рассмотренных песчаных отложений позволит выявить серию изолированных, неправильных по форме песчаных тел со случайным распределением их в плане. Ордовикский песчаник Сент-Питер в верховьях долины Миссисипи по ряду характеристик похож на песчаники Айронтон — Гейлсвилл. Классическое исследование Дейка [43], посвященное изучению песчаника Сент-Питер, сохранило свое значение и сейчас. Ничего подобного упомянутым исследованиям палеозойских песчаников, по-видимому, не было опубликовано о современных морских песках.

Весьма тонкие покровы (менее 2 м), равно как и маломощные изолированные линзы зрелых песков, могут встречаться среди многих карбонатов шельфа. Примерами такого рода являются девонские песчаные отложения Датч-Крик, Бове и Хоинг [35] в пределах бассейна Мидконтинент в США. Мало что известно о процесах накопления аренитов на карбонатных шельфах или вокруг эвапоритовых бассейнов. Однако Хорн [89] выявил интереснейшие детали в структуре и осадочных текстурах морских прибрежных песков доггера-β (юра) в ФРГ, образующих резервуар близ воздымающегося соляного купола.

Бервин [20] отнес маломощные прямолинейные, очень вытянутые тела песков Кардиум в районе Калгари, Альберта, к образованиям прибрежной отмели позднемелового открытого моря. У них обычно выровненное дно, мощность 1,5—3,0 м, градационная слоистость в основании, а в кровле залегает конгломерат с кремневой галькой. Линейные песчаные тела, частично, вероятно, образованные в условиях береговой линии, описаны Канноном [29] в меловой формации Блэклиф В Монтане.

Удлиненные залежи морских песчаников, заполняющих русла, также присутствуют в разрезах морского шельфа. Здесь они, однако, крайне необычны и, вероятно, указывают на близость границы шельфа, по-

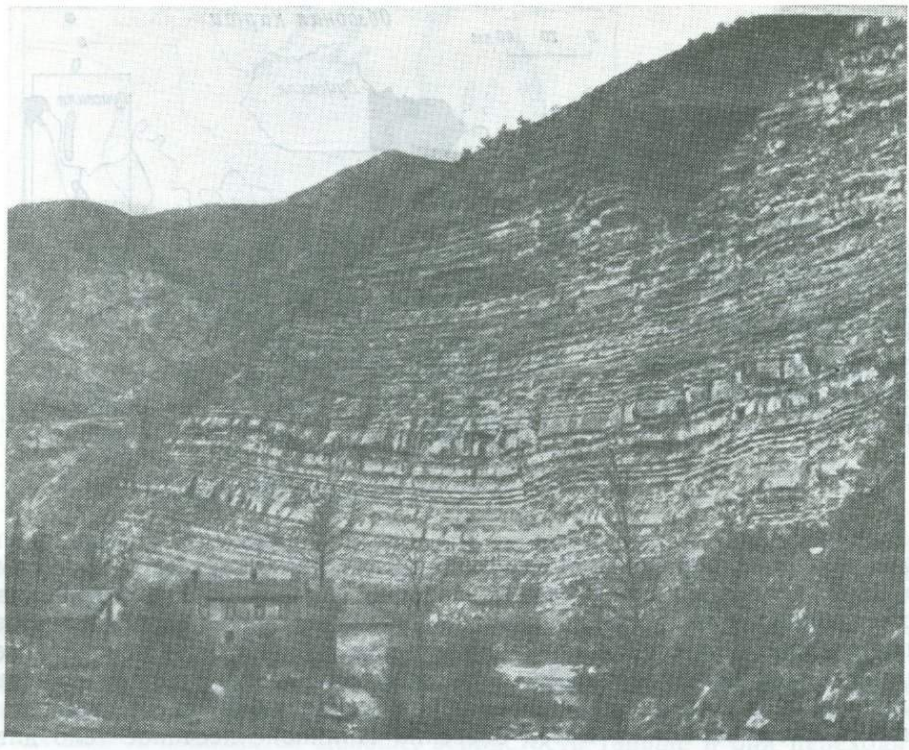



Фиг. 11-37. Русло Бетел и строение кровли глинистого сланца Нью-Олбани (Кентукки, Индиана).

Рукава отходят от верховьев русла. Русло врезано в карбонатные отложения и, как полагают, заполнено в основном морским песком [200].

скольку для их образования необходима потенциальная энергия, чтобы прорезать русло в направлении к шельфу. Такое прорезание (размыв) может происходить в субаэральных условиях во время снижения уровня моря либо осуществляться с помощью не до конца еще понятого механизма турбидитных течений в мелководных условиях или приливных течений у края шельфа. Рейнолдс и Винсент [177, 200] описали в миссисипском песчанике Бетел бассейна Иллинойс песчаное тело длиною более 272 км (фиг. 11-37). Слабо извилистое русло врезано примерно на 80 м в глубь карбонатной толщи и, по-видимому, является результатом воздействия морских подводных процессов. Заполняющие его отложения также имеют морской характер и состоят преимущественно из тонко- и среднезернистого песка, в котором развита однонаправленная косая слоистость. Неглубоко врезанные рукава наблюдаются близ кровли тела и указывают на отложение в стоячей воде. У верховьев русла обнаружены незакономерно распределенные по разрезу прослои известняков с фауной. Песок может полностью или частично заполнять такие шельфовые русла, а остальная часть выполнения представлена глинистым сланцем и (или) карбонатами. Значительно более широкое и глубокое шельфовое русло, заполненное глинистым сланцем, обнаружено в эоценовой формации Уилкокс в Техасе [95]. Изолированные песчаные тела в таких руслах являются вероятными резервуарами нефти.

**Турбидитные бассейны.** В геологическом разрезе геосинклиналей повсеместно встречаются мощные толщи предорогенных морских терригенных осадков, состоящих преимущественно из ритмично переслаивающихся глинистых сланцев и незрелых глинистых песчаников. Большинство этих песчаников по меньшей мере обнаруживает градационную слоистость и обычно хорошо выраженные донные отпечатки. К этим отложениям применяется определение «флиш» — как термин свободного пользования (фиг. 11-38). Хотя современные пески и илы малодоступны и слабо изучены по вертикали, они обнаруживают сходные черты в литологическом составе и слоистости в пределах подводных морских конусов выноса на подножия материка близ подошвы континентального склона и на глубоководных абиссальных равнинах. Турбидитные, или плотностные потоки (мутьевые потоки повышенной плотности), вызванные периодическим перемещением илистой взвеси вниз по уклону дна, рассматриваются большинством седиментологов как главный механизм переноса взвешенных частиц алеврита и песка в глубо-



Фиг. 11-38. Турбидиты с выдержанными ровными слоями песка, переслаивающегося с глинистыми сланцами.
Миоценовые отложения Марнозо, долина реки Сантерно близ Кастель-дель-Рио, Эмилия — Романья, Италия.

ководные бассейны, современные и древние. Кюнен [112] обосновал представление о турбидитных потоках и рассмотрел возможные альтернативные гипотезы. Информация о переносе песчаного материала в глубокое море рассмотрена в работах Менарда, Шепарда и др. [143, 211, 212].

Особенностям слоистости и текстур турбидитных песчаников посвящена обширнейшая литература (см. гл. 4). Лишь немногим уступает ей по числу опубликованных работ литература по петрографии граувакк, большинство из которых являются турбидитами. К сожалению, сравнительные исследования по геометрии турбидитных песчаных тел весьма немногочисленны. Отсутствие хороших маркирующих горизонтов в большинстве разрезов ограничивает возможность картирования индивидуальных песчаных тел. Большая часть турбидитов формировалась в доорогенную стадию тектонического цикла, и вследствие этого последующие структурные деформации (складчатость) также являются ограничивающим фактором. Кроме того, отсутствуют удовлетворительные данные по подземному строению толщ турбидитов. В нашем исследовании турбидитных песчаных тел использованы данные как по древним, так и по современным бассейнам (табл. 11-7).

Наиболее древние пески турбидитов незрелые. Они обогащены глинистым матриксом, а структурообразующие зерна плохо окатаны, слабо отсортированы и представлены неустойчивыми минералами (фиг. 6-12—6-19). Заметными и даже преобладающими компонентами являются обломки горных пород, терригенные и сложенные раковинами карбонаты

Таблица 11-7

**Характерные особенности турбидитных песков**

Петрология

Обломочные. Обильны обломки пород и незрелых минералов, а также скелеты глубоководных и мелководных морских организмов. Обычно присутствует карбонатный материал. Конгломераты с глинистой галькой. Цемент преимущественно обломочный

Структура

Очень плохая и умеренная сортировка, отношение зерна/матрикс низкое. Ритмичная смена слоев обусловливает резкую смену глинистых сланцев и песчаников. Окатанность почти полностью унаследованная

Осадочные текстуры

Градационные пласты ритмично переслаиваются с глинистыми сланцами. Отсутствие крупных элементов косой слоистости. Характерна выдержанность слоев по простиранию. Обычны донные отпечатки, асимметричные знаки ряби, пласты полосчатые и извилистые. Обычно присутствуют отпечатки следов и борозд

Внутреннее строение

Мало данных. Возможна зависимость между зернистостью и размерами песчаного тела

Размеры, форма и ориентировка

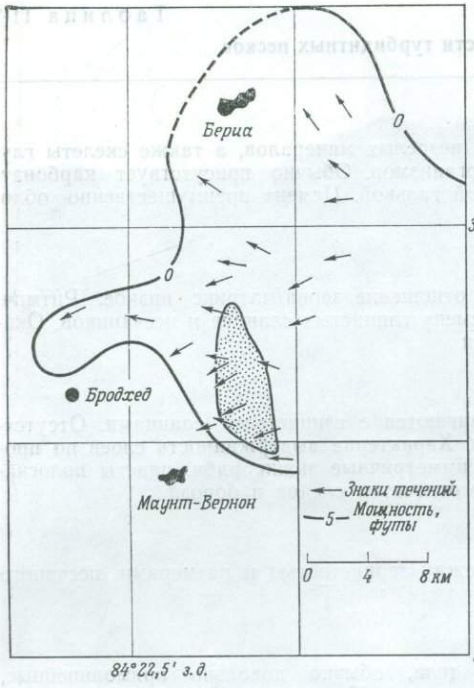
Вытянутые на несколько миль песчаные тела, обычно довольно прямолинейные, иногда наблюдаются бифуркация и разветвление. Протягиваются в глубь бассейна. Наблюдается прекрасная корреляция между ориентированными текстурами и формой. Преобладают, вероятно, покровные и тонколинзовидные залежи. Встречаются крупные большие олистостромы

Сопутствующие типы осадочных пород

По вертикали: обычны другие морские глинистые сланцы и турбидитные песчаники. Возможны полициклические песчаные тела. По латерали: характерны незначительные литологические контрасты, если не считать песчаников и сланцев в нижней части разреза. Смешанная бентосная и пелагическая фауна в глинистых сланцах и, вероятно, переработанная шельфовая фауна в песчаниках

и вулканиты. Обломки раковин обычно представляют собою смесь мелководных и глубоководных форм. Может присутствовать глауконит, и обычен карбонатный материал. Постоянно присутствуют глинистые обломки, а в некоторых древних разрезах турбидитов присутствуют даже конгломераты. Современные турбидиты — породы невысокой зрелости, но обычно они гораздо более тонкозернисты, чем многие их древние эквиваленты; гравелиты в них чрезвычайно редки. Раковины фораминифер присутствуют там, где глубины не очень велики (ниже уровня карбонатной компенсации). Глинистый матрикс является главным цементирующим агентом, но в большинстве современных и во многих кайнозойских турбидитах отсутствует, возможно потому, что в большинстве древних турбидитов матрикс не первичный, а преимущественно диагенетический. Вследствие этого отношение зерна/матрикс значительно ниже в древних турбидитах, чем в современных.

Градационная слоистость, многочисленные донные отпечатки, извилистая слоистость, асимметричные знаки ряби, мелкая косая слоистость и длинные ровные слои песчаника, переслаивающегося с глинистым сланцем, являются наиболее яркими текстурными признаками древних турбидитов. Сочетание этих признаков в мощных стратиграфических разрезах присуще исключительно турбидитам. Данные о проявлениях жизни и о макрофауне во флишевых бассейнах обобщены Ксёнжкевичем [111] и Кюненом [113].



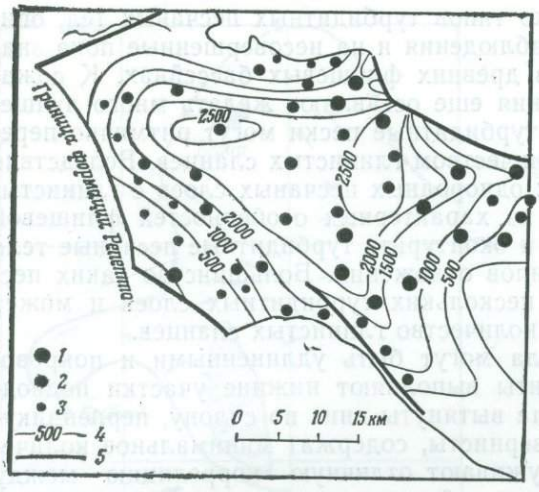

Фиг. 11-39. Мощность и система потоков (по отпечаткам борозд и желобков) в придельтовом турбидитном песчанике «Роккасл-Фристон» (миссисипий).

Следует обратить внимание на соотношение между системой потоков и изопахитой ([244], с изменениями).

Изучение топографии и осадков континентального склона и более глубоких областей показывает, что отложение песка происходит на слабо наклоненных широких конусах выноса у основания подводных долин или каньонов, врезанных в континентальный склон и шельф. Некоторые из этих долин и каньонов фактически могут протягиваться до береговой линии, где они перехватывают песчаный материал, перемещаемый прибрежными течениями вдоль шельфа. Возможно также, что песок может поступать в долину или промоину непосредственно из потока, как, например, при росте дельты в направлении глубоководья. Неустойчивые донные осадки могут временно накапливаться, а затем в результате оползания суспензионного (песчаного) течения или образования мутьевых потоков сноситься вниз по долинам или каньонам, в подводные конусы выноса и затем на дно бассейна. Русла с естественными плотинами были детально закартированы в верхних частях подводных конусов выноса [78], они оказались частью сложной системы бифуркирующих рукавов [82]. Так же как и в речных конусах выноса, в них наблюдается прямая корреляция между уклоном конуса и размером зерен. Мутьевые потоки независимо от того, каков механизм их образования, являются периодическими, причем каждый поток откладывает отдельный песчаный слой по мере вытекания из долины или каньона на поверхность конуса выноса и в конце концов рассеивается на дне бассейна. На фиг. 11-39 показана схема отложения такой индивидуальной системы на примере горизонта «Роккасл-Фристон» (миссисипий, карбон), который интерпретируется Уиром и др. [244] как придельтовый турбидит. Некоторые подпруженные осадками бассейны среди неровностей рельефа Срединно-Атлантического хребта, вероятно, похожи на межгорные бассейны в том отношении, что материал их турбидитного заполнения является местным, а последовательность отложения в значительной мере обусловливается отражением потока от противоположных бортов бассейна [6].

Можно выделить несколько типов турбидитных песчаных тел, опираясь на приведенные выше наблюдения и на несовершенные пока знания о распределении песков в древних флишевых бассейнах. К сожалению, наши современные знания еще оставляют желать много лучшего. Необходимо признать, что турбидитные пески могут ритмично переслаиваться с тем или иным количеством глинистых сланцев. Вследствие того что переслаивание тонких однородных песчаных слоев с глинистыми сланцами является одной из характерных особенностей флишевой фации, очень трудно выделить и оконтурить турбидитные песчаные тела в отличие от многих других типов отложений. Большинство таких песчаных тел будет состоять из нескольких турбидитных слоев и может включать в себя значительное количество глинистых сланцев.

Турбидитные песчаные тела могут быть удлиненными и покровоподобными. Линейные турбидиты выполняют нижние участки подводных долин и каньонов. Эти тела вытянуты вниз по склону, перпендикулярны береговой линии, грубозернисты, содержат минимальное количество прослоев сланца и обнаруживают отличную корреляцию между внутренними ориентированными свойствами и направлением удлинения. Они образуют многократные переслаивания. У вершины подводного конуса выноса относительно фиксированная система русел также, вероятно, предопределяет породы напластования песчаных турбидитов. Вблизи от вершины конуса выноса тела вытянуты вниз по его склону, обнаруживая слабо выраженную радиальную схему строения и сильную корреляцию между ориентированными свойствами и формой тел, и сложены грубо- и среднезернистыми песками. Они, вероятно, обладают выраженным эрозионным руслом в основании. Наряду с обычными мелкими складками и желобками оползни внутри отдельных слоев тела также могут указывать направление переноса. По мере передвижения от вершины конуса поток расходится веером, откладывая единичный слой с убывающей мощностью и уменьшающимся размером зерен, который сменяется у дальних границ дна бассейна очень тонким прослоем алеврита. Преобладает радиальная схема распределения ориентированных элементов структуры (фиг. 11-39). На ровном дне бассейна в пределах равнинной части дна бассейна (basin plain) характерно переслаивание алеврита и преобладающих глин, вследствие чего песчано-сланцевый коэффициент становится меньше единицы, тогда как близ вершины конуса выноса это отношение значительно превышает единицу. В направлении течения слои становятся более тонкозернистыми, маломощными, и изменяется комплекс осадочных текстур [239], в результате чего сравнительно мощные слои с градационной слоистостью и крупными донными отпечатками превращаются в маломощные прослои алевритов, у которых градационная слоистость слабо выражена или вообще отсутствует, а донные отпечатки немногочисленны и невелики. На основе этих наблюдений выделены ближняя, промежуточная и удаленная фации. Если конус выноса втекает под прямым углом в линейный трог, поток направляется в сторону понижения трога и заполняет его. Возникающее в результате песчаное тело приобретает узкую *L*-образную или *T*-образную форму. Плиоценовая формация Репетто в Калифорнии содержит краевой конус выноса, который по простиранию сливается с узким трогообразным бассейном (фиг. 11-40). Шелтон [208] оценивает глубоководность бассейна в 1700—2600 м. Согласно его данным, мощность отдельных песчаных тел в этом разрезе редко превышает 50—65 м. В миоцене Калифорнии также выявлены примеры турбидитных песков [130] в руслах глубиной 370 м, где мощность отдельных песчаных тел достигает 60—120 м. Диккас и Пейн [46] описали подобные русла в палеоцене Калифорнии. Такие отложения, заполняющие русла,




Фиг. 11-40. Мощность нижнеплиоценовых песчаников формации Репетто и размер зерен в них, бассейн Лос-Анджелес, Калифорния.

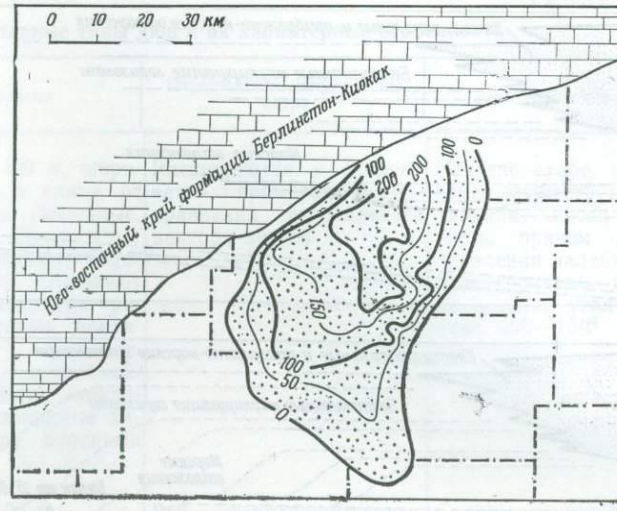
Размер зерен (*1—3*): *1* — средний, *2* — тонкий, *3* — очень тонкий, *4* — изопахиты, *5* — разлом ([208], с изменениями).

отличаются от окружающих глинистых сланцев более высокими песчано-сланцевыми коэффициентами, а также тем, что они пересекают любые маркирующие пласты, которые присутствуют в разрезе. Размер зерен может зависеть от размеров русла и может наряду с мощностью слоя уменьшаться вверх по разрезу так же, как в аллювиальных или приливных песчаных телах, хотя подтверждающие это данные отсутствуют. Как и в случае субаэральных конусов выноса, длительная турбидитная седиментация может полностью захоронить первичный рельеф дна. Это, как правило, подтверждается непрерывным акустическим профилированием океанических абиссальных равнин.

Вследствие того что турбидиты отлагаются в течение короткого периода времени и не подвергаются значительной переработке более поздними потоками, они образуют, по-видимому, самые обширные и непрерывные индивидуальные слои, если не считать слои пеплопадов и некоторых пепловых потоков. Хесс [84] прослеживал отдельные слои турбидитов на расстоянии более 50 км в нижнемеловом флишевом троге Баварии [84]. Можно полагать, что отдельные слои туффитовых турбидитов, образованные при подводных вулканических извержениях, могут прослеживаться на еще большие расстояния.

Там, где дельта заканчивается на больших глубинах, отложение турбидитов может происходить в нижних слоях ее фронтальной части и за ее пределами в глубоководных участках дна бассейна, как это наблюдается в Мексиканском заливе, где дельта Миссисипи достигает края континентального шельфа [45]. Лайнбек [121] рассматривает пески пачки Карпер-В формации Борден (миссисипий) в бассейне Иллинойс (фиг. 11-41) как турбидитные отложения. Эта пачка представлена равнослоистыми алевритами с прослоями тонкозернистых песков со слабо выраженной градационной слоистостью и донными отпечатками. Пласты алевритов и тонких песков переслаиваются с глинистым сланцем. Лайнбек [121] полагает, что песок был вынесен в прифронтальную часть дельты ее рукавами, которые составляли часть речной системы Мичиган. Подводная седиментация во фронтальной части дельты или на континентальном склоне приводит к образованию песчаных тел с высоким начальным уклоном, угол которого определяется обращенным наружу склоном дельты или края шельфа, где песчаные отложения постепенно продвигаются в более глубоководные зоны.

Рич [182] предложил термины «ундаформа», «клиноформа» и «фондоформа» для отложений шельфа, склона и глубинных частей бас-




Фиг. 11-41. Мощность горизонта Карпер-В (турбидитный алевролит в формации Борден, миссисипий) в бассейне Иллинойс.

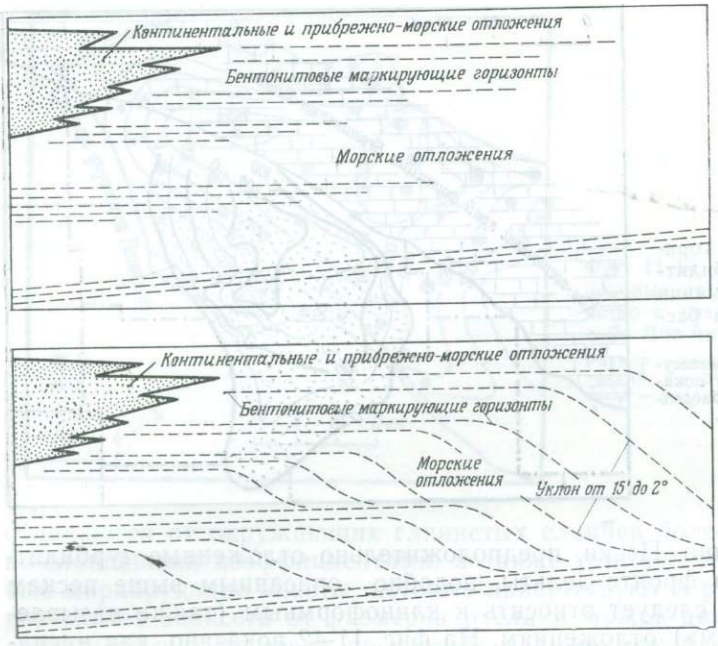
Юго-восточная граница известняков Берлингтон-Киокак показывает временный край бассейна ([121], с изменениями).

сейна соответственно. Пески, предположительно отложенные турбидитными потоками на фронте дельты, подобно описанным выше пескам формации Борден, следует относить к клиноформным (также называемым «ниспадающим») отложениям. На фиг. 11-42 показано, как ниспадающие, или склоновые, отложения могут резко изменить стратиграфическую корреляцию отложений склона. Когда существуют основания ожидать появление таких отложений, особое значение приобретает установление слоев, первичное залегание которых было горизонтальным. Истинное положение лучше всего может быть установлено в том случае, если можно показать, что маркирующие горизонты лежат как выше, так и ниже наклонных слоев. Клиноформная структура возникает в результате наращивания края шельфа в глубь бассейна и вверх. Пески и алевриты склонов могут быть турбидитами или иметь некоторые их черты. Карбонаты и терригенный песок могут отлагаться на склоне и переслаиваться с илом, если он присутствует. В типичных случаях пески образуют наклонные покровы (фиг. 11-39). Удлиненные формы могут располагаться параллельно простиранию склона. Асквет [8] иллюстрирует многие из высказанных положений на примере морского мела в Вайоминге.

Карбонатные турбидиты мало изучены, хотя и слагают значительную часть турбидитных отложений. Руснак и Нестеров [189] описали современные биогенные турбидиты. Карбонатные турбидиты установлены также на абиссальной равнине Мексиканского залива [44]. Сестини составлена сводка данных о древних турбидитных известняках северных Апеннин (Sestini, 1970).

Другой особенностью турбидитных песчаных тел, о которой следует упомянуть, являются крупные массы сползших пластов — олистостром, которые не только нарушают нормальный стратиграфический разрез, но вследствие вращения и смятия во время скольжения могут существенно осложнить интерпретацию положения песчаных тел в турбидитных толщах (подробнее см. [66, 124]).

**Эоловая обстановка осадконакопления.** Там, где воздействию ветра подвергаются значительные объемы неконсолидированного песка, он переносится и отлагается, образуя дюны чрезвычайно разнообразной формы. Эоловые пески накапливаются в различных условиях: в крупных пустынях, семиаридных регионах, вдоль многих побережий и прибрежных равнин; последние два типа образуются за счет линейного ис-




Фиг. 11-42. Разрезы поперек склона в меловых отложениях штата Вайоминг до и после выявления «ниспадающих» отложений.

Установление такого явления может существенно изменить корреляцию отложений и понимание истории заполнения бассейна ([8], с изменениями).

точника приносимого материала, который действует как в гумидном, так и в аридном климате. Судя по современным данным, объем эоловых песков аридной зоны намного превосходит объем дюн, связанных с пляжами; приблизительно $^1/_3$ поверхности современной суши относится к семиаридным и аридным областям [156]. Поэтому, если считать, что современность — ключ к познанию прошлого, то можно полагать, что пустыни были весьма обычны в прошлой истории Земли независимо от стабильности или мобильности континентов. На земной поверхности в общей схеме атмосферной циркуляции должны были выделяться, как и в современную эпоху, субтропические зоны высоких давлений и аридные зоны, праллельные гумидному экваториальному поясу. Более того, в раннем палеозое и в докембрии, когда сосудистые растения отсутствовали или количество их было невелико по сравнению с современным, эоловая деятельность, вероятно, играла даже большую роль, чем теперь. Не приходится ли максимум распространения эоловых условий осадконакопления на ранний докембрий?

*Современные эоловые пески.* Наилучшим путем к познанию характера и происхождения древних эоловых песков, эолианитов[1], является изучение песчаных накоплений в современных пустынях. Какая часть современных пустынь покрыта песком? Какие виды дюн преобладают? Каковы отношения между формами дюн и режимом ветров? Между внешней формой дюны и ее внутренним строением? Как мы уже отмечали ранее в этой главе, критическая информация обычно отсутствует, и поэтому наши ответы зачастую неполны и далеко не удовлетворительны.

В большинстве современных пустынь на поверхности преобладают коренные породы. Например, на Аравийском полуострове из $2{,}75 \cdot 10^6$ км$^2$ его общей площади пески покрывают лишь $0{,}78 \cdot 10^6$ км$^2$, или около $^1/_3$ [87], а в Сахаре лишь 10% [156]. Но в больших пустынях,

[1] В советской геологической литературе эолианитами называют только известняки эолового происхождения, см. «Геологический словарь», 2, «Недра», М., 1973. — *Прим. ред.*

Таблица 11-8

**Некоторые главные типы дюн и их характерные особенности**

| Тип | Морфология | Отношение к направлению ветра | Внутреннее строение |
|---|---|---|---|
| Продольные (копьевидные, параллельные, линзовидные) | Высота до 100 м, ширина 1—2 км и длина от 20 до 200 км. Линейные, извилистые. Поперечные ветры увеличивают высоту и ширину. Образуют эффектные «эоловые гряды» в некоторых континентальных пустынях. Могут быть прямолинейными или слегка извилистыми. Линзовидные характеризуются плоскими вершинами | Расширяются в сторону ветра, примерно в направлении усредненного вектора ветров | Изучено слабо, но, вероятно, существует бимодальная косая слоистость, причем два направления падения слоев ориентированы в сторону ветров; угол между ними 100—150° |
| Серповидной формы (барханные, сигмоидальные, поперечные, параболические) | Высота до 100 м | Все перпендикулярные ветру концы барханов направлены по ветру, а у параболических («выклинивающихся») — навстречу ветру. Поперечные дюны имеют сравнительно прямолинейный гребень | Склоны, по которым скатывается материал, располагаются по ветру с отклонениями, свойственными многим аллювиальным пескам, и образуют унимодальную косую слоистость |
| Сложные (пирамидальные, искривленные, дюнные «массивы», бугры, звезды и обратные) | Форма разнообразна, пирамидальные дюны достигают 200 м и более | Неустойчивый, меняющийся вектор и срастание индивидуальных форм дюн | По существу данных нет, но строение, несомненно, сложное, отражающее внешнюю морфологию |
| Покровные | Плоские до слабо ундулирующих. Могут покрывать обширные площади | Накопление, вероятно, преобладает над рассеянием | Данных немного, но вероятно широкое присутствие ряби, углы падения менее 15° |

таких, как Аравийская и Сахара, песчаные отложения, хотя и покрывают небольшую часть их общей площади, весьма велики по размерам: так, район Гранд-Эр Оксиденталь в Алжире превышает по площади Англию [156], а на Аравийском полуострове пустыня Руб-эль-Хали занимает 598 000 км² [87]. Таким образом, если современные пустыни мира сопоставимы с пустынями геологического прошлого, следует ожидать, что дюнные песчаные отложения должны иметь широкое распространение.

Крупные скопления песка в пустынях занимают обычно пониженные участки рельефа в пределах узких равнин или широких бассейнов. Это главным образом происходит потому, что крупные скопления песка могут образоваться при центростремительном расположении дренажа временных русел или вблизи от былых береговых линий внутренних озер или морских заливов. В любом случае первоначальное накопление песка происходило в водных условиях и последующее выдувание алеврита и глины приводило к образованию остаточных отложений песка и гравия. Позднее ветер отделяет песок от гравия. Короче говоря, прямое поступление из подстилающих песчаных коренных пород является единственным источником материала, а создание значительных по объему залежей песка в крупных пустынях связано с временными водными по-

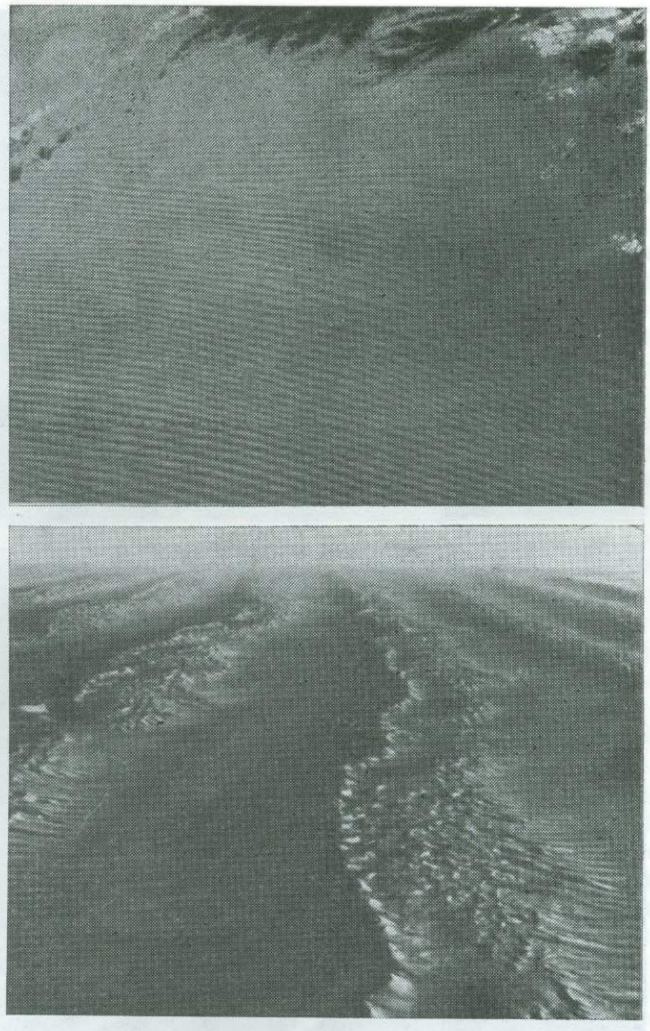
токами или древними побережьями. Поскольку эоловые пески представляют собой субаэральные образования, в их основании, так же как и в кровле, наблюдается несогласие. В ассоциации с эоловыми песками находятся каменистые равнины, флювиальные пески и галечники, соленосные отложения; последние формируются во внутренних озерах пустынь или в лагунах, ограничивающих бывшие моря.

Дюны обладают столь разнообразными и изменяющимися формами, что затруднительно предложить универсальную классификацию, хотя такие простые формы, как барханы, продольные и поперечные дюны, песчаные заструги, выделяются давно (табл. 11-8). Постепенные переходы одних форм в другие, несомненно, затрудняют классификацию. Холм и Смит [80, 216] иллюстрируют выделенные сложные формы аэрофотографиями.

Условия развития этих форм известны недостаточно, хотя в принципе любой специфический тип дюн, вероятно, представляет собой форму переноса песка, наиболее эффективную для данных условий распределения ветров, поступления песка и развития растительного покрова. Судя по литературным данным, субаэральные формы дюн более разнообразны, чем субаквальные, Единственным возможным объяснением этого является то, что воздушные течения на земной поверхности гораздо больше, чем водные, подвержены вариациям как по интенсивности, так и по направлению в силу гораздо меньшей их плотности (0,00012 от плотности воды) и тесной их зависимости от суточного нагревания и охлаждения. Изменчивость ветра особенно существенна при образовании сложных форм дюн. При анализе данных о распределении ветров главное внимание обращается на направление и частоту ветров, способных переносить песок, обычно имеющих скорость больше 24—40 км/ч, а не на средние условия. При попытке установить зависимость формы субаэральных дюн от системы ветров возникает, как и при изучении морфологии речного дна, проблема запаздывания данных: находится морфология ложа действительно в равновесии с современной системой течений или она соответствует более древней системе.

Продольные дюны (фиг. 11-43) преобладают на широких площадях современных пустынь. Некоторые из них достигают 200 км в длину, например в Руб-эль-Хали [87]. Мадиган [126] сообщает о сопоставимой по размерам системе продольных дюн в Австралии. Полагают, что удлинение этих дюн параллельно преобладающему направлению ветра, тогда как поперечные ветры наращивают их высоту и ширину. Барханный тип серповидных (дугообразных) дюн особенно характерен для тех участков, где ограничено поступление песка и он передвигается по поверхности коренных пород. Они могут переходить в поперечные дюны (фиг. 11-44). Для сложных дюн характерно разнообразие форм, они состоят из нескольких отдельных дюн и в некоторых случаях, как, например, пирамидальные дюны, могут достигать 200 м в высоту (фиг. 11-44). Дюны сложного и продольного типов играют большую роль в современных пустынях, чем барханы.

Информация о внешней форме дюн и внутренней косой слоистости невелика. Единственное заметное исключение представляют данные, полученные Мак-Ки [138] о гипсовых песках Уайт-Сандс в Нью-Мексико. Для этих барханных, куполовидных, параболических и поперечных дюн, которые формируются по направлению ветра в сторону от пересыхающего озера, Мак-Ки определил: 1) мощность прослоев, формирующих косую слоистость, варьирует от 0,3 до 1,6 м с уменьшением мощности слойков к верху дюн, 2) унимодальное распределение ориентировки косой слоистости с очень небольшими вариациями (2051), 3) крутое падение (30—34°) внешних слойков, 4) хорошее соответствие между на-

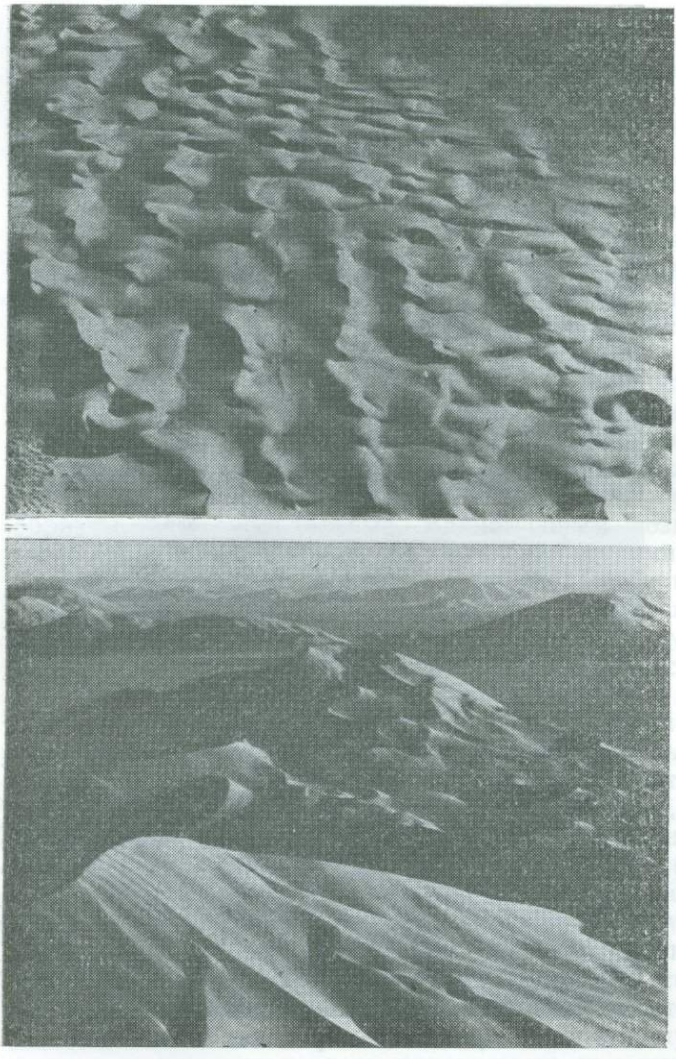


Фиг. 11-43. Продольные дюны в пустыне Руб-эль-Хали на Аравийском полуострове.

*Вверху* — снимки с «Джемини-4» (NASA S-65-3476), *внизу* — с самолета. Дюны имеют ширину около 1—2 км, высоту 100 м и длину до 200 км.

правлением косой слоистости и системой ветров и 5) преимущественно таблицеобразую форму косых слойков с увеличением крутизны их верхней ограничивающей поверхности по направлению ветра. Кроме того, присутствуют пологоволнистая слоистость, прослойки с рябью и местные русла выдувания. Поскольку Мак-Ки изучал преимущественно серповидные дюны, остается неясным, в какой мере эти данные применимы к древним эолианитам, представленным, вероятно, продольными и сложными дюнами.

Дюны, приуроченные к береговой линии или аллювиально-приливной равнине, обладают сходными чертами в гумидном и пустынном климате, поскольку береговая линия и прибрежная долина представляют собой возобновляемый линейный источник песка, который может переноситься отсюда в направлении ветра. Разновидности серповидных дюн представляют собой, по-видимому, обычные типы, хотя пирамидальные дюны могут возникать лишь в результате сезонных изменений направления ветров. Размеры дюнных полей зависят от поступления песчаного материала, эффективности дующих в направлении к берегу или преобладающих ветров и наличия растительности. На берегах карбонатных



Фиг. 11-44. Поперечные дюны (*вверху*) и «песчаные горы» (*внизу*) в пустыне Руб-эль-Хали.

Песчаные горы могут достигать высоты 250 м. На больших площадях пустыни песок наметается ветром в крупные валы, подобные показанным на фиг. 11-43, 11-44, вследствие чего возникают обширные площади обнаженных коренных пород и каменистых равнин, известные в большинстве крупных континентальных пустынь.

бассейнов большая часть дюнных песков может быть сложена оолитами и скелетным детритом. А если подобное побережье оказывается в аридном климате, то в дюнный песок может также поступать гипс из соляных равнин, окружающих засоленные лагуны. Среди множества исследований прибрежных дюн необходимо отметить работы Купера [37, 38] по побережью Орегона и Калифорнии и Гея [74], который описал эффектную миграцию дюн от береговой линии по направлению к горам, протягивающимся вдоль аридного побережья Тихого океана в Перу. Косая слоистость в дюнах барьерных островов изучена Мак-Брайдом и Хейсом [134], которые показали, что 1) преобладающая часть уклонов косой слоистости круче 30° и 2) бимодальная косая слоистость образовалась в результате сезонного изменения направления ветров.

*Проблема древних эолианитов.* Исходя из современной распространенности полупустынных и пустынных районов, покрывающих почти $^1/_3$ поверхности суши, следует полагать, что значительная часть песков геологического прошлого имела сходную историю ветрового переноса, и кажется резонным, что часть сохранившихся песков определенно представляет собой эоловые отложения. Однако распознание этих отложе-

ний представляет собой, вероятно, самую трудную задачу в фациальном анализе песчаных пород. Прежде всего это потому, что пока имеется мало обобщающих исследований, посвященных осадочным текстурам, структуре, петрологии и геометрии отложений современных континентальных пустынь, которые могли бы явиться моделью для широко распространенных древних эолианитов. Короче говоря, стратиграфическая модель еще не построена и вследствие этого отсутствуют руководящие принципы.

По существу надо ответить на три вопроса. Какова вероятность того, что крупные песчаные толщи континентальных пустынь могли включаться в геологический разрез? Каким образом мы может распознать древние эолианиты? И даже если они распознаны, можно ли использовать косую слоистость для определения направления древних ветров?

Баррел [12] вслед за более ранним предположением Пассаржа полагал, что вероятность сохранности широко распространенных эоловых песков в геологических разрезах невелика, поскольку они должны были в значительной степени разрушаться последующей морской трансгрессией. Климатические изменения, сопровождаемые увеличением атмосферных осадков и значительным усилением речной эрозии, также могли уничтожить их. Следовательно, хотя в течение большей части геологической истории на Земле существовали крупные пустыни, заключавшие в себе большие объемы эоловых песков, большая их часть, вероятно, была впоследствии переработана в прибрежно-морские или флювиально-дельтовые осадки. И только быстрое, локально развившееся погружение могло сохранить пески от уничтожения последующей эрозией, включив их в формирующийся геологический разрез.

Тем не менее некоторые широко распространенные древние песчаники описаны как эолианиты [21, 136, 162, 174, 215]. Стокс [218] дал, по-видимому, самое рациональное объяснение, почему семиаридные условия неоднократно возрождались на плато Колорадо от пермского периода до современной эпохи. От перми и до юры он выделил пять формаций эоловых песчаников (Седар-Меса, пермь; Уингейт, триас; Навахо, Энтрада и Блафф, юра), одна из которых, песчаник Седар-Меса, достигает мощности 370 м. Некоторые из этих формаций, по-видимому, покрывали площадь от 26 тыс. до 520 тыс. км$^2$. Однако нет полного согласия оносительно эолового происхождения этих песчаников.

Среди критериев к выявлению древних эолианитов, сопоставимых по размерам с крупными современными отложениями пустыни, выделяются следующие: 1) ассоциация с эвапоритовыми отложениями и флювиальными песками, 2) вероятное несогласие выше, ниже или на простирании этих песчаных отложений, 3) отсутствие широко распространенных характерных горизонтов, 4) преобладание косослоистых песчаников, 5) хорошая сортировка, обусловленная удалением глинистого и алевритистого материала, в силу чего химический цемент преобладает над обломочным, 6) малое количество слюдистых минералов, 7) тусклая непрозрачная, или матовая, поверхность зерен кварца [114], 8) отсутствие морских беспозвоночных и залежей угля. Могут также присутствовать обточенные летящими песчаными частицами гравийные обломки, первоначально транспортированные речными потоками. В зависимости от источников материала может широко варьировать минералогический состав структурообразующих фракций — от полевошпатового до ортокварцитового. Интересно подчеркнуть, что, несмотря на изученность, ни один древний эолианит не был убедительно идентифицирован с помощью гранулометрического анализа, хотя множество подобных анализов на современных дюнных песках было осуществлено.

Решающим признаком эолового происхождения древнего песчаника является характер его косой слоистости. Какова мощность отдельных слойков и каковы вариации направления их уклонов в косослоистой пачке? Исходя из высоты современных дюн, можно ожидать, что в древних разрезах сохраняются мощные косые слои с наклоном 30—34° и толщиной почти до 20 м. И действительно, некоторые авторы использовали большую мощность прослоев косослоистых толщ в качестве обоснования их эолового происхождения. Но достаточно ли хорошо мы знаем о косой слоистости в песках современных пустынь и современных континентальных шельфов, чтобы быть в этом уверенными? Для объяснения относительно малой мощности слойков в косослоистых песчаниках, которые принято считать эоловыми, Стокс [219] предположил, что эоловая эрозия несцементированного песка ограничена зеркалом грунтовых вод и что в течение длительного времени эта поверхность играла роль уровня эрозии и выразилась, по его определению, в многократных параллельных срезах поверхности наслоения. Однако Шоттен [215] полагал, что эти поверхности являются просто тыловыми склонами барханов.

Еще более трудным является, пожалуй, вопрос об изменчивости косой слоистости. Маловероятно, чтобы в древних эолианитах были распространены косые серии с отчетливой единообразной ориентировкой, если в геологическом прошлом в современных пустынях преобладали продольные и сложные дюны. Эолианиты, образованные в продольных дюнах (фиг. 11-43), должны были бы иметь четко выраженную бимодальную схему косой слоистости (табл. 11-8), тогда как в случае сложных дюн ориентировка слойков должна была бы быть весьма различной, возможно даже случайной (круговой, веерообразной). Анализ древних песчаников предположительно эолового происхождения обнаруживает вариации направлений уклона слойков, сопоставимые с теми, которые наблюдаются в большинстве флювиальных или дельтовых песков. Только прибрежные эолианиты, где преобладают параболические, поперечные и, возможно, барханные дюны, характеризуются невысокими вариациями косой слоистости, и то лишь в тех случаях, когда ветровой перенос песка происходил главным образом в сторону берега. Не были ли древние пески, относимые к эоловым, на самом деле отложены в субаквальных условиях?

Индекс ряби (отношение длины к высоте волны) долгое время считался показателем различий ветровой и подводной ряби. Таннер [228] подсчитал величину индексов ряби разного происхождения и пришел к выводу, что ветровая рябь может отличаться по величине индекса от подводной, где он превышает 18. Шарп [204] установил, что индекс ряби увеличивается с увеличением размера зерна и скорости ветра и что средний индекс дюн Келсо в пустыне Мохаве равен приблизительно 18.

Прибрежные дюны, особенно те из них, которые покрывают песчаные тела барьерных островов, вероятно, характерны для геологических разрезов, хотя их также необходимо уметь распознавать в телах древних терригенных песчаников. Однако изучение плейстоценовых эолианитов (раковинных известняков) на Бермудских островах [125] показало, что 66% передних слойков наклонено на 30—35° и что дюны мигрировали к берегу в периоды высокого положения уровня моря, а поэтому преобладающее направление наклона косой слоистости в большинстве случаев перпендикулярно береговой линии. При этом формировались главным образом поперечные дюны.

Наконец, что можно сказать о доплейстоценовых палеосистемах ветров на основании изучения косой слоистости в песчаниках? Для по-

добного заключения необходимы, во-первых, достоверные данные об эоловом происхождении исследуемых песков и, во-вторых, знание простых соотношений между атмосферной циркуляцией и возникающим направлением наклона косой слоистости. Мы считаем идентификацию эоловых условий образования песков исключительно трудной задачей, решение которой требует тщательного анализа всех аспектов отложения песка и сопровождающих его осадков. Совершенно необходимы дальнейшие исследования внутренней косой слоистости дюн в современных пустынях, подобные исследованиям дюн, проведенных Мак-Ки [138] в Уайт-Саундс. Насущной задачей остается более глубокое познание косой слоистости и соотношения направления наклона слойков с атмосферными течениями. До тех пор пока перечисленные задачи не будут решены, нам представляется, что заключения о палеосистемах ветров могут с гораздо большей уверенностью основываться на уменьшении размеров зерен в направлении ветра и мощностях отложений пеплопадов [53], чем на изучении косой слоистости в песчаниках.

## ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ПЕСЧАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Прогноз имеет два главных аспекта: где искать новую песчаную залежь и как, когда она уже обнаружена, эффективно оконтурить ее площадь, используя минимум данных. Обе задачи являются самыми насущными из тех, решение которых может потребоваться от геолога. При этом задача определения местонахождения залежей, в общем, значительно более трудная, чем задача ее оконтуривания.

Как правило, требуются данные из четырех областей геологического знания: 1) условия осадконакопления, 2) региональное распределение фаций в данном бассейне, 3) палеорельеф и 4) предшествующий опыт изучения подобных залежей в сходных фациальных условиях, установленных для данного, если это возможно, бассейна.

Для обоснованного оконтуривания необходима правильная модель, которая предсказывала бы вероятную форму песчаного тела в определенных условиях осадконакопления. Для создания корректной модели используется сочетание внутренних и внешних характеристик. Как было показано, главными внешними характеристиками являются ассоциация сопутствующих пород и характер базального контакта песков. Знание палеорельефа совершенно необходимо для правильной интерпретации.

Другим источником информации, которая может оказаться наиболее полезной, является анализ вертикальной последовательности литологических типов пород, подстилающих и перекрывающих данное песчаное тело, поскольку в идеальном случае литологические переходы по вертикали отражают горизонтальную миграцию условий осадконакопления, что было давно установлено Вальтером [241]. В западноевропейской литературе это обобщение известно как закон Вальтера[1]. Шоу [205] и Вишер [237] недавно вновь подчеркнули значение закона Вальтера как эффективного способа прогнозирования переходов отложений по простиранию на основании изучения вертикального разреза. Такой подход подразумевает, что в разрезе отсутствуют эрозионные перерывы и что действительно существует взаимообусловленность, или унаследованность («память»), в смене отложений по стратиграфической вертикали.

Обнаруживает ли вертикальный разрез такую память (см. стр. 404), и коротка она или длительна (обусловлено присутствие или отсутствие

[1] В советской литературе существуют названия «закон корреляции фаций» или «фациальный закон Головкинского — Вальтера» (см. Геологический словарь, 2, «Недра», М., 1973 г.). — *Прим. перев.*

Фиг. 11-45. Сопоставление закономерного распределения обстановок осадконакопления (*вверху*) и распределения типа «лоскутного одеяла» (*внизу*) и возникающие последовательности отложений в точках *X* и *X*¹ при трансгрессии слева направо.
Пояснения в тексте ([169], с изменениями).

данной литологической ассоциации или отдельного слоя только одним непосредственно предшествующим или несколькими предшествующими слоями различных пород?) — это в первую очередь определяется пространственным распределением обстановок осадконакопления во время седиментации (фиг. 11-45). Предположим, например, что серия обстановок осадконакопления связана с глубоководностью, которая систематически возрастает по мере удаления от берега в глубь бассейна, и при этом каждая обстановка приводит к формированию определенного типа осадка. В идеальном случае медленная трансгрессия приведет к формированию такого типа разреза, где все или почти все обстановки будут представлены в той же последовательности, в какой они изменяются от берега в глубь бассейна. Если различные обстановки осадконакопления трансгрессируют в сторону побережья, они оставляют позади строго связанную последовательность осадков, запечатлевающих в своей памяти один или несколько этапов развития. Предположим, однако, что различные обстановки осадконакопления распределяются более или менее случайно, наподобие «лоскутного одеяла», т. е. по случайной схеме, где условия систематически не связаны ни друг с другом, ни с береговой линией (фиг. 11-45). В этом случае трансгрессия в сторону берега приведет к образованию стратиграфического разреза, лишенного четко выраженной вертикальной зависимости, т. е. разреза, по существу «лишенного памяти».

Эти два гипотетических до некоторой степени экстремальных примера, допускающих отсутствие в стратиграфических разрезах перерывов в осадконакоплении, свидетельствуют о следующем: разрезы с резко выраженной вертикальной памятью накапливались в бассейнах с отчетливой контрастной систематической фациальной зональностью, и, наоборот, разрезы со слабо выраженной памятью (или совсем лишенные ее) накапливались в бассейнах, где почти не проявилась или полностью отсутствовала систематическая фациальная зональность. Проблемы определения памяти и ее длительности рассматривались Крамбейном [105], Поттером и Блейкли [169].

Эффективный прогноз нахождения в буровых скважинах песчаного тела или любого другого литологического типа осадков на основе применения закона Вальтера требует: 1) действительного существования памяти в данном разрезе, 2) знания седиментационного простирания (древний рельеф), 3) выдержанности одного и того же цикла и 4) со-

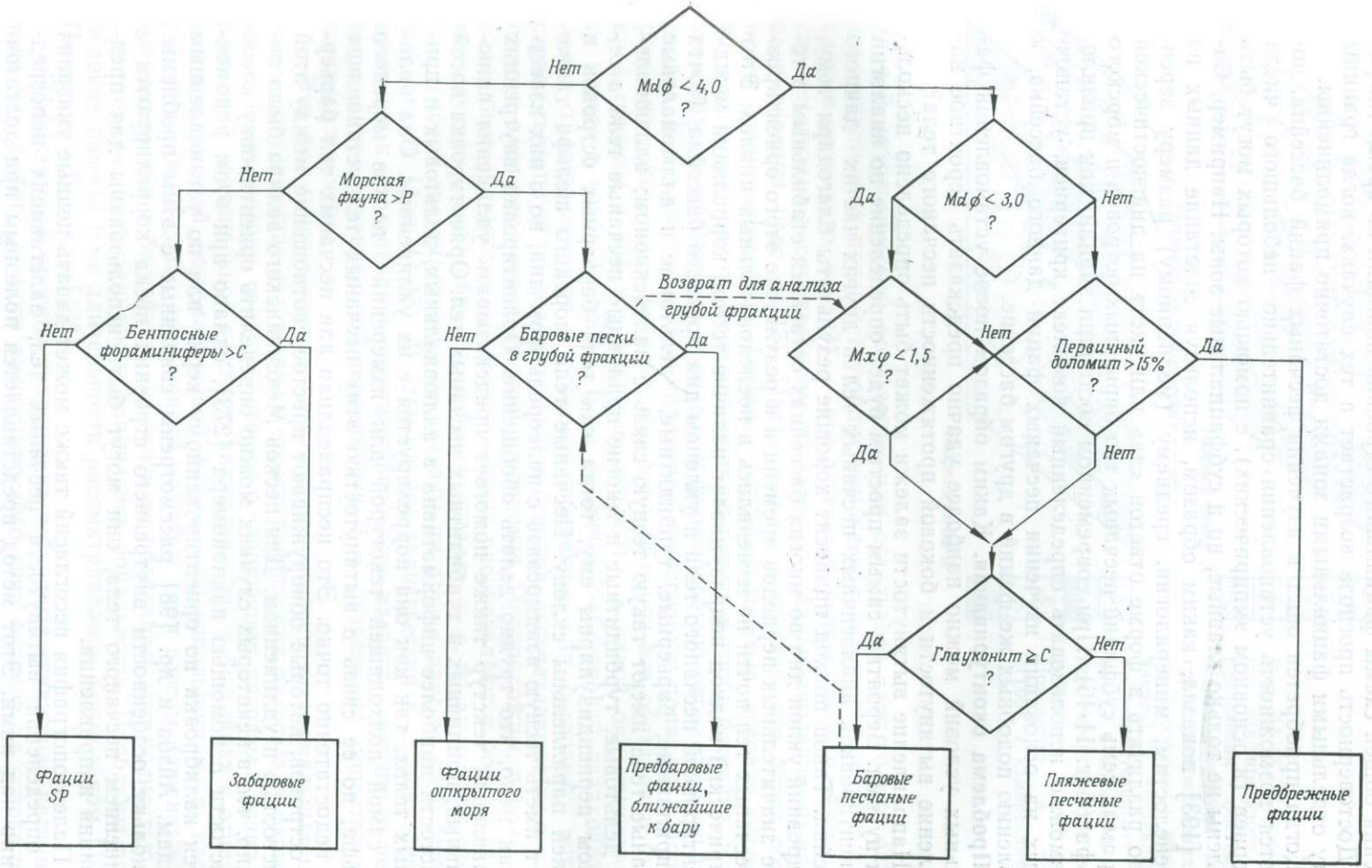
хранения общей схемы фациального строения площади во время миграции. Достоверность прогноза возрастает в тех случаях, когда границы между отдельными фациальными зонами достаточно прямолинейны.

Когда приобретен опыт в изучении песчаных фаций бассейна, появляется возможность установления сравнительно небольшого числа критериев (в основном эмпирических), с помощью которых могут быть выявлены не только главные, но и субфациальные зоны. Например, Сабинс [193] показал, каким образом, используя сочетание данных по окаменелостям, минералогии, среднему (медианному) размеру зерен, можно различать в форме ответов «да» или «нет» на диагностической диаграмме семь субфаций песчаных тел барьерных островов и морского шельфа (фиг. 11-46). При современном состоянии знаний, как правило, невозможно использовать определенный комплекс критериев, установленных на основании изучения песчаных фаций данного бассейна, к выявлению подобных же фаций в другом бассейне.

**Проблема оконтуривания.** Каким образом после установления фациальных условий можно наиболее удачно предсказать вероятное направление вытянутости и боковой протяженности песчаного тела?

Направление вытянутости залежи может быть определено несколькими путями. Вероятно, самым простым будет определение по аналогии с ориентировкой аналогичных песчаных тел в других частях данного бассейна. Такой подход приносит хорошие результаты благодаря тому, что древний уклон дна во многих бассейнах оставался стабильным в течение значительных периодов времени и в результате этого ориентировка песчаных тел почти не изменялась в последовательных циклах. Этот эмпирический подход подразумевает наличие тесной корреляции между ориентировкой песчаного тела и уклоном дна древнего бассейна. Почти все приливные, барьерные, турбидитные, дельтовые и аллювиальные песчаные тела имеют такую тесную связь с палеосклоном; аллювиальные, дельтовые, турбидитные и многие приливные песчаные тела в основном перпендикулярны ему, тогда как тела барьерных островов и пляжей параллельны склону. Песчаные тела морского шельфа также могут иметь тесную взаимосвязь с палеорельефом дна, но о них известно так мало, что трудно делать обобщения. Ориентировка внутренних направлений текстур также помогает предсказывать удлинения аллювиальных, приливных и турбидитных песчаных тел. Ориентировка косой слоистости наиболее информативна в аллювиальных, дельтовых и приливных телах, так как она коррелируется с их удлинением. Она является самой подходящей текстурой для измерений песков морского шельфа, но ее связь с вытянутостью этих песчаных тел установлена еще недостаточно точно. Это несправедливо для песчаных тел барьерных островов, которые обнаруживают простое соотношение между этой слоистостью и удлинением. Для песков Мексиканского залива было показано, что в некоторых случаях можно определить ориентировку косой слоистости с помощью наклономера [273], однако при этом рекомендуется калибровка по ориентированному керну или по установленным трендам. Айзба и др. [98] рассмотрены связанные с этим проблемы. Поскольку особенности внутреннего строения песка коррелируются с удлинением песчаного тела, они могут быть использованы для предсказания направления.

Палеотопография несогласий также может давать ценные указания для определения вытянутости песчаных тел, залегающих непосредственно над ними. Этот метод представляется полезным при достаточном количестве наблюдений в скважинах, потому что позволяет гораздо точнее оконтурить древнюю сеть потоков и долин, чем оконтурить песчаные тела, которые могли впоследствии перекрыть ранее существовав-




Фиг. 11-46. Последовательность фациального анализа стратиграфической ловушки Бисти на ЭВМ [193].

ший рельеф. Палеотопография, вероятно, наиболее эффективна при работе с повторно эродированными поверхностями несогласия с врезанными долинами второго цикла, ветвистыми либо сетчатыми, поскольку в этих условиях существует хорошая корреляция между формой песчаного тела и ориентировкой долин. Топографический контроль барханной седиментации, по-видимому, менее сильно выражен там, где отложения залегают на поверхности зрелого рельефа. Буш [27] придавал особое значение палеогеоморфологии при поисках стратиграфических ловушек над несогласиями. Рухин [187] рассмотрел роль палеотопографии при поисках горючих ископаемых. Мартин [131] обобщил и иллюстрировал опыт применения палеогеоморфологии при разведке нефти и газа в западной Канаде.

Там, где местоположение удлиненных песчаных тел обусловлено структурой, для предсказания их ориентировки используют также структурные карты.

Еще труднее, чем определить направления вытянутости песчаного тела, прогнозировать его поперечные размеры. В песчано-сланцевых толщах с помощью наклономера можно эффективно определить положение края песчаного тела по более крутым уклонам его кровли или базального контакта, поскольку его мощность уменьшается в этом направлении. Хотя опубликованная информация скудна, по-видимому, в большинстве песчаных тел существует зависимость между их мощностью, размером зерен и напластованием, которая может оказаться полезной, особенно тогда, когда имеется буровой керн. Например, аллювиальные пески обычно более тонкозернисты и тонкослоисты вблизи от их границ. Кроме того, косая слоистость развита в этих песках преимущественно в приосевой области, тогда как в краевых частях она проявлена слабо или вообще отсутствует.

Геофизические методы при определенных условиях также заслуживают внимания, хотя в литературе опубликованы лишь случайные примеры. Например, можно использовать современные достижения в области вертикального глубинного зондирования [128] для интерпретации звуковых отражений от небольших песчаных залежей. Как и в большинстве случаев применения геофизических методов, полезно сперва проверить их в тех районах, где геометрия песчаных тел хорошо изучена.

Построение точных карт также может способствовать уточнению границ песчаных тел. Оконтуривание мощности песков на основе арифметической интерпретации данных по опорным точкам обычно приводит к малодостоверным оценкам ширины песчаной залежи. Более достоверным является определение ширины песчаного тела по скорости изменения мощности вблизи от его границ сначала в районах с достаточной сетью опорных скважин, а затем экстраполяцией этих величин на районы с менее густой сетью наблюдений.

**Проблема локализации.** Методика определения местоположения нового песчаного тела разработана хуже, чем оконтуривание площади его распространения после обнаружения.

Пессимистический взгляд на эту проблему определяется тем, что удлиненные песчаные тела, по крайней мере некоторые их типы, распределяются более или менее случайно в пределах определенных фациальных зон бассейна. Эта точка зрения подтверждается многочисленными данными по хорошо разбуренным бассейнам. Действительно, немногое еще известно относительно подземной локализации небольших изолированынх песчаных тел морского шельфа.

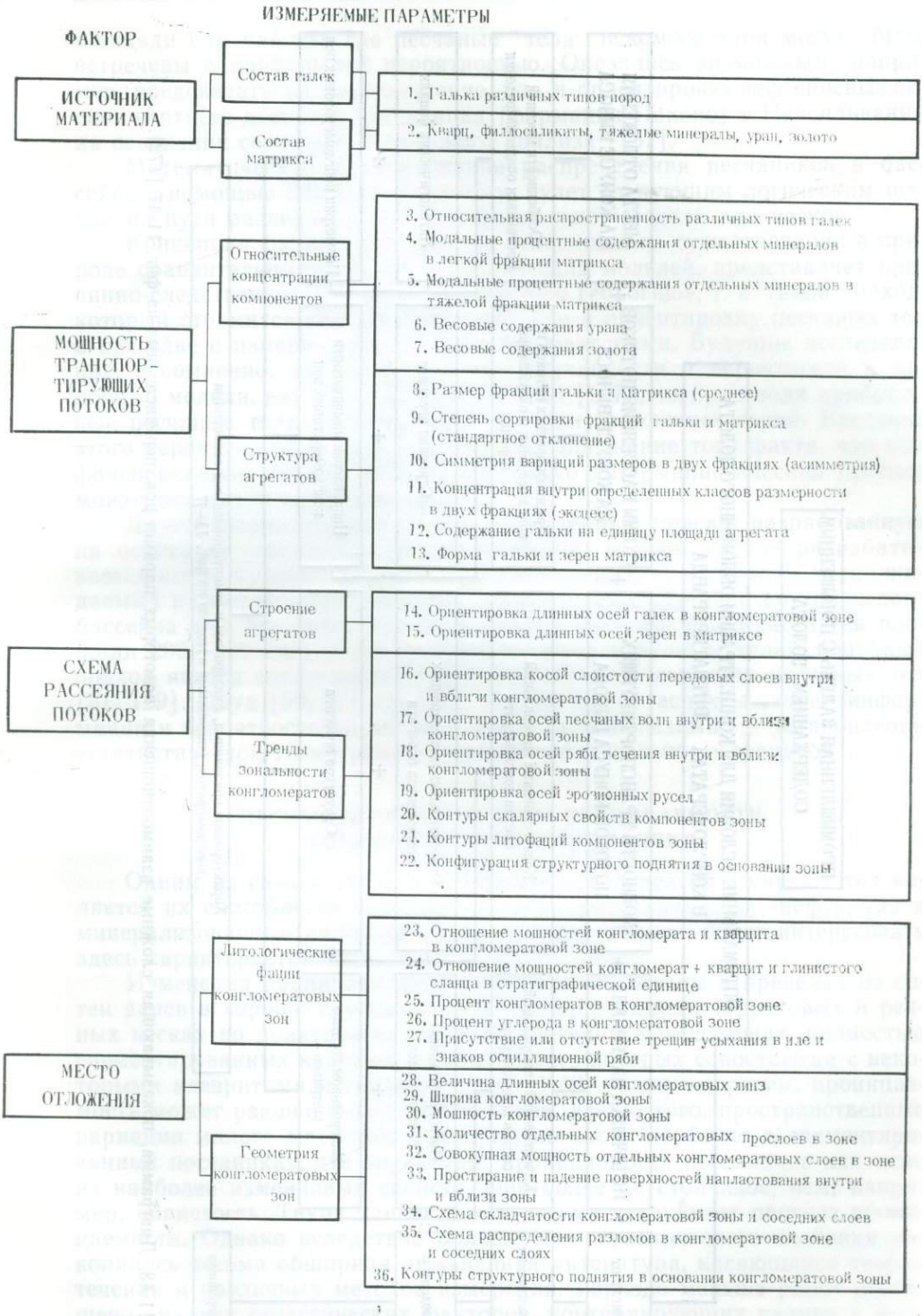
Геологические решения проблемы локализации могут быть региональными либо локальными. Региональное решение используется на

ранней стадии исследования для оконтуривания площадей, охватывающих несколько квадратов площадью 91 км² с большей или меньшей вероятностью нахождения песчаного тела. Одним из возможных путей является грубое оконтуривание системы распределения песков в бассейне с помощью установления отдельных выходов песка и ориентированных текстур в обнажениях с использованием дополнительных подземных данных. Как складчатые структуры, так и палеотопографию использовали в некоторых бассейнах, исходя из предположения, что эти особенности, непрерывно изменяясь в пространстве, осуществляют контроль над распределением песчаных отложений. Вследствие того что узкие вытянутые песчаные тела в сланцевом разрезе обычно вызывают деформации уплотнения в окружающих сланцах, возникающие при этом небольшие различия в плотности сланцев и песчаников могут оказаться достаточными для установления на небольших глубинах положения песчаного тела с помощью гравитационных методов, которые были успешно использованы при разведке погребенных долин плейстоценового возраста [80]. Погребенные песчаные и гравийные отложения на ледниковых равнинах были выявлены с помощью традиционных методов изучения электросопротивления [25]. Для этой же цели недавно были использованы температурные градиенты [30].

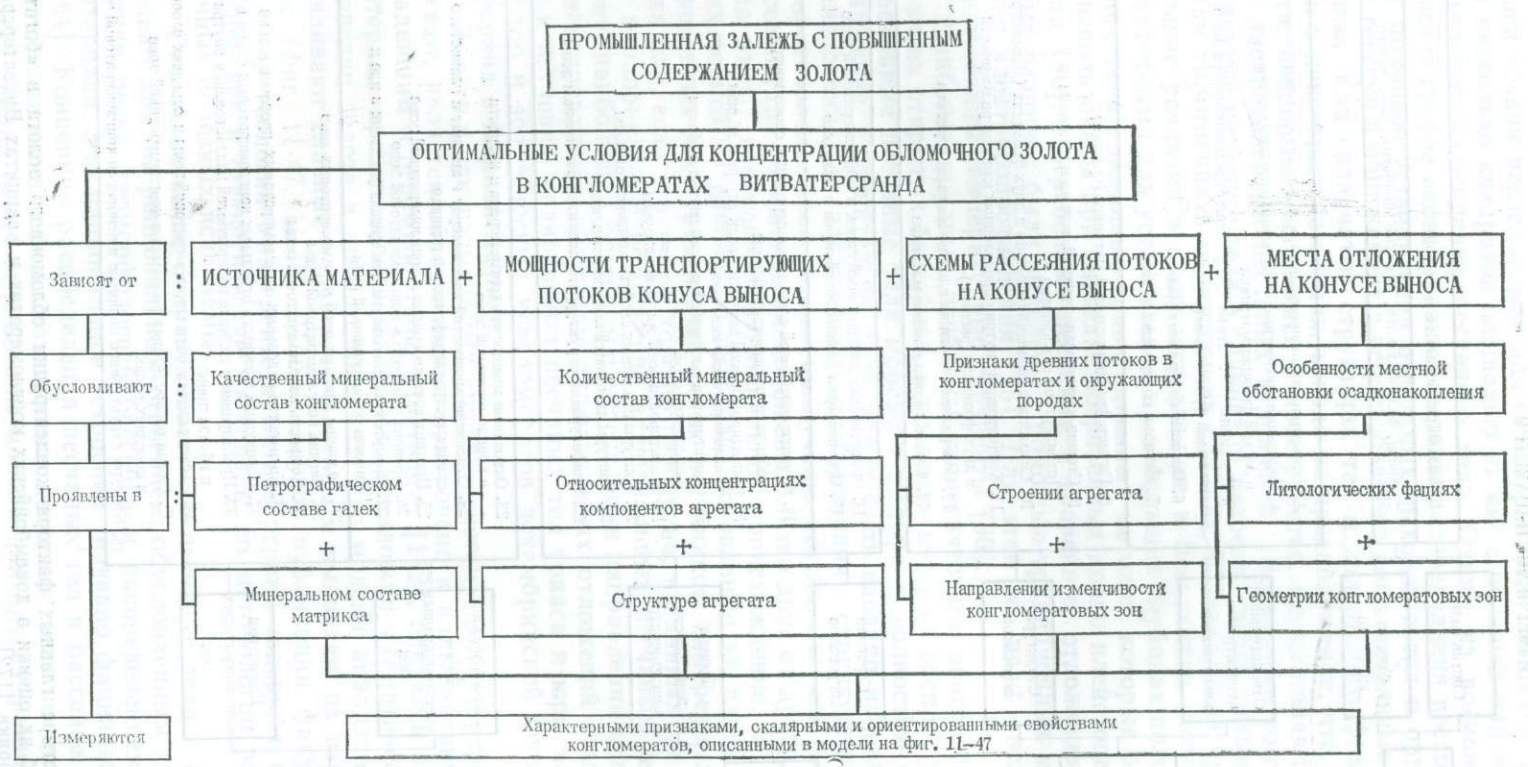
Наиболее трудные проблемы геологического прогноза возникают во вновь открытых бассейнах, в пределах которых распространены изолированные песчаные тела морского шельфа и полностью отсутствуют обнажения. Сравнительно мало может быть сделано на ранней стадии исследования, за исключением разбуривания структурных поднятий. В противоположность этому наилучшие результаты можно ожидать в бассейне, где обнажения расположены близко друг от друга, а песчаные тела имеют в основном аллювиальное происхождение. В таких условиях возможны глубинные прогнозы, основанные на данных об ориентированных текстурах и мощностях песчаников, измеренных в обнажениях или, если структура хорошо разбурена, на данных по палеорельефу и направлению погружения аллювиальных песчаных тел. По-видимому, наибольшие усилия при определении направления погружения по ориентированным текстурам аллювиальных отложений были приложены к изучению ураноносных песчаных тел триаса и юры на плато Колорадо и золотоносных конгломератов докембрийской системы Витватерсранд в Южной Африке.

Золото в так называемых «рифах» системы Витватерсранд, как полагают, является обломочным и приурочено к аллювиальным конусам, впадавшим в огромное озеро. Преториус [172], опираясь на обширный материал предшествовавших работ, предложил схематические модели разведки золота в этих отложениях. Его модели анализируют и устанавливают главные причинные факторы и выявляют их взаимоотношения (фиг. 11-47, 11-48). Многие другие публикации факультета прикладной геологии Университета Витватерсранд содержат богатые геологические и статистические материалы по методологии разведки осадочных полезных ископаемых.

Сказанное выше подразумевает, что песчаные тела в бассейне обладают как бы рациональным строением, обусловленным системой рассеяния песка, геоморфологией бассейна и распределением источников материала. Это рациональное строение названо фациальной моделью [164]. Концепция распределения песчаных тел в бассейне лучше всего сформулирована для аллювиальных песчаных тел, но по мере роста наших знаний будут выработаны модели для других фациальных условий. Хотя и нельзя, используя такие методы, точно определить местонахождение данного песчаного тела, с ее помощью можно предсказать




Фиг. 11-47. Четыре главных фактора концентрации обломочного золота в «богатые руды» и способ их оценки в докембрийских конгломератах и кварцитах Витватерсранда, Южная Африка [172].




Фиг. 11-48. Диаграмма, показывающая сложные взаимоотношения некоторых парамет ров, перечисленных на фиг. 11-47 [172].

площади или районы, где песчаные тела искомого типа могут быть встречены с наибольшей вероятностью. Оказалось возможным, например, предсказать местонахождение, вид и ориентировку нефтеносных песков верхнего девона и миссисипия (формация Поконо) в Пенсильвании на основании седиментологического анализа [157].

Математическое моделирование распределения песчаников в бассейне с помощью ЭВМ, по-видимому, будет следующим логическим шагом на пути развития концепции фациальной модели для песков.

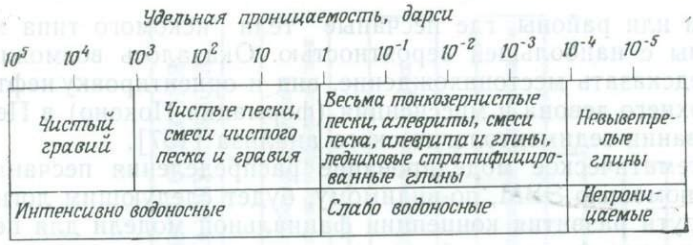
Концепция фациальной модели, исходящая из существования в природе сравнительно немногих периодических моделей, представляет причинно-следственную «детерминистическую геологию», т. е. такой подход, который стремится связать распределение и ориентировку песчаных тел в бассейне с измеримыми причинными факторами. Будущие исследования, несомненно, включат элементы случайности и вероятности в подобные модели, как это сделал Крамбейн [107], воспроизводя прибрежные песчаные тела регрессивных и трансгрессивных серий. Введение этого вероятностного элемента означает признание того факта, что при фиксированном объеме информации чисто детерминистический прогноз может оказаться невыполнимым.

Другой подход представляет собой теорию поиска, разработанную на основании последовательных операций. В этом случае разрабатывается схема бурения исходя из предположения, что песчаные тела ожидаемых размеров и ориентировки распределены случайно внутри целого бассейна или, что более вероятно, внутри небольшой его части (на площади 200—300 км²). Примененный впервые к рудным телам подобный подход явится следующим логическим шагом в изучении песчаных тел [31, 129]. Дауд [50, 51] показал, что некоторые аспекты теории информации и вероятностного анализа могут быть полезными в установлении «статистической геометрии» песчаных нефтеносных резервуаров.

## ПЕСЧАНЫЕ ТЕЛА КАК ЗОНЫ ПРОНИЦАЕМОСТИ. СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Одним из самых важных экономических аспектов песчаных тел является их способность накапливать или пропускать воду, нефть, газ и минерализованные растворы. Нас в первую очередь будет интересовать здесь характеристика проницаемости.

Изменения проницаемости огромны и заключены в пределах от сотен дарси в хорошо промытых неконсолидированных террасовых и речных песках до практически нулевых значений в песчаниках, полностью сцементированных кварцем, проницаемость которых сопоставима с некоторыми алевритами и глинами (фиг. 11-49). Таким образом, проницаемость может различаться в 100 тыс. раз. Кроме того, пространственные вариации малого масштаба также очень часты особенно в сцементированных песчаниках, что определяет проницаемость песчаников как одно из наиболее изменчивых свойств, еще более неустойчивое, чем, например, пористость. Такая изменчивость весьма затрудняет прогноз проницаемости. Однако вследствие большого ее практического значения накопилась весьма обширная инженерная литература, касающаяся теории течения и различных методов измерения. Гораздо меньше работ посвящено анализу геологических факторов, контролирующих размер и форму зон различной проницаемости внутри резервуара. Эти различия проницаемости обычно называют неоднородностями резервуара. Чтобы приблизиться к пониманию некоторых проблем этого аспекта изучения песчаных тел, рассмотрим следующие вопросы. Как расположить скважины в пределах нефтяного поля, приуроченного к вытянутому песча-




Фиг. 11-49. Удельная проницаемость $k$ (в дарси) гравия, песка, алеврита и глины [233].

ному телу, на начальной стадии разработки и после его обводнения? Какие отношения максимальной к минимальной горизонтальной проницаемости можно ожидать в таком песке? Каково соотношение между максимальной горизонтальной проницаемостью и направлением удлинения песчаного тела? Будет ли это соотношение одинаковым для заполненного аллювием русла и для зоны барьерных островов крупного морского залива?

Эти вопросы привлекают внимание ко многим проблемам, которые мы сегодня еще не можем решить так, как следовало бы это сделать. Мы стремимся подчеркнуть здесь роль геологических переменных, которые обусловливают перепады проницаемости; наше основное внимание направлено не столько на детали течения жидкости через систему, сколько на крупномасштабные особенности песчаного тела, в особенности седиментологические, которые влияют на проницаемость (табл. 11-9).

**Система потоков и их геологический контроль.** Продвижение флюида через песчаник зависит от соотношения особенностей, обусловленных как первичными, так и вторичными процессами. Строение породы и ориентировка структурообразующих зерен, осадочные текстуры и фации слоев песка и в некоторой степени их цементация — все эти признаки связаны с первичным процессом отложения. Параметры, контролирующие проницаемость, образуют иерархию (табл. 11-10): структура и строение породы являются основными строительными блоками осадочных текстур и индивидуальных слоев, которые совместно определяют фации напластования. Можно в свою очередь рассматривать песчаное тело как определенную последовательность различных фаций напластования. На них накладываются вторичные черты, такие, как цементация, система трещиноватости и разломов, которые локально могут повышать значение первичных факторов, контролирующих поток флюида. Например, Хатчинсон и др. [97] сообщают, что в неуплотненном, хорошо отсортированном песке с правильной слоистостью отношение максимума к минимуму горизонтальной проницаемости обычно менее 5 : 1, но в тех отложениях, где проницаемость определяется цементацией, это отношение может возрастать до 100 : 1. Если последующая цементация связана с разрывами или системами трещин, первоначально единый резервуар может быть разделен на изолированные сегменты. Непрерывность, конечно, может быть также нарушена разрывами или вследствие того, что резервуар в действительности состоит из прерывистых песчаных тел, как это бывает в некоторых аллювиальных телах. В случае полной цементации кремнеземом песчаник становится более хрупким, чем обычно, и тогда последующие системы трещин, связанные с разрывами или со складчатостью, могут создать главные пути фильтрации.

Наиболее легко распознаваемыми барьерами для потока флюидов внутри песчаного тела являются прослойки алеврита и глины или пласты глинистого сланца. Как подчеркивают Поласек и Хатчинсон [161],

Таблица 11-9

**Свойства пород и соответствующие особенности фильтрующихся потоков**

| Свойства пород | Влияние на проницаемость и пористость |
|---|---|
| **СТРУКТУРА** | |
| Размер зерен | Проницаемость уменьшается с размером зерен, пористость остается без изменений |
| Сортировка | Проницаемость и пористость уменьшаются по мере ухудшения сортировки |
| Упаковка | Данных немного, более компактная упаковка вызывает снижение проницаемости и пористости |
| Строение | При отсутствии слоистости проницаемость контролируется анизотропностью; максимум проницаемости параллелен средней ориентировке отдельных структурных элементов |
| Цемент | Чем больше цемента, тем меньше проницаемость и пористость |
| **ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ** | |
| Линейность течения на плоскостях напластования | Максимум проницаемости, наиболее вероятно, параллелен общей структурной ориентировке в плоскости наслоения |
| Косая слоистость | Единичные данные свидетельствуют, что горизонтальная проницаемость параллельна направлению уклона и чем круче наклон передового слойка, тем меньше горизонтальный вектор проницаемости |
| Знаки ряби | Данных немного. С уменьшением зернистости и одновременным увеличением количества прослоев уменьшается проницаемость, поэтому зоны ископаемой ряби являются обычно барьерами на пути фильтрующегося потока |
| Борозды и желобки | Судя по особенностям строения породы, проницаемость должна возрастать в направлении, параллельном длине текстурных элементов |
| Оползневые текстуры | Нет данных. Вероятно, всегда сильно уменьшают горизонтальную проницаемость |
| Биогенные текстуры | Уничтожают первичное строение породы и напластование, вследствие этого резко уменьшают проницаемость и сводят к минимуму горизонтальную анизотропию проницаемости. Воздействие на пористость неизвестно, возможно, оно незначительно |
| **ЛИТОЛОГИЯ** | |
| Песчаник | Слои большей мощности обычно более грубозернисты и более проницаемы, если количество цемента незначительно. Если они слабо или вообще не сцементированы, отношение максимальной и минимальной проницаемости, вероятно, меньше чем 5:1; если цемент оказывается определяющим фактором, это отношение может достигать 100:1 и более |
| Глинистый сланец | Главный барьер на пути фильтрующегося потока. Вследствие этого соотношение песка и глинистого сланца в гораздо большей степени, чем вариации проницаемости внутри песка, контролирует передвижение потока в большинстве резервуаров |

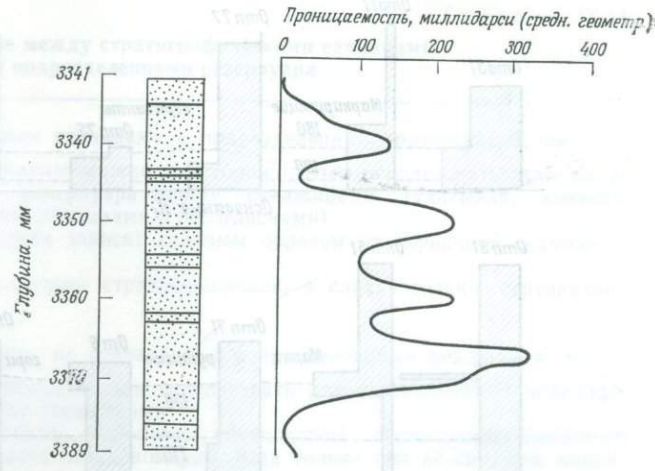
расположение таких барьеров внутри песчаного тела, а не колебания проницаемости в песке имеют определяющее значение первого порядка в анализе резервуаров. Распределение непроницаемых глинистых слоев в песке может определить, является ли он единым или стратифицированным резервуаром, т. е. включающим несколько отдельных потоков. Фиг. 11-50 иллюстрирует значение пластов алеврита для выравнивания

Таблица 11-10

**Иерархическая последовательность первичных факторов, контролирующих проницаемость**

| Фактор | Примечание |
|---|---|
| СТРУКТУРА И СЛОЖЕНИЕ | |
| Определяется размером зерна, сортировкой, упаковкой и способом ориентировки структурообразующих зерен. Размерность от одного до нескольких кубических сантиметров | Основные «строительные блоки» определяют первичную поровую систему. Седиментационное строение может быть полностью разрушено роющими организмами |
| ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ | |
| Наиболее обычны: косая слоистость, знаки ряби и линейность течения; почти всегда имеется предпочтительная ориентировка и анизотропия в строении. Размерность от 1 до 100 м$^3$. | Ориентированные текстуры состоят из анизотропных агрегатов, так что индивидуальные элементы текстуры будут вести себя как «проницаемые пачки» |
| ФАЦИИ НАПЛАСТОВАНИЯ | |
| Определяются мощностью слоев, типами и распространенностью осадочных текстур, частотой глинистых прослоев. Размерность $10^2$—$10^5$ м$^3$ | Вероятно, это самый важный первичный фактор, определяющий распределение проницаемости в песчаном теле. Глинистые прослои действуют как непроницаемые барьеры на пути потока и являются одними из наиболее выдержанных литологических горизонтов |
| СЛОЖНЫЕ ПЕСЧАНЫЕ ТЕЛА | |
| Перекрытие одного «цикла» песка другим, причем циклы обычно разделены несогласием. Размерность $10^6$—$10^{10}$ м$^3$ | Характерны для многих аллювиальных и дельтовых песков. Возможны мультилатеральные и полициклические тела |

профиля проницаемости хорошо сцементированного косослоистого песчаника. Прослои глинистого сланца оказывают такое же влияние, как и тонкие прослойки других пород или, например, сидерита. Горизонтальная протяженность таких барьеров становится критической: если она немного больше диаметра вертикального крена скважины, то такие прослои не будут иметь существенного значения для вертикального потока; если же горизонтальные барьеры широко распространены, они могут полностью приостановить фильтрацию. Обычно слои и зоны глинистых сланцев внутри песчаного тела являются его наиболее распространенными горизонтами, если они нисколько не разрушены эрозией. Максимальная непрерывная протяженность глинистых слоев наблюдается в турбидитных песках (фиг. 11-38) и может быть также значительной в песках морского шельфа. Однако слои сланцев в аллювиальных песках обладают, вероятно, самой малой непрерывностью, главным образом вследствие срезания руслами внутри песчаного тела. Другим важным фактором, влияющим на непрерывность аллювиальных и приливных песков, является наличие относительно непроницаемых зон со знаками ряби (часть цикла с уменьшающимся кверху размером зернистости), которые могут действовать как барьеры на пути потока. Прослойки глинистого сланца толщиною в миллиметр или меньше обычно разделяют отдельные волны ряби в таких зонах и наряду с тонкозернистостью и глинистым матриксом обусловливают, вероятно, общую низкую проницаемость этой фации. Цейто [252] привел некоторые количественные данные о латеральной литологической выдержанности пород в морских

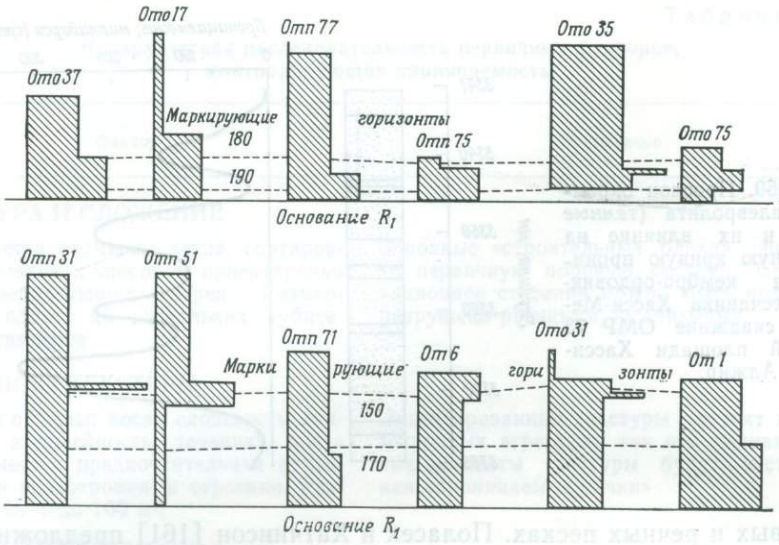



Фиг. 11-50. Прослои окремнелого алевролита (*темные линии*) и их влияние на сглаженную кривую проницаемости кембро-ордовикского песчаника Хасси-Месауд в скважине ОМР 73 нефтяной площади Хасси-Месауд, Алжир.

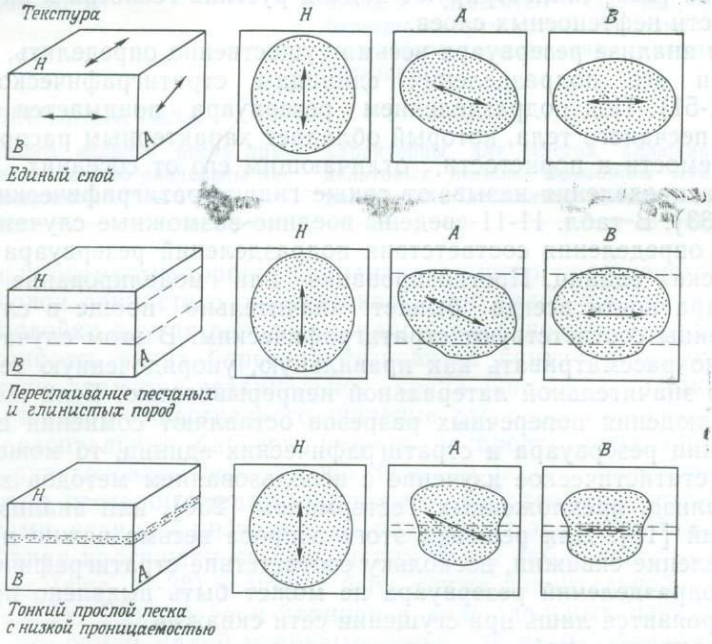
дельтовых и речных песках. Поласек и Хатчинсон [161] предложили количественный фактор гетерогенности, который может быть полезен при определении числового значения величины латеральной выдержанности или стратиграфической изменчивости резервуара. Статьи Семина [203] и Воинова [238] иллюстрируют подход русских геологов к оценке неоднородности нефтеносных слоев.

При анализе резервуара весьма существенно определить, соответствуют ли его подразделения единицам стратиграфической шкалы (фиг. 11-51). Под подразделением резервуара понимается некоторый сегмент песчаного тела, который обладает характерным распределением проницаемости и пористости, отличающим его от соседних сегментов. Такие распределения называют также гидростратиграфическими единицами [133]. В табл. 11-11 сведены воедино возможные случаи сопоставления и определения соответствия подразделений резервуара и стратиграфических единиц. Прогнозирование или моделирование поведения резервуара почти всегда бывает значительно проще в случае, если его единицы соответствуют стратиграфическим. В этом случае резервуар можно рассматривать как правильную, упорядоченную текучую систему со значительной латеральной непрерывностью. Если же визуальные наблюдения поперечных разрезов оставляют сомнения в корреляции единиц резервуара и стратиграфических единиц, то может оказать помощь статистическое изучение с использованием методов вариационного анализа, предложенных Тестерманом [230], или анализа временных серий [18]. Для решения этого вопроса весьма важно правильное распределение скважин, поскольку соответствие стратиграфических единиц и подразделений резервуара не может быть выявлено при редкой сети и проявится лишь при сгущении сети скважин.

По горизонтальной изменчивости проницаемости песчаных нефтяных резервуаров имеется мало данных. Изучение ориентированных образцов [100] показало, что проницаемость третьего горизонта песка Брадфорд (нижний карбон) в Пенсильвании имеет анизотропный характер. Гринкорн и др. [76] также указывают на анизотропность проницаемости резервуара. Они использовали тензорные методы для определения большого и малого векторов проницаемости на основе измерений в восьми направлениях (через 45°) в горизонтальной плоскости. При современном несовершенном уровне знаний можно лишь высказывать предположение о вероятности и величине горизонтальной анизотропии песчаников и ее происхождении.




Фиг. 11-51. Сопоставление стратиграфических единиц (подошва $R_1$ и маркирующие горизонты 170 и 150) и подразделений резервуара, определенных разными методами [230] в пределах нефтяного поля Хасси-Месауд.




Фиг. 11-52. Идеализированная схема пропитывания песчаника ([132], с изменениями).

Хотя горизонтальная анизотропия, возможно, связана с первичным отложением, реальных полевых доказательств, поддерживающих это, еще не получено. Следовательно, мы можем лишь обобщать и предполагать. Исходными данными являются форма зерен, строение, слоистость и их соотношение с проницаемостью. О соотношении этих трех параметров с проницаемостью опубликовано удивительно мало данных, несмотря на то что первые наблюдения были сделаны еще в XIX веке.

Ньюэлл (см. [102]) указал в 1885 г. на то, что проницаемость пес-

Таблица 11-11

**Соответствие между стратиграфическими единицами и подразделениями резервуара**

Если стратиграфические единицы совпадают с подразделениями резервуаров, то:

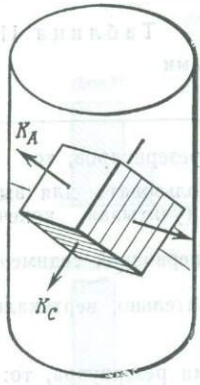
1) стратиграфические единицы можно с осторожностью использовать для выделения подразделений резервуара между скважинами (учитывая, конечно, возможность нарушений разрывами и несогласиями)
2) подразделения резервуара зависят главным образом от первичной седиментации
3) такой резервуар вертикально стратифицирован, а следовательно, вертикально неоднороден

Если стратиграфические единицы не совпадают с подразделениями резервуара, то:

1) стратиграфические единицы нельзя использовать для экстраполяции подразделений резервуара между скважинами
2) подразделения резервуара, вероятно, обусловлены постседиментационными факторами, которые часто незакономерны, если только они не связаны, например, с изменением поверхности несогласия или с цементацией вблизи от разлома
3) такой резервуар может иметь (а может и не иметь) вертикальную стратификацию
4) может оказаться полезным статистическое выделение зон проницаемости

чаников больше в направлении, параллельном слоистости, чем перпендикулярно к ней. Фетке [60] измерил проницаемость в различных направлениях в кубическом дюйме породы и нашел, что вертикальная проницаемость (перпендикулярно слоистости) обычно на 20—35% меньше, чем горизонтальная (параллельно слоистости), а также, что проницаемость варьирует в горизонтальном направлении. Джонсон и Хьюз [101], используя радиальную систему течения, нашли, что среднее отношение максимальной проницаемости к минимальной составляет около 1,4—1,0. Рюль и Шмид [186] сообщили, что отношение вертикальной проницаемости к горизонтальной колеблется от 0 до 1 и что чем больше проницаемость и пористость, тем ближе это отношение к единице. Они отметили, что в плоскости слоистости отношение максимальной проницаемости к минимальной редко превышает 1,5. Уилли и Спанглер [249] рассмотрели анизотропию электросопротивления песчаников.

С седиментологической точки зрения строение и слоистотсть, наблюдаемые лишь в рентгеновском излучении, определяют вариации проницаемости. Гриффитс [77] на трех образцах показал, что наилучшая ориентировка форм зерен параллельна максимальной проницаемости. Он подчеркнул, что максимум проницаемости совпадает по ориентировке с углом перекрытия кварцевых зерен. Вариации проницаемости могут быть обнаружены при пропитывании водой или другими жидкостями. Направление максимального пропитывания параллельно направлению максимальной проницаемости и усредненному направлению ориентировки агрегатов в породе [132]. На фиг. 11-52 показана моделированная схема пропитывания расслоенных и нерасслоенных песчаников с анизотропным строением. В песчаниках рассматриваемая зависимость лучше всего выражена в вертикальных разрезах, где наиболее четко проявлена ориентировка зерен. Эллипс пропитывания вытянут параллельно оси строения. Анизотропия усиливается в вертикальных разрезах слоистостью как таковой и связанным с нею снижением проницаемости. В плоскости напластования ориентировка выражена гораздо слабее, и в схеме пропитывания обнаруживается минимальная анизотропия, в силу чего корреляция со степенью ориентировки текстурных элементов здесь также незначительна. Ратледж [191] обнаружил, что

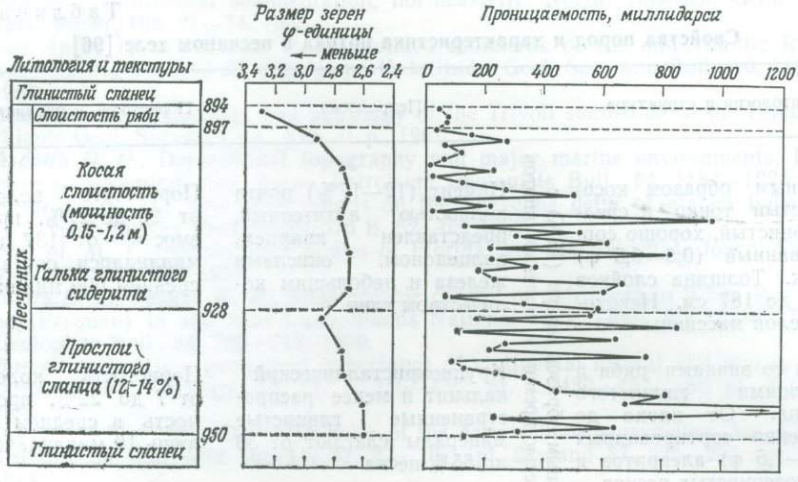



Фиг. 11-53. Куб, ориентированный относительно передовых слоев в косослоистом песчанике, и определение проницаемости по трем взаимно перпендикулярным направлениям $K_A$, $K_B$ и $K_C$ ([68], с изменениями).

криптотекстуры (скрытые неоднородности), обусловленные осадочными текстурами и выявляемые лишь в рентгеновском излучении, явились главным фактором незакономерной схемы пропитывания песчаников, несмотря на их хорошо эффективную пористость.

Данные, собранные Фондье [68], убедительно показывают сравнительное значение переслаивания и ориентировки агрегатов в песчаниках. Он изучил проницаемость окремнелого кембрийского песчаника Хасси-Месауд в Алжире (фиг. 11-53). В плоскости передовых слоев косослоистой пачки выявились лишь небольшие различия в проницаемости $K_B$ и $K_C$ по направлениям $B$ и $C$, хотя было известно, что ориентировка зерен здесь параллельна направлению погружения [81, 170]. Существует заметное отличие между $K_A$ и $(K_B+K_C)/2$, причем $K_A$ колеблется от $^1/_2$ до $^1/_4$ средней величины проницаемости в плоскости слоя. Таким образом, судя по очень скудным данным, тонкое переслаивание в песчанике влияет на анизотропию проницаемости в большей степени, чем ориентировка зерен. В фациях отложений со знаками ряби низкая проницаемость обусловлена частотой подобного переслаивания, равно как и тонкозернистостью породы.

Ряд исследователей показали, что ориентированные текстуры, такие, как косая слоистость, знаки ряби, линейность течения и другие, обладают формами внутреннего строения, связанными с формой и ориентировкой осадочных текстур и вектором течения потока, который их сформировал. Из этого следует, что там, где поток флюида продвигается в соответствии с ориентировкой зерен или внутренней слоистостью, целесообразно рассматривать все ориентированные текстуры как анизотропные «пакеты течения» внутри песчаного тела. Именно такие пакеты, вероятно, контролируют первоначальную анизотропию горизонтальной проницаемости вытянутых песчаных тел. Поскольку косая слоистость с предпочтительной ориентировкой является доминирующим типом текстуры многих, если не большинства, песчаных резервуаров, можно предполагать, что существует седиментационный контроль анизотропной горизонтальной проницаемости в резервуаре. Хьюитт и Морган [85] сообщают, что горизонтальная проницаемость максимальна в направлении, параллельном косой слоистости в пенсильванском песке Робинсон в бассейне Иллинойс. Минимальная проницаемость, ориентированная под прямым углом, составляет 90—95% от максимальной. Для установления этого явления в других песчаниках необходимо проверить ориентировку косой слоистости по крайней мере в нескольких скважинах и сопоставить ее с горизонтальной проницаемостью. Первичные осадочные текстуры, такие, как косая слоистость, имеют огромное значение для установления особенностей поведения резервуара, когда его проницаемость и пористость скорее плохие, чем хорошие.




Фиг. 11-54. Литология, размеры зерна и проницаемость пенсильванского песчаника в бассейне Иллинойс ([85], с изменениями).

**Примеры.** Тщательное картирование фаций пластов и глинистых зон внутри песчаного тела является обычно ключом к пониманию первичных факторов, контролирующих коллекторские свойства. Картирование цементов также весьма существенно, хотя это гораздо более длительная и трудоемкая задача, связанная в большей мере с лабораторными исследованиями.

Джобин [99] сопоставил показатели проницаемости эоловых и морских песчаников с показателями проницаемости флювиальных песчаников в области плато Колорадо. Он задался целью связать региональную проницаемость грунтовых вод с урановой минерализацией и обратил внимание на то, что эоловые и морские пески образуют покровы или клинья с относительно простой внутренней геометрией. Они отличаются умеренной и высокой проницаемостью с небольшими вариациями и слабо выраженными локальными и региональными градиентами. В отличие от них речные пески полицикличны, характеризуются более сложным внутренним строением и литологической неоднородностью. Они имеют низкую до умеренной проницаемость со значительными вариациями, с высокими локальными, но единообразными региональными градиентами. Таким образом, первичные седиментационные черты, проявившиеся во внешних геометрических формах и в фациях слоистости, контролируют гидрологическое поведение во всех трех типах фациальных условий. Исследование Джобина по своему охвату относится к региональным и затрагивает многие, а не единичные песчаные тела.

Совершенно иным является исследование Хьюитта и Моргана [85], посвященное единичному песчаному телу в пенсильванских отложениях бассейна Иллинойс. Они изучали ориентированный буровой керн полициклических аллювиальных песков и обнаружили хорошую корреляцию между фациями наслоения и характеристиками резервуара (фиг. 11-54). Их исследование предшествовало поджогу резервуара для определения его воздействия на извлечение нефти из третичных отложений. Они установили, что горизонтальная проницаемость параллельна удлинению песчаного тела. При последующем сжигании фронт огня определялся песчаной фацией наслоения.

Храбар и Поттер [96] провели анализ свойств резервуара на основании данных, полученных по выходам дельтового песчаного тела пес-

Таблица 11-12

**Свойства пород и характеристика потока в песчаном теле [96]**

| | Литология и структура | | Петрология | Пористость и проницаемость |
|---|---|---|---|---|
| Косая слоистость | Главным образом косослоистый тонко- и среднезернистый, хорошо сортированный (0,3—0,5 φ) песок. Толщина слойков от 4 до 187 см. Некоторые слои массивны | Главным образом кварц (95%) с примесью кремня и полевых шпатов | Цемент (12—17%) почти полностью аутигенный, представлен кварцем, халцедоном, окислами железа и небольшим количеством глин | Пористость колеблется от 22 до 27%, проницаемость — от 137 до 3300 миллидарси, составляя в среднем 600 миллидарси |
| Слоистость ряби | Слои со знаками ряби и прослоями глинистого сланца. От плохо до умеренно сортированных (0,7—1,5 φ) алевритов и мелкозернистых песков | | Крупнокристаллический кальцит и менее распространенные глинистые минералы слагают от 30 до 55% песка | Пористость колеблется от 7 до 22%, проницаемость в среднем равна лишь 10 миллидарси |

чаника Бетел (нижний карбон) в бассейне Иллинойс. Было установлено, что эта низкая проницаемость фации слоистой ряби внутри резервуара была главным барьером для фильтрации (табл. 11-12). Отложения фации ряби более тонкозернисты, хуже отсортированы, содержат гораздо больше цемента (30—55%), чем фации косой слоистости (12—17%). В результате их проницаемость составляет в среднем 10 миллидарси, тогда как проницаемость фации косой слоистости достигает в среднем 600 миллидарси. Хотя величина выходов мала для полного их изучения, можно сделать вывод, что фация ряби не является, вероятно, непрерывной вследствие того, что дельтовые тела полицикличны, к тому же в основании отложений фации косой слоистости проявлена местная эрозия. Нисходящее перемещение подземных вод в подстилающие карбонатные отложения сильно увеличило проницаемость этих выходов песчаных тел. Если бы позднее не было повторной цементации, песчаные тела, непосредственно подстилающие погребенные несогласия, возможно, обнаруживали бы более высокую, чем средняя, проницаемость.

Работами, заслуживающими внимания своим методологическим подходом к описанию литологии песчаных резервуаров, максимально связанными с потоком флюидов, являются доклады Верьена и др. [236] и Поласека и Хатчинсона [97]. Более совершенные седиментологические описания возможны лишь при максимальном использовании инженерной теории.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Alimen M.-H.,* Étude sur le Stampien du bassin de Paris, Soc. géol. France Mem., **14**, 304 p., 1936.
2. *Allen J. R. L.,* A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments, Sedimentology (Special Issue), **5**, 191 p., 1965a.
3. *Allen J. R. L.,* Late Quaternary Niger delta, and adjacent areas: Sedimentary environments and lithofacies, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **49**, 547—600, 1965b.
4. *Allen J. R. L.,* Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation, Journ. Sed. Petrology, **40**, 298—323, 1970.
5. *Allen J. R. L., Friend P. F.,* Deposition of the Catskill facies, Appalachian region: With notes on some other Old Red Sandstone basins, in: *Klein G., de Vries,* ed., Late

Paleozoic continental sedimentation, northeastern North America, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **106**, 21—74, 1968.
6. *van Andel Tj. H., Komar P. D.,* Ponded sediments of the mid-Atlantic Ridge between 22 degrees and 23 degrees north latitude, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 1163—1190, 1969.
7. *Andersen M. J.,* Geology and petrology of the Trivoli sandstone in the Illinois Basin, Illinois Geol. Survey, Circ., **316**, 31 p., 1961.
8. *Asquith D. O.,* Depositional topography and major marine environments, Late Cretaceous, Wyoming, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **54**, 1184—1224, 1970.
9. *Baker C. H., Jr.,* New observations on the Sheyenne delta of glacial Lake Agassiz, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 575 B, 62—68, 1967.
10. *Ball M. M.,* Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas, Journ. Sed. Petrology, **37**, 556—591, 1967.
11. *Baars D. L., Seager W. R.,* Stratigraphic control of petroleum in White Rim Sandstone (Permian) in and near Canyonlands National Park, Utah. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **54**, 709—718, 1970.
12. *Barrell J.,* Relative geological importance of cintinental littoral and marine sedimentation, Journ. Geology, **14**, pt. 1, 316—456; pt. 2, 430—457, and pt. 3, 524—568, 1906.
13. *Barrell J.,* The upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline, Am. Journ. Sci., 4th ser., **36**, 436—472 (pt. 1); **37**, 87—107 (pt. 2); and **37**, 225—253 (pt. 3), 1913, 1914.
14. *Bass N. W.,* Origin of Bartlesville shoestring sands, Greenwood and Butler Counties, Kansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **18**, 1313—1345, 1934.
15. *Bass N. W., Leatherock C., Dillard W. R., Kennedy L. E.,* Origin and distribution of Bartlesville and Burbank shoestring oil sands in parts of Oklahoma and Kansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **21**, 30—66, 1937.
16. *Behrn S. H.,* Heavy-mineral beach deposits in the Karoo System, Geol. Survey South Africa, Mem., **56**, 116 p., 1965.
17. *Belderson R. H., Stride A. H.,* Tidal current fashioning of a basal bed, Marine Geology, **4**, 237—257, 1966.
18. *Bennion D. W.,* Time series analysis for reservoir zonation, Journ. Petroleum Technology, **20**, 913—914, 1968.
19. *Berg R. M., Cook B. C.,* Petrography and origin of Lower Tuscaloosa sandstones, Mallalieu Fields, Lincoln County, Mississippi Gulf Coast Geol. Soc. Trans., **18**, 242—255, 1968.
20. *Bervin R. J.,* Cardium sandstone bodies, Crossfield-Farrington area, Alberta, Bull. Canadian Petroleum Geology, **14**, 208—240, 1966.
21. *Bigarella J. J., Salamuni R.,* Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatú Sandstone of Brazil and Uruguay, Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1089—1106, 1961.
22. *Bonham-Carter G. F., Sutherland A. J.,* Mathematical model and Fortran IV program for computer simulation of deltaic sedimentation, Kansas Geol. Survey, Computer Contr., **24**, 56 p., 1968.
23. *Boyd B. R., Dyer B. F.,* Frio barrier bar system of south Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **50**, 170—178, 1966.
24. *Brown L. F., Jr., Wermund E. G.,* eds., A guidebook to the Late Pennsylvanian shelf sediments north-central Texas, 69 p., Dallas, Dallas Geological Soc., 1969.
25. *Buhle M. B.,* Earth resistivity in ground-water studies in Illinois, Am. Inst. Mining Metall. Engineers Trans., **34**, 395—399, 1953.
26. *Bull W. B.,* Alluvial Fans, Journ. Education, **16**, 101—106, 1968.
27. *Busch D. A.,* Prospecting for stratigraphic traps, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **43**, 2829—2843, 1959.
28. *Byrne J. V., and oth.,* The chenier plain and its stratigraphy, southwestern Louisiana, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **9**, 1—23, 1959.
29. *Cannon J. L.,* Outcrop examination and interpretation of paleocurrent patterns of the Blackleaf Formation near Great Falls, Montana, Bullings Geol. Soc. 17th Ann. Field Conf., 71—111, 1966.
30. *Cartwright K.,* Temperature prospecting for shallow glacial and alluvial aquifers in Illinois, Illinois Geol. Survey, Circ., 433, 41 p., 1968.
31. *Celasun M.,* The allocation of funds to reconnaissance drilling projects, Colorado School Mines Quart., **59**, pt. A, 169—185, 1964.
32. *Coleman J. M.,* Deltaic evolution, in: *Fairbridge R.,* ed., Encyclopedia of geomorphology, **3**, 255—261, New York, Rheinhold, 1968.
33. *Coleman J. M., Gagliano S. M.,* Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **14**, 67—80, 1964.
34. *Coleman J. M., Webb J. E.,* Minor sedimentary structures in a prograding distributary, Marine Geology, **1**, 240—258, 1964.

35. *Collinson C. W.*, Devonian of the north-central region United States, in: *Oswald D. H.*, ed., International Symposium on the Devonian System, Calgary, 1967, **1**, 933—973, Calgary, Alberta Soc. Petroleum Geologists, 1967.
36. *Conybeare C. E. B.*, Influence of compaction on stratigraphic analysis, Bull. Canadian Petroleum Geology, **15**, 331—345, 1967.
37. *Cooper W. S.*, Coastal sand dunes of Oregon and Washington, Geol. Soc. Am. Mem., **72**, 169 p., 1958.
38. *Cooper W. S.*, Coastal dunes of California, Geol. Soc. Am. Mem., **104**, 131 p., 1967.
39. *Corbeille R. L.*, New Orleans barrier-island, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **12**, 223—230, 1962.
40. *Curray J. R.*, Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico, in: *Shepard F. P.*, ed., Recent sediments northwest Gulf of Mexico, 221—266, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1960.
41. *Curray J. R.*, Late Quaternary history, continental shelves of the United States, in: *Wright H. E., Jr., Frey D. G.*, eds., The Quaternary of the United States, 723—735, Princeton, Princeton Univ. Press, 1965.
42. *Curtis D. M.*, Relation of environmental energy levels and ostracod biofacies in east Mississippi delta area, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **44**, 471—494, 1960.
43. *Dake C. L.*, The problem of the St. Peter Sandstone, Missouri Univ. School Mines and Metallurgy, Bull., Tech. Ser., **6**, 228 p., 1921.
44. *Davies D. K.*, Carbonate turbidites, Gulf of Mexico, Journ. Sed. Petrology, **38**, 1100—1109, 1968.
45. *Davies D. K., Moore W. R.*, Dispersal of Mississippi sediment in the Gulf of Mexico, Journ. Sed. Petrology, **40**, 339—353, 1970.
46. *Dickas A. B., Payne J. L.*, Upper Paleocene buried channel in Sacramento Valley California, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **51**, 873—882, 1967.
47. *Dondanville R. F.*, The Fall River Formation, northwestern Black Hills: lithology and geologic history, Guidebook, First Joint Field Conf., Wyoming Geol. Assoc. and Billings Geol. Soc., Aug. 8—10, 1963, 87—99, 1963.
48. *Dott R. H., Jr.*, Eocene deltaic sedimentation at Coos Bay, Oregon, Journ. Geology, **74**, 373—419, 1966.
49. *Doty R. W., Hubert J. F.*, Petrology and paleogeography of the Warrensburg channel sandstone, western Missouri, Sedimentology, **1**, 7—39, 1962.
50. *Dowd J. P.*, Application of information theory in establishing oil field trends, in: *Parks G. A.*, ed., Computers in the mineral industries, 577—610, Stanford, The School of Earth Science, Stanford Univ., 1964.
51. *Dowd J. P.*, Statistical geometry of petroleum reservoirs in exploration and exploitation, Journ. Petroleum Technology, **21**, 841—852, 1969.
52. *Dupuy J. P., Oswaldt G., Sens J.*, Chapm de Cazaux-géologie et production, in: 6th World Petroleum Cong. Proc., Frankfurt am Main, Sec. II, 199—212, 1963.
53. *Eaton G. P.*, Windborne volcanic ash, A possible index to polar wandering, Journ. Geology, **72**, 1—35, 1964.
54. *Eicher D. L.*, Paleobathymetry of Cretaceous Greenhorn sea in eastern Colorado, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 1075—1090, 1969.
55. *Emery K. O.*, Atlantic continental shelf and slope of the United States, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 529-A, 23 p., 1966.
56. *Emrich G. H.*, Ironton and Galesville (Cambrian) sandstones in Illinois and adjacent areas, Illinois Geol. Survey Circ., **403**, 55 p., 1966.
57. *Evans G.*, Inter-tidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash, Geol. Soc. London Quart. Journ., **121**, 209—245, 1965.
58. *Evans W. E.*, Imbricate linear sandstone bodies of Viking Formation in Dodsland-Hoosier area of southwestern Saskatchewan, Canada, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **54**, 469—486, 1970.
59. *Ferm J. C., Williams E. G.*, Characteristics of a Carboniferous marine invasion in western Pennsylvania, Journ. Sed. Petrology, **35**, 319—330, 1965.
60. *Fettke C. R.*, The Bradford Oil Field, Pennsylvania and New York, Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Bull., M-21, 1938.
61. *Fettke C. R.*, Music Mountain oil pool, McKean County, Pennsylvania,
62. *Finch W. I.*, Geology of uranium deposits in Triassic rocks of the Colorado Plateau region, U. S. Geol. Survey Bull., **1074-D**, 164 p., 1959.
63. *Fisher W. L., McGowen J. H.*, Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **17**, 105—125, 1967.
64. *Fisk H. N.*, Geological investigations of the alluvial valley of the Lower Mississippi River, 82 p., Vicksburg, Mississippi, Mississippi River Comm. 1944.
65. *Fisk H. N.*, Bar-finger sands of Mississippi, Mississippi delta, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.*, eds., Geometry of sandstone bodies, 29—52, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.

66. *Flores G.*, Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily, 5th World Petroleum Cong., Proc., New York, Sec. 1, Paper 13, 259—275, 1959.
67. *Folk R. L., Robles R.*, Carbonate sands of Isla Perez, Alacran reef complex, Yucatán, Journ. Geology, **72**, 255—292, 1964.
68. *Fondeur C.*, Étude pétrographic détaillée d'un grès á structure en feuillets, Rev. Inst. Francais Pétrole, **19**, 901—920, 1964.
69. *Frakes L. A.*, Stratigraphy of the Devonian Trimmer's Rock in eastern Pennsylvania, Pennsylvania Topog. Geol. Survey, Gen. Geol. Rept., G-51, 208 p., 1967.
70. *Frazier D. E.*, Recent deltaic deposits of the Mississippi River: their development and chronology, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **17**, 287—311, 1967.
71. *Friedman G. M., Johnson K. G.*, The Devonian Catskill deltaic complex of New York, type example of a tectonic delta complex, in: *Shirley M. L., Raysdale J. A.*, eds., Deltas, 171—188, Houston, Houston Geol. Soc., 1966.
72. *Friedman S. A.*, Channel-fill sandstones in the Middle Pennsylvania rocks of Indiana, Indiana Geol. Survey, Rept. Prog., **23**, 59 p., 1960.
73. *Gagliano S. M., McIntire W. G.*, Delta components in Recent and ancient deltaic sedimentation; A comparison, Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst., 1968.
74. *Gay P., Jr.*, Origen, distribucion y movimiento de las arenas eolicas en el area de Yauca a Palpa, Bol. Soc. Geol. Peru, **37**, 37—58, 1962.
75. *Gould H. D., McFarlan E., Jr.*, Geologic history of the chenier plain southwestern Louisiana, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **9**, 1—10, 1959.
76. *Greenkorn R. A., Johnson C. R., Shallenberger L. K.*, Directional permiability of heterogeneous anisotropic porous media, Soc. Petroleum Engineers Journ., June, 124—132, 1964.
77. *Griffiths J. C.*, Directional permeability and dimensional orientation in the Bradford Sand, Pennsylvania State Coll. Mineral Industries Expt. Sta. Bull., **54**, 138—163, 1949.
78. *Grim P. J.*, Seamap deep-sea channel, U. S. Dept. Commerce, ESSA Tech. Rept. ERL 93-Pol 2, 27 p., 1969.
79. *Hadley M. L.*, Wave-induced bottom currents in the Celtic Sea, Marine Geology, 2, 164—167, 1964.
80. *Hall D. H., Hajnal Z.*, The gravimeter in studies of buried valleys, Geophysics, **27**, 939—951, 1962.
81. *Hamilton N., Owens W. H., Rees A. I.*, Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand, Journ. Geology, **76**, 465—472, 1968.
82. *Hand B. M., Emery K. O.*, Turbidites and topography of north end of San Diego trough, California, Journ. Geology, **72**, 726—742, 1964.
83. *Hayes M. O., Scott A. J.*, Environmental complexes south Texas Coast, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **14**, 237—240, 1964.
84. *Hesse R.*, Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrog, Zeitschr. deutsch. geol. Gesell. Jahrg., 1964, **116**, 403—426, 1965.
85. *Hewitt C. H., Morgan J. T.*, The Fry in situ combustion test — reservoir characteristics, Journ. Petroleum Technology, **17**, 337—353, 1965.
86. *Hollenshead C. T., Pritchard R. L.*, Geometry of producing Mesaverde sandstones, San Juan basin, in: *Peterson J. S., Osmond J. C.*, eds., Geometry of sandstone bodies, 98—118, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
87. *Holm D. A.*, Desert geomorphology in the Arabian Peninsula Science, **132**, 1369—1379, 1960.
88. *Hopkins M. E.*, Harrisburg (№ 5), Coal reserves of southeastern Illinois, Illinois Geol. Survey Circ., **431**, 25 p., 1968.
89. *Horn D.*, Zur Sedimentation des Dogger-beta-Hauptsandsteines im östholsteinischen Juratrog, Meyniana, **14**, 21—42, 1964.
90. *Horn D.*, Zur geologischen Entwicklung der südlichen Schleimündung im Holozän, Meyniana, **15**, 42—58, 1965.
91. *Houbolt J. J. H. C.*, Recent sediments in the southern Bight of the North Sea, Geol. Mijnbouw, **47**, 245—273, 1968.
92. *Hoyt J. H.*, Barrier island formation, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 1125—1136, 1967.
93. *Hoyt J. H.*, Chenier versus barrier, genetic and stratigraphic distinction, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 299—306, 1969.
94. *Hoyt J. H., Henry V. J., Jr.*, Significance of inlet sedimentation in the recognition of ancient barrier islands, Wyoming Geol. Assoc. Guidebook, 19th Field Conf., 190—194, 1965.
95. *Hoyt W. V.*, Erosional channel in the middle Wilcox near Yoakum, Lavaca County, Texas, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **9**, 11—50, 1959.
96. *Hrabar S. V., Potter P. E.*, Lower West Baden (Mississippian) sandstone body of Owen and Greene counties, Indiana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 2150—2160, 1969.

97. *Hutchinson C. A., Jr., Dodge C. F., Polasek T. L.,* Identification, classification, and prediction of reservoir inhomogeneities affecting production operations, Journ. Petroleum Technology, **13**, 223—230, 1961.
98. *Jizba Z. V., Campbell W. C., Todd T. W.,* Core resistivity profiles and their bearing on dipmeter survey interpretations, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **48**, 1804—1809, 1964.
99. *Jobin D. A.,* Relation of the transmissive character of the sedimentary rocks of the Colorado Plateau to the distribution of uranium deposits, U. S. Geol. Survey Bull., **1124**, 151 p., 1962.
100. *Johnson W. E., Breston J. N.,* Directional permeability of sandstones from various states, Producers Monthly, **15**, 10—19, 1951.
101. *Johnson W. E., Hughes R. V.,* Directional permeability measurements and their significance, Pennsylvania State Coll., Mineral Industries Expt. Sta., Bull., **52**, 180—205, 1948.
102. *King F. H.,* Principles and conditions of the movement of ground water, U. S. Geol. Survey, 19th Ann. Rept., 1898—1899, 59—294, 1899.
103. *Kolb C. R., Van Lopeck J. R.,* Geology of the Mississippi River delta plain, southeastern Lousiana, U. S. Army Eng. Waterways Expt. Sta., Tech. Rept., № 3—483, **1**, 120 p., 1958.
104. *Krueger W. C., Jr.,* Depositional environments of sandstones as interpreted from electrical measurements — an introduction, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **18**, 226—241, 1968.
105. *Krumbein W. C.,* Fortran IV computer programs for Markov chain experiments in geology, Kansas Geol. Survey, Computer Contr., **13**, 38 p., 1967.
106. *Krumbein W. C.,* Statistical models in sedimentology, Sedimentology, **10**, 7—23, 1968a.
107. *Krumbein W. C.,* Fortran IV computer program for simulation of transgression and regression with continuoustime Markov models, Kansas Geol. Survey, Computer Contr., № 26, 38 p., 1968b.
108. *Krumbein W. C., Monk G. D.,* Permeability as a function of the size parameters of sedimentary particles, Am. Inst. Mining Metall. Engineers Tech. Pub., **1492**, 153—163, 1942.
109. *Krumbein W. C., Sloss L. L.,* Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed., 660 p., Sand Francisco, Freeman, 1963.
110. *Krynine P. D.,* The megascopic study and classification of sedimentary rocks, Journ. Geology, **56**, 130—165, 1948.
111. *Ksiazkiewiz M.,* Life conditions in flysch basins, Rocznik Polsk, Towarz. Geol., **31**, 1—21, 1961.
112. *Kuenen Ph. H.,* Emplacement of flysch-type sand beds, Sedimentology, **9**, 203—244, 1967.
113. *Kuenen Ph. H.,* Turbidity currents and organisms, Eclogae géol. Helvetiae, **62**, 525—544, 1968.
114. *Kuenen Ph. H., Perdok W. G.,* Experimental abrasion 5, Frosting and defrosting of quartz grains, Journ. Geology, **70**, 648—658, 1962.
115. *Kulm L. D., Byrne J. V.,* Sedimentary response to hydrography in an Oregon estuary, Marine Geology, **4**, 85—118, 1966.
116. *Land L. S.,* Eolian cross-bedding in the beach dune environment, Sapelo Island, Georgia, Journ. Sed. Petrology, **34**, 389—394, 1964.
117. *Land L. S., Hoyt J. H.,* Sedimentation in a meandering estuary, Sedimentology, **6**, 191—207, 1966.
118. *Lee W., Nickell C. O., Williams J. S., Henbest L. C.,* Stratigraphic and paleontologic studies of the Pennsylvanian and Permian rocks in north-central Texas, Univ. Texas Pub., Bull., **3801**, 252 p., 1938.
119. *Leopold L. B., Miller J. P., Wolman M. G.,* Fluvial processes in geomorphology, 522 p., San Francisco, Freeman, 1964.
120. *Levorsen A. I.,* ed., Stratigraphic type oil fields, 902 p., Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1941.
121. *Lineback J. A.,* Turbidites and other sandstone bodies in the Borden Siltstone (Mississippian) in Illinois, Illinois Geol. Survey Circ., **425**, 29 p., 1968.
122. *Logvinenko N. V., Remizov I. N.,* Sedimentology of beaches on the north coast of the sea of Azov, in: *van Straaten L. M. J. U.,* ed., Deltaic and shallow marine deposits, Developments in sedimentology, **1**, 244—252, Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 1964.
123. *Lovell J. P. B.,* Type formation: Undeformed turbidites and their lateral equivalents, mineralogy and paleogeography, Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 9—22, 1969.
124. *Lucchi F. R., D'Onofrio S.,* Transportu gravitativi sinsedimentari nel Tortoniano dell'Appennino Romagnolo (Valle dell Savio), Giornale di Geologia, **34**, Ser. 2a, Fasc. 1, 1—30, 1966.
125. *Mackenzie F. T.,* Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds, Sedimentology, **3**, 52—64, 1964.

126. *Madigan C. T.,* The Simpson Desert expedition, 1939 Scientific reports, № 6, Geology — the sand formations, Roy Soc. South Australia, Trans. and Proc., **70**, 45—63, 1946.
127. *Максимов М.,* Исследование взаимоотношений продуктивных горизонтов майкопской легкой нефти в связи с генезисом майкопской рукавообразной залежи, Журн. Нефтяное хозяйство, **17**, 813—834, 1929.
128. *Marr J. D., Zagst E. F.,* Exploration horizons from new seismic concepts of CDP and digital processing, Geophysics, **32**, 207—224, 1967.
129. *Marshall K. T.,* A preliminary model for determining the optimum drilling pattern in locating and evaluating an ore body, Colorado School Mines Quart., **59**, Pt. A, 223—236, 1964.
130. *Martin B. O.,* Rosedale channel — evidence for late Miocene submarine erosion in Great Valley, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **47**, 441—456, 1963.
131. *Martin R.,* Paleogeomorphology and its application to exploration for oil and gas (with examples from western Canada), Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **50**, 2277—2311, 1966.
132. *Mast R. F., Potter P. E.,* Sedimentary structures, sand shape fabrics and permeability, II, Journ. Geology, **71**, 548—565, 1963.
133. *Maxey G. B.,* Hydrostratigraphic units, Journ. Hydrology, 2, 124—129, 1964.
134. *McBride E. F., Hayes M. O.,* Dune cross-bedding on Mustang Island, Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **46**, 546—551, 1962.
135. *McCubbin D. G., Brady M. J.,* Depositional environment of the Almond Reservoirs, Patrick Draw Fields, Wyoming, The Mountain Geologist, **6**, 3—26, 1969.
136. *McKee E. D.,* The Coconino sandstone — its history and origin, Carnegie Inst. Wash. Pub., **440**, Contr. Paleont., 77—115, 1933.
137. *McKee E. D.,* Primary structures in some Recent sediments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **41**, 1704—1747, 1957.
138. *McKee E. D.,* Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico, Sedimentology (Spec. Issue), **7**, 69 p., 1966.
139. *McKee E. D., Sterrett T. S.,* Laboratory experiments on form and structure of longshore bars and beaches, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.,* eds., Geometry of sandstone bodies, 13—28, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
140. *McKee E. D., Tibbits G. C., Jr.,* Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya, Journ. Sed. Petrology, **34**, 5—17, 1964.
141. *Meckel L. D.,* Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 223—258, 1967.
142. *Meckel L. D.,* Paleozoic alluvial deposition in central Appalachians, A summary, in: *Fisher G. W., and oth.,* eds., Studies in Appalachian geology, 49—68, New York, Interscience, 1970.
143. *Menard H. W., Smith S. M., Pratt R. M.,* The Rhone deep-sea fan, in: *Whittard W. F., Bradshaw R.,* eds., Submarine geology and geophysics, 271—284, London, Butterworths, 1965.
144. *Merriam D. F.,* ed., Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Survey Bull. 169, **1**, 1—380 and **2**, 381—636, 1964.
145. *Montadert L., Latreille M., Groult J., Poujol P., Deix H.,* Étude à l'affleurement d'un réservoir gréso-argileux, Le Dévonien inferieur (Réservoirs F4 — F5) du Bassin de Fort-Polignac, Inst. Francais du Pétrole, 2nd Colloque A.R.T.F.P., 313—327, 1965.
146. *Nachtigal K. H.,* Über die Unterwasser-hangmorphologie vor Rantum und Kampen auf Sylt, Meyniana, **18**, 43—63, 1968.
147. *Nanz R. H., Jr.,* Genesis of Oligocene sandstone reservoir Seeligson Field, Jim Wells and Kleberg Counties, Texas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **38**, 96—117, 1954.
148. *Nichols M. M.,* Characteristics of sedimentary environments in Moriches Bay, in: *Miller R. L.,* ed., Papers in marine geology, Shepard commemorative volume, 363—383, New York, MacMillan, 1964.
149. *Noorthoorn van der Kruijff J. F., Lagaaij R.,* Displaced faunas from inshore estuarine sediments in the Haringvliet (Netherlands). Geol. Mijnbouw, **39**, (N. S. 22), 711—723, 1960.
150. *Off Th.,* Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **47**, 324—341, 1963.
151. *Oomkens E., Terwindt J. H. J.,* Inshore estuarine sediments in the Haringvleit (Netherlands), Geol. Mijnbouw, **39**, (N. S. 22), 701—710, 1960.
152. *Paine W. R., Meyerhoff A. A.,* Catahoula Formation of western Lousiana and thin-section criteria for fluviatile depositional environment, Journ. Sed. Petrology, **38**, 92—113, 1968.
153. *Palain Ch.,* Contribution à l'étude sédimentologique du Grès à Roseaux (Trias supérieur) en Lorraine, Sci. Terre, **11**, 245—291, 1966.
154. *Parker R. H.,* Macro-invertebrate assemblages as indicators of sedimentary environments in east Mississippi delta region, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **40**, 295—376, 1956.

155. *Parker R. H.,* Ecology and distributional patterns of marine macro-invertebrates, northern Gulf of Mexico, in: *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel Tj. H.,* eds., Recent sediments, northwestern Gulf of Mexico, 302—337, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1960.
156. *Peel R. F.,* The landscape in aridity, Inst. British Geographers, Trans. and Papers, Pub., **38**, 23 p., 1966.
157. *Pelletier B. R.,* Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, 1033—1064, 1958.
158. *Peterson J. A., Osmond J. C.,* eds., Geometry of sandstone bodies, 240p., Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
159. *Phleger F. B.,* Ecology of Foraminifera in southeastern Mississippi delta area, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **39**, 712—752, 1955.
160. *Phleger F. B.,* Sedimentary patterns of microfaunas in northern Gulf of Mexico, in: *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel Tj. H.,* eds., Recent sediments, northwestern Gulf of Mexico, 267—301, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1960.
161. *Polasek T. L., Hutchinson C. A., Jr.,* Characterization of non-uniformities within a sandstone reservoir from a fluid mechanics standpoint, in: 7th World Petroleum Cong. Proc., **2**, 397—407, Barking, Elsevier Pub. Co. Ltd., 1967.
162. *Poole F. G.,* Paleowinds in the western United States, in: *Nairn A. E. M.,* ed., Problems in paleoclimatology, 395—405, London, Interscience, 1964.
163. *Postma H.,* Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment, in: *Lauff G. H., ed.,* Estuaries, Pub. 83, 158—179, Washington, Am. Assoc. Adv. Sci., 1967.
164. *Potter P. E.,* Facies model conference, Science, **129**, 1292—1294, 1959.
165. *Potter P. E.,* Late Mississippian sandstones of Illinois Basin, Illinois Geol. Survey Circ., **340**, 36 p., 1962.
166. *Potter P. E.,* Late Paleozoic sandstones of Illinois Basin, Illinois Geol. Survey Rept. Inv., **217**, 92 p., 1963.
167. *Potter P. E.,* Sand bodies and sedimentary environments, A review, Am. Assoc. Petroleum Geologisits Bull., **51**, 337—365, 1967.
168. *Potter P. E., Blakely R. F.,* Generation of a fluvial sandstone body, Journ. Petroleum Technology, 243—251, 1967.
169. *Potter P. E., Blakely R. F.,* Random processes and lithologic transitions, Journ. Geology, **76**, 154—170, 1968.
170. *Potter P. E., Mast R. F.,* Sedimentary structures, sand shape fabrics and permeability, I, Journ. Geology, **71**, 441—471, 1963.
171. *Potter P. E., Pettijohn F. J.,* Paleocurrents and basin analysis, 296 p., Berlin — Göttingen — Heidelberg, Springer, 1963.
172. *Pretorius D. A.,* Conceptual geological models in the exploration for gold mineralization in the Witwatersrand Basin, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Econ. Geol. Res. Unit, Inf. Circ., **36**, 39 p., 1966.
173. *Reese D. O.,* Wilcox dipmeter applications, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., **18**, 387—399, 1968.
174. *Reiche P.,* An analysis of cross-lamination the Coconino sandstone, Journ. Geology, **46**, 905—932, 1938.
175. *Reineck H.-E.,* Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee, Abh. senckenb. naturf. Gesell., **505**, 138 p., 1963.
176. *Reyment R. A.,* Interstitial ecology of the Niger delta, Bull. Geol. Institutions, Univ. Uppsala, **1**, 121—159, 1969.
177. *Reynolds D. W., Vincent J. K.,* Western Kentucky's Bethel channel — the largest continuous reservoir in the Illinois Basin, in: *Rose W. D., ed.,* Proceedings of technical sessions, Kentucky Oil and Gas Association, 29th annual meeting, June 3—4, 1965, Kentucky Geol. Survey Ser. 10, Spec. Pub., 14, 19—30, 1967.
178. *Riba O., Villena J., Quirantes J.,* Nota preliminar sobre la sedimentacion en paleocannales Terciarios de la Zona de Caspe-Chiprana (Provincia de Zazagoza), Ana. Edafologia Agrobiologia, **26**, 617—634, 1967.
179. *Rich J. L.,* Oil and gas in the Birds Quadrangle, Illinois Geol. Survey Bull., **33**, 106—180, 1916.
180. *Rich J. L.,* Shoestring sands of eastern Kansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **7**, 103—113, 1923.
181. *Rich J. L.,* Shoreline and lenticular sands as factors in oil accumulation, **1**, 230—239, in: *Dunstan A. E.,* ed., The science of petroleum, London, Oxford Univ. Press, 1938.
182. *Rich J. L.,* Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them, Geol. Soc. Am. Bull., **62**, 1—19, 1951.
183. *Rittenhouse G.,* Problems and principles of sandstone-body classification, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.,* eds., Geometry of sandstone bodies, 3—12, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
184. *Robinson A. H. W.,* The sumbarine port morphology of certain port approach channel systems, Inst. Navigation Journ., **9**, 20—46, 1956.

185. *Rubey W. M., Bass N. W.,* The geology of Russell County, Kansas, Kansas Geol. Survey Bull., **10**, 104 p., 1925.
186. *Rühl W., Schmid Ch.,* Über das Verhältnis der vertikalen zur horizontalen absoluten Permeabilität von Sandsteinen, Geol. Jahrb., **74**, 447—462, 1957.
187. *Рухин Л. Б.,* Основы общей палеогеографии, Гостоптехиздат, М., 1962.
188. *Rusnak G. A.,* Sediments of Laguna Madre, Texas, in: *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel Tj. H.,* eds., Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, 1951—1958, 153—196, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1960.
189. *Rusnak G. A., Nesteroff W. D.,* Modern turbidites: terrigenous abyssal plain verses bioclastic basin, in: *Miller R. L.,* ed., Papers in marine geology, Shepard commemorative volume, 488—507, New York, MacMillan, 1964.
190. *Russell R. J.,* Alluvial morphology of Anatolian Rivers, Ann. Assoc. Am. Geographers, **44**, 363—391, 1954.
191. *Rutledge J. R.,* A study of fluid migration in porous media by stereoscopic radiographic techniques, Brigham Young Univ. Studies, **13**, 89—104, 1966.
192. *Sabins F. F., Jr.,* Anatomy of stratigraphic trap, Bisti Field, New Mexico, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **47**, 193—228, 1963a.
193. *Sabins F. F., Jr.,* Computer flow diagram in facies analysis, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **47**, 2045—2047, 1963b.
194. *Sabins F. F., Jr.,* Review of petrographic criteria for Cretaceous depostional environments, Wyoming Geol. Assoc. Guideboo, 19th Ann. Field Conf., 27—34, 1965.
195. *Schlee J. S., Moench R. H.,* Properties and genesis of «Jackpile» Sandstone, Laguna, New Mexico, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.,* eds., The geometry of sandtone bodies, 134—150, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
196. *Schumm S. A.,* Speculations concerting paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, 1573—1588, 1968a.
197. *Schumm S. A.,* River adjustment to altered hydrologic regimen — Murrumbidgee River and paleochannels, Australia, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, **598**, 65 p., 1968b.
198. *Scruton P. C.,* Delta building and the deltaic sequence, in: *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel Tj. H.,* Assoc. Petroleum Geologists, 1960.
199. Sedimentation Seminar, Cross-bedding in the Salem Limestone of central Indiana, Sedimentology, **6**, 95—114, 1966.
200. Sedimentation Seminar, Bethel Sandstone (Mississippian) of western Kentucky and south central Indiana, a submarine-channel fill, Kentucky Geol. Survey, Rept. Inv., **11**, 23 p., 1969.
201. *Seibold E.,* Geological investigation of nearshore sandtransport — examples of methods and problems from Baltic and North Seas, in: *Sears M.,* ed., Progress in oceanography, **1**, 1—70, New York, MacMillan, 1963.
202. *Selley R. C.,* Paleocurrents and sediment transport in nearshore sediments of the Sirte Basin, Libya, Journ. Geology, **75**, 215—223, 1967.
203. *Семин Е. И.,* Геологическая неоднородность нефтеносных пластов и некоторые способы ее изучения, Труды ВНИИнефть, **34**, Гостоптехиздат, 3—34, 1962.
204. *Sharp R. P.,* Wind ripples, Journ. Geology, **71**, 617—636, 1963.
205. *Shaw A. B.,* Time in stratigraphy, 365 p., New York, McGraw-Hill, 1964.
206. *Shelton J. W.,* Shale compaction in a section of Cretaceous Dakota Sandstone, northwestern Black Hills, Journ. Sed. Petrology, **32**, 874—877, 1962.
207. *Shelton J. W.,* Trend and genesis of lowermost sandstone unit of Eagle Sandstone at Billings, Montana, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **49**, 1385—1397, 1965.
208. *Shelton J. W.,* Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier-bar, and turbiditycurrent sand deposits, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **51**, 2241—2461, 1967.
209. *Shepard F. P.,* Gulf Coast barriers, in: *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel Tj. H.,* eds., Recent marine sediments, northwest Gulf of Mexico, 197—220, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1960.
210. *Shepard F. P.,* Submarine geology, 2nd ed., 557 p., New York, Harper and Row, 1963.
211. *Shepard F. P.,* Importance of submarine valleys in funneling sediments to the deep sea, in: *Sears M.,* ed., Progress in oceanography, **3**, 321—332, Oxford, Pergamon, 1965.
212. *Shepard F. P., Dill R. F., von Rad U.,* Physiography and sedimentary processes of LaJolla submarine fan and fan-valley, California, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 390—420, 1969.
213. *Shepard F. P., Moore D. G.,* Central Texas coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **39**, 1463—1593, 1955.
214. *Shiarella N. W.,* Typical oil producing structures in the Owensboro field of western Kentucky, Kentucky Univ., Bur. Mineral Topog. Survey, Bull., **3**, 14 p., 1933.
215. *Shotten F. W.,* The lower Bunter sandstones of North Worcestershire and East Shropshire, Geol. Mag., **74**, 534—553, 1937.

216. *Smith H. T. U.,* Eolian geomorphology, wind direction, and climatic change in North Afric, 48 p., Bedford, Mass, Air Force Cambridge Res. Lab., № 63—443, 1963.
217. *Spjeldnaes N.,* Silurian tidal sediments from the base of the Ringerike Formation, Oslo region, Norway, Norsk Geol. Tidsskrift, **46**, 497—509, 1966.
218. *Stokes W. L.,* Fluvial and eolian sandstone bodies in Colorado Plateau, 151—178, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.,* eds., Geometry of sandstone bodies, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
219. *Stokes W. L.,* Multiple parallel-truncation bedding planes — a feature of wind-deposited sandstone formations, Journ. Sed. Petrology, **38**, 510—515, 1968.
220. *van Straaten L. M. J. U.,* Megaripples in the Dutch Wadden Sea and in the basin of Arcachon (France), Geol. Mijnbouw, **15**, 1—11, 1953.
221. *van Straaten L. M. J. U.,* Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands, Leidse, Geol. Mededel, **19**, 1—110, 1954a.
222. *van Straaten L. M. J. U.,* Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the Psammites du Condroz (Devonian), Geol. Mijnbouw, **16**, 25—47, 1954b.
223. *van Straaten L. M. J. U.,* Coastal barrier deposits in south- and north Holland in particular in the areas around Scheveningen and Ijmuiden, Mededel. Geol. Stichtung, **17**, 41—75, 1965.
224. *Stride A. H.,* Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain, Geol. Soc. London Quart. Journ., **119**, 175—199, 1963.
225. *Sullwald H. H., Jr.,* Turbidites in oil ecploration, 63—81, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.,* eds., Geometry of sandstone bodies, Tulsa, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1961.
226. *Swift D. J. P., McMullen R. M.,* Preliminary studies of intertidal sand bodies in the Minas Basin, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canad. Journ. Earth Sci., **5**, 175—183, 1968.
227. *Talwani M.,* A review of marine geophysics, Marine Geology, **2**, 29—80, 1964.
228. *Tanner W. F.,* Ripple mark indices and their uses, Sedimentology, **9**, 89—104, 1967.
229. *Terwindt J. H. J., de Jong J. D., van der Wilk E.,* Sediment movement and sediment properties in the tidal area of the Lower Rhine (Rotterdam Waterway), Koninkl. Nederlands Geol.-Mijnb. Genoot Verh., Geol. Ser., 21-2, 243—258, 1963.
230. *Testerman J. D.,* A statistical reservoir-zonation technique, Journ. Petroleum Technology, **14**, 889—893, 1962.
231. *Thomas W. A., Mann C. J.,* Late Jurassic depositional environments, Lousiana and Arkansas, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **50**, 178—182, 1966.
232. *Thompson W. D.,* Original structures of beaches, bars and dunes, Geol. Soc. Am. Bull., **48**, 723—751, 1937.
233. *Todd D. K.,* Ground water hydrology, 336 p., New York, Wiley, 1960.
234. *Twenhofel W. H.,* Principles of sedimentation, 2nd ed., 673 p., New York, McGraw-Hill, 1950.
235. *Uchupi E.,* Atlantic continental shelf and slope of the United States — physiography, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 529-C, 30 p., 1968.
236. *Verrien J. P., Courand G., Montadert L.,* Applications of production geology methods to reservoir characteristics, analysis from outcrop observations (French), in: Proc. 7th World Petroleum Cong., **2**, 425—446, Barking, England, Elsevier Publ. Co., Ltd., 1967.
237. *Visher G. S.,* Use of vertical profile in environmental reconstruction, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **49**, 41—61, 1965.
238. *Воинов В. В.,* Изучение неоднородности продуктивных пластов некоторых нефтяных месторождений, Труды ВНИИнефть, **50**, «Недра», 145—150, 1970.
239. *Walker R. G.,* Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments, Journ. Sed. Petrology, **38**, 1120—1154, 1967.
240. *Walker R. G., Harms J. C.,* The «Catskill Delta» — A prograding muddy shoreline in central Pennsylvania, Journ. Geology, **78**, 381—399, 1970.
241. *Walther J.,* Lithogenesis der Gegenwart, 1055 p., Jena, Gustav Fischer, 1894.
242. *Weimer R. J.,* Stratigraphy and petroleum occurrences, Almond and Lewis Formations (Upper Cretaceous), Wamsutter Arch, Wyoming, in: Sedimentation of Late Cretaceous and Tertiary outcrops, Rock Springs Uplift, Wyoming Geol. Assoc., 19th Field Conf., 65—81, 1965.
243. *Weimer R. J., Hoyt J. H.,* Burrows of Callianassa major Say, Geologic indicators of littoral and shallow neritic environments, Journ. Paleontology, **38**, 761—767, 1964.
244. *Weir G. W.,* Borden formation (Mississippian) in southeast-central Kentucky, Field trip, № 3, in: Guidebook for field trips, 18th Ann. Meeting, Southeastern Sect., Geol. Soc. Am., 29—41, 1969.
245. *Werner F.,* Über den inneren Aufbau von Strandwällen an einem Küstenabschnitt der Eckernförder Bucht, Meyniana, **13**, 108—121, 1963.

246. *Wiegel R. L.,* Oceanographical engineering, 532 p., Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 1964.
247. *Witkind J. J., Thaden R. E.,* Geology and uranium-vanadium deposits of the Monument Valley area, Apache and Navajo-Counties, Arizona, U. S. Geol. Survey Bull., **1103**, 171 p., 1963.
248. *Wurster P.,* Geologie des Schilfsandsteins, Mitt. Geol. Staatsinst., Hamburg, **33**, 140 p., 1964.
249. *Wyllie M. R. J., Spangler M. B.,* Application of electrical resistivity measurements to the problem of fluid flow in porous media, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **36**, 359—403, 1952.
250. *Young R. C.,* Stratigraphy of coal-bearing rocks of Book Cliffs, Utah-Colorado, in: *Hamblin W. K., Rigsby J. K.,* eds., Central Utah coals, A guidebook prepared for the Geological Society of America and associated societies, Utah Geol. and Mineral. Survey Bull., **80**, 7—21, 1966.
251. *Zagwijn W. H.,* Pleistocene stratigraphy in the Netherlands based on changes in vegetation and climate, in: Trans. Jubilee Convention, pt. 2, Koninkl. Nederlands Geol.-Mijnb. Genoot verh., Geol. Ser., **21-2**, 173—196, 1963.
252. *Zeito G. A.,* Interbedding of shale breaks and reservoir inhomogeneities, Journ. Petroleum Technology, **17**, 1223—1338, 1965.
253. *Жемчужников Ю. А.,* Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. горн. инст., **8**, 35—69, 1926.
254. *Жемчужников Ю. А. и др.,* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, Тр. геол. инст. АН СССР, вып. 15, ч. 1, 1959; ч. 2, 1960.

## Глава 12

# ПЕСЧАНИКИ, ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТОВ

### ВВЕДЕНИЕ

На определенной стадии геологического изучения песчаников необходимо рассмотреть их формирование под более широким углом зрения — в связи с выполнением осадочного бассейна в целом в течение длительной геологической истории и эволюции континентов. Мы будем идти от частных наблюдений к глобальным. Только рассматривая результаты локальных исследований в более широких границах, действительно можно понять проблемы, связанные с песками. Поэтому в данной главе рассмотрены общие вопросы, касающиеся песков и песчаников.

Пески являются наиболее подходящими осадками для воссоздания геологической истории подавляющего большинства осадочных бассейнов на континентах. Как показано в гл. 8, виды и пропорции обломочных минералов дают ключ к познанию характера исходных пород, положения питающих провинций, особенностей их рельефа и климата. Схема палеопотоков может быть реконструирована в главных своих чертах на основании изучения первичных текстур песчаников. Ни глины, ни известняки не позволяют так полно осветить взаимосвязанные проблемы происхождения исходного материала, древних потоков и палеотектоники.

Имеются и такие широкие вопросы, как взаимоотношения между песками стабильных платформ (кратонов) и мобильных поясов. Существуют ли между ними кардинальные различия? Каковы соотношения между песками, тектоникой и строением бассейна осадконакопления? В чем заключаются особенности песков глубинных океанических бассейнов? Связаны ли они с тектоникой, источниками материала и древними потоками так же, как и пески континентов?

Изучение геосинклинальных осадочных бассейнов показывает, что их заполнение и структурная эволюция происходят в определенной последовательности. Это было отмечено впервые Бертраном еще в 1897 г. Позднее концепция, высказанная Бертраном, совершенствовалась и уточнялась многими учеными. Новое, современное ее изложение можно найти, например, в книге Обуэна о геосинклиналях. Крынин внес свою лепту в 1941 г., рассмотрев взаимоотношения между петрографией песчаников и тектоническим циклом. Независимо от того, связаны ли наблюдаемые изменения в характере выполнения геосинклинали с перемещениями многочисленных областей питания, или с эрозией и изменением геоморфологии единой области, или с тем и другим, вместе взятыми, несомненно, существует определенная последовательность цикла развития. Мы рассмотрим эту проблему, иллюстрируя ее примерами из геологического прошлого.

Можно поставить еще много вопросов. Существует ли теория, способная объяснить не только роль песчаных отложений в заполнении бассейнов, но также их разнообразие и распределение во времени? Что, например, мы можем сказать о песчаниках в геологическом прошлом?

Существуют ли доказательства вековых изменений состава песков, прогрессирующего обеднения их полевыми шпатами и обогащения кварцем, поскольку участие в повторных циклах ведет ко все возрастающим его содержаниям в общей массе накапливающихся песков? Являются ли земная кора и заключенные в ней песчаники продуктом непрерывных процессов, захватывающих верхнюю мантию, и происходит ли накопление песков за счет участия в повторных циклах верхних частей земной коры? Эта проблема связана с теорией глобальной тектоники плит и раздвигания морского дна. Подтверждаются ли эти новые теории данными по петрографии песков или их распределению? Или, наоборот, каково влияние тектоники плит и раздвигания морского дна на происхождение песчаников?

Каким был самый древний песчаник? Заметно ли он отличался от современных песков? Если Земля имела в течение геологически охарактеризованной истории восстановительную атмосферу, то какими должны были быть в этих условиях песчаники? Имеются ли какие-либо доказательства в характере древних песков, свидетельствующие о том, что такие условия существовали? Оказал ли какое-либо влияние выход на сушу сосудистых растений в верхнем силуре — нижнем девоне на образование песка или его особенности?

Было ли образование песка постоянным во времени? Обнаруживаются ли значительные изменения в пропорциях песка и других типов осадков? Совершенно очевидно, что изучение песков может показать не только эволюцию данного бассейна, но и много дать для понимания развития континентов и даже всей нашей планеты как единого целого. И наконец, имеются ли доказательства, что песок, как мы его понимаем, может быть обнаружен на Луне и других планетах?

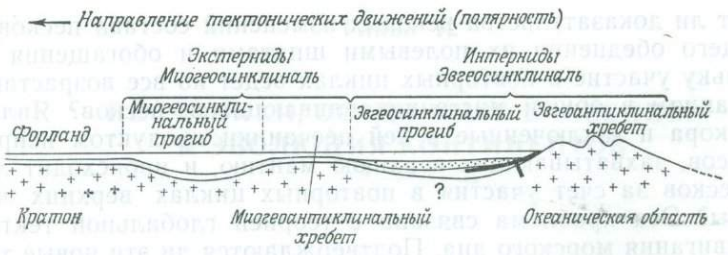
Прежде всего мы обратимся к геологической летописи и рассмотрим, что известно о песках геологического прошлого.

## СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ И НАКОПЛЕНИЕ ПЕСКОВ

Главными структурными элементами земной коры, исключая океанические бассейны, являются кратоны и подвижные пояса или геосинклинали. Кратон представляет собой обширную часть континента, на которой относительно маломощные, преимущественно горизонтально залегающие осадки полностью или частично покрывают тектонически пассивный и стабильный фундамент, который имеет обычно докембрийский возраст, хотя может быть и более молодым. Кратон (или хедреократон) включает в себя щиты, где породы фундамента обнажаются на поверхности, и платформы, где фундамент покрыт полого залегающими породами переменной мощности. Под мобильным поясом понимается линейный шов, состоящий из одной или нескольких геоантиклиналей и глубоких прогибов, расположенных по периферии кратонов. Осадки прогибов обычно интенсивно деформированы.

Геосинклинали и кратоны, нестабильные и стабильные области соответственно, играли важную роль с начала известной нам геологической истории. Не наша задача прослеживать историю или обсуждать происхождение и структурное развитие этих главных элементов земной коры. Однако мы кратко рассмотрим наиболее характерные черты каждого из них, обобщим все, что известно об их взаимоотношениях с песками, в частности объем и характер песков и другие связанные с этим вопросы.

Каковы относительные объемы осадков геосинклиналей и кратонов? Используя оценки площадей и мощностей, полученные Кеем [21], мы найдем, что 82% общего объема осадков Северной Америки являются




Фиг. 12-1. Принципиальная схема идеальной геосинклинали и связанных с нею тектонических элементов ([4], с изменениями).
*1* — сиалический фундамент; *2* — офиолиты; *3* — флиш.

геосинклинальными образованиями (эвгеосинклинали 59%, миогеосинклинали 23%) и лишь 18% платформенными. Если 25% платформенных осадков и 15% геосинклинальных являются песками, то ясно, что преобладающая часть песчаников геологического прошлого накопилась в геосинклиналях и отношение геосинклинальных песков к платформенным равно по меньшей мере 2,5 : 1, а вероятнее, составляет около 4 : 1. И хотя были получены несколько иные оценки объемов осадков [16], несомненно, что общий объем песчаников в геосинклиналях значительно превосходит их объем на платформах.

**Геосинклинали.** Как показано Обуэном [4], геосинклиналь обычно состоит из мио- и эвгеосинклиналей. Начинаясь от форланда или кратона, идеальная геосинклиналь состоит из миогеосинклинального бассейна, срединного хребта, отделяющего миогеосинклиналь от эвгеосинклинали, и внутренней тектонической суши, или хребта (фиг. 12-1). Такая геосинклинальная область может располагаться непосредственно у границы континента или внутри его, как в случае Урала.

Седиментация и вулканизм в геосинклинали и ее разрушение в конце концов орогенезом протекают в определенной схематической последовательности. В идеальном случае первыми образуются эвгеосинклинальный прогиб и ассоциирующий с ним эвгеосинклинальный хребет, или «тектоническая суша». Он характеризуется офиолитовым магматизмом (подушечные базальты и автоинтрузии, измененные теперь в зеленокаменные породы) и отложением флиша. Эта эвгеосинклинальная зона рано деформируется и обычно надвигается на кратон. Миогеосинклинальная область отделяется от эвгеосинклинальной в результате образования срединной геоантиклинали и обычно заполняется невулканогенным материалом, образованным вначале за счет размыва геоантиклинального хребта, а позднее — за счет деформированных эвгеосинклинальных комплексов. Миогеосинклинальные отложения впоследствии подвергаются менее интенсивным деформациям, а во время поднятия сбрасывают огромные массы грубых обломков в молассовые прогибы, обычно, хотя и не всегда, расположенные перед воздымающейся горной цепью (передовой прогиб).

Тип строения и эволюционного развития, намеченный выше, характеризует в той или иной форме все горные сооружения альпийского типа в мире, включая Альпы, Карпаты, Урал, Аппалачи и другие подвижные пояса подобного строения. Докембрийская геосинклиналь Коронейшен, описанная ниже в этой главе, также относится к такому типу осадочных бассейнов.

Что можно сказать об осадочном выполнении геосинклинали, и в особенности о песчаниках? Прежде всего необходимо подчеркнуть, что геосинклинали обладают полярностью, т. е. они не являются симметричными структурами. Оба борта их различны — один представляет собой

платформенную область, второй является тектонической сушей. Оба борта вносят свой вклад в заполнение геосинклинали. Однако осадки, и в особенности пески, поступающие с двух сторон, совершенно не похожи друг на друга. Пески, приносимые со стороны кратона, обычно невелики по объему и представлены в основном зрелыми кварцевыми аренитами или, может быть, субаркозами, но редко — собственно аркозами. Пески, образуемые за счет тектонической суши и срединной геоантиклинали незрелы в структурном отношении и по составу; они представлены граувакками в древних породах или лититовыми песчаниками в более молодых геосинклиналях. Эти два типа песков не только отличаются своим петрологическим характером, но и своим положением в эволюционном развитии подвижного пояса.

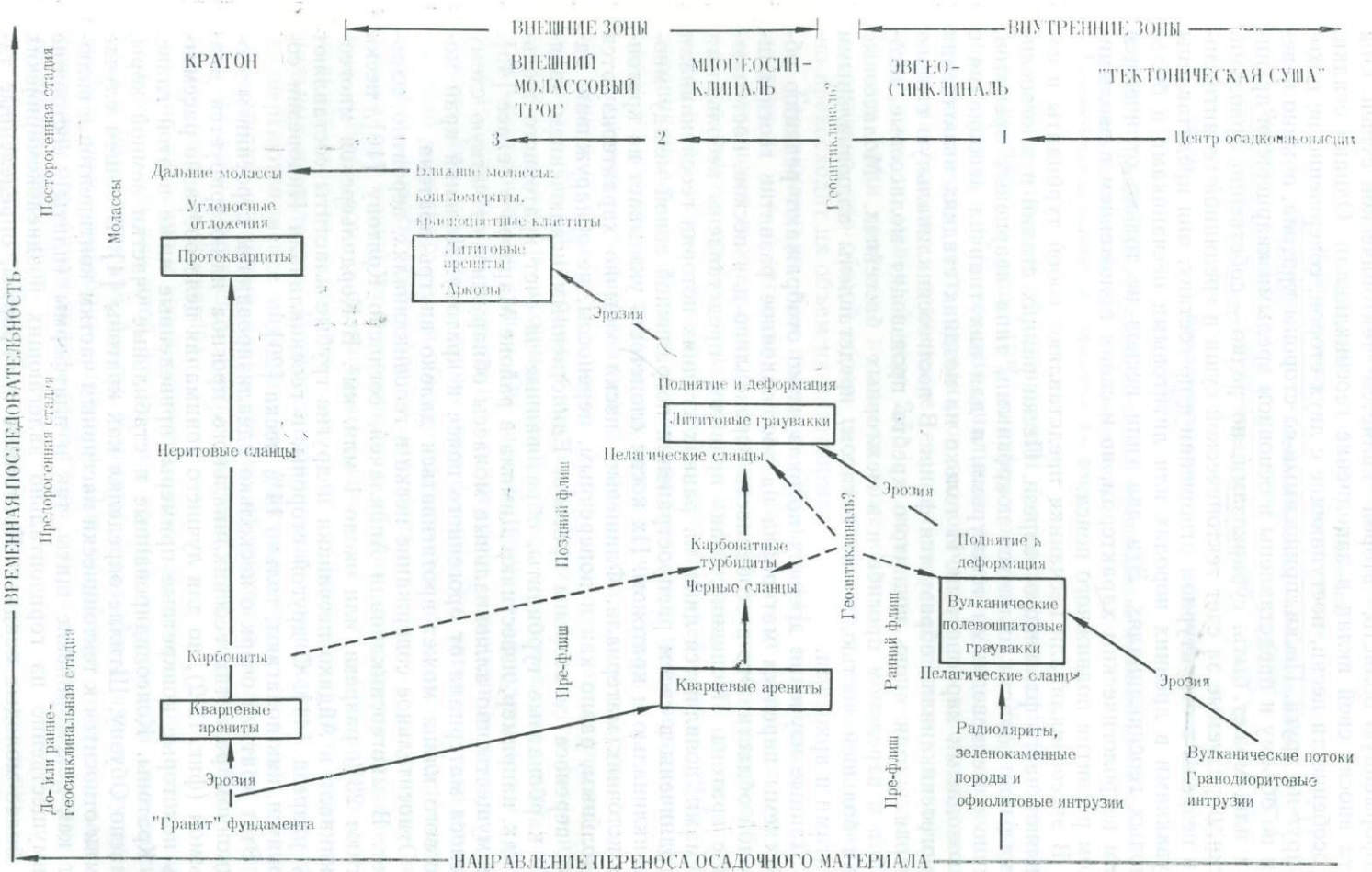
В эвгеосинклинали песчаники представляют собой турбидиты и составляют часть флишевого разреза. Пески ранних стадий в миогеосинклинальной области являются покровными, типа кварцевых аренитов, обычно с мелководными текстурами, и для них типична ассоциация с мелководными карбонатами. И только на поздних стадиях выполнения в миогеосинклинали образуется флиш. В постгеосинклинальную стадию быстрая эрозия вновь поднятого хребта производит молассовые ассоциации в передовом прогибе и в межгорных бассейнах. Молассовые пески большей частью, но не целиком, представлены аллювиальными лититами и аркозами.

Данные изучения древних потоков четко отображают реакцию общей схемы переноса материала на эволюционное развитие геосинклинальной области. Это в особенности справедливо для песков, поступающих с кратона. Последние, как правило, представлены небольшими объемами, появляются лишь на ранних стадиях истории геосинклинали и ограничены в своем распространении пограничной зоной между миогеосинклиналью и кратоном. Их косая слоистость указывает на кратонный источник материала. Флишевые пески обычно характеризуются продольным, равно как и поперечным, переносом, не обнаруживая, однако, переноса со стороны кратона. Единственным исключением являются карбонатные турбидиты, образованные за счет кратонного шельфа, как, например, известняки Димпла в районе Маратон в Техасе [45]. Преимущественно аллювиальные молассы обнаруживают четкую схему переноса материала от орогенного пояса к кратону. Дальний край молассового клина может протягиваться далеко внутрь кратона.

Относительное содержание песка в геосинклиналях, вероятно, варьирует. В миогеосинклинали Аппалачей, согласно Колтону [10], пески слагают 23% разреза, или около 1 млн. км³. В Кордильерской миогеосинклинали в Айдахо песчаники и другие грубые кластиты составляют 30% разреза [41]. С другой стороны, в геосинклинали Индонезии содержится, как полагают, только 14% песка [29].

Этот краткий очерк о несколько идеализированном строении и эволюционном развитии геосинклинального прогиба иллюстрируется диаграммой (фиг. 12-2), но для лучшего понимания целесообразно рассмотреть некоторые конкретные примеры, приведенные ниже в этой главе.

**Кратоны.** Консолидированные и стабильные участки земной коры, согласно Обуэну, Штилле определял как кратоны [4]. В общем случае термин относится к тектонически пассивным частям континентов и включает как докембрийские щиты, так и платформы (плиты), состоящие преимущественно из горизонтально залегающих позднедокембрийских или более молодых осадков. Кратонные платформы, определенные таким образом, занимают огромные площади, обычно очень слабо деформированы и образуют широкие, неглубокие внутрикратонные бассейны, подобные бассейнам Мичиган и Иллинойс в Северной Америке, которые




Фиг. 12-2. Эволюция геосинклинали и седиментация.

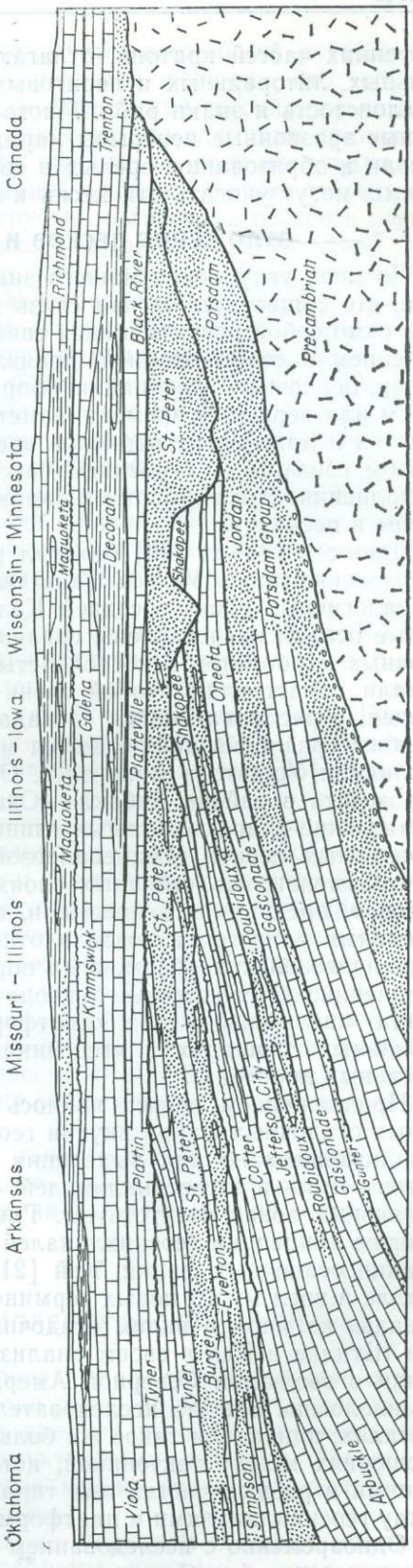
*Сплошные линии* показывают главные пути развития; *пунктирные* — второстепенные альтернативные пути. Тектоническая терминология та же, что и на фиг. 12-1.

отделены друг от друга широкими региональными сводами, такими, как свод Цинциннати в области долины реки Огайо. Однажды сформированные бассейны и своды проявляют тенденцию сохраняться в течение всей истории кратонов. Мощность отложений, покрывающих консолидированную часть кратона, не постоянна и достигает своего максимума во внутрикратонных бассейнах. Местами она превышает 3100 м.

Кратоны проявляют тенденцию к поднятиям; часть их площади обычно обнажена даже во время максимальных погружений. Значительная часть площади современных щитов обладала в некоторые эпохи маломощным осадочным покровом, который был размыт последующей эрозией. Кратоны характеризуются однообразными и устойчивыми уклонами древнего рельефа, который весьма полого погружается от докембрийского ядра в сторону более молодых окаймляющих краевых прогибов. Устойчивость подтверждается данными по древним потокам, главным образом косой слоистостью в песчаниках, отложенных на кратоне, а также стратиграфическими соотношениями. Для кратонных платформ характерен тонкий осадочный покров, сложенный преимущественно карбонатами и песчаниками, тогда как глинистые сланцы имеют подчиненное значение. Объем песков, равный приблизительно $4018 \cdot 10^3$ км$^3$, составляет около 23% общего объема осадков кратона Северной Америки [43].

Обычны и широко представлены несогласия, приобретающие сложный характер вверх по склону (фиг. 12-3). Кратковременное циклическое отложение, по-видимому, характерно для некоторых кратонных осадков, в особенности для циклотем каменноугольных слоев.

Пески, образованные за счет




Фиг. 12-3. Реконструкция меридионального разреза нижнепалеозойских отложений долины Миссисипи (*Potter, Pryor*, 1961).

внутренних частей кратона, отлагаются в мелководье, обычно в флювиальных, литоральных и неритовых фациях. Для них характерны косая слоистость и знаки ряби. Многочисленные повторные циклы и длительные эрозионные перерывы наряду с эпохами эоловой деятельности привели к образованию зрелых и сверхзрелых песков. Крупные речные системы могут уносить эти пески к пограничным мобильным поясам.

## ОТЛОЖЕНИЕ ПЕСКОВ И СТРОЕНИЕ БАССЕЙНОВ

По мере углубления нашего знания истории Земли становится все яснее, что существует тесная связь между осадками и тектоникой. Помимо само собой разумеющихся связей между поднятием и эрозией, погружением и седиментацией, проявляются другие закономерности, например, осадочные ассоциации (формации), отвечающие некоторым областям или периодам времени, заметно отличаются от таковых в других областях и для других периодов времени и что эти отличия некоторым образом связаны со строением бассейна и(или) стадией его эволюции и заполнения. Эти вариации в характере осадков особенно хорошо проявлены в песках.

Джонс в 1938 г. [20] отметил резкие отличия в характере нижнепалеозойских слоев Уэльса, залегающих на докембрийской платформе, от аналогичных слоев соседней Каледонской геосинклинали. Платформенные осадки представлены сравнительно маломощным разрезом мелководных карбонатов и косослоистых песков, тогда как осадки геосинклинали представляют собой очень мощные толщи темных глинистых сланцев, переслаивающихся с градационными грауваккovыми песками. Подобные различия наблюдаются между палеозойскими породами геосинклинали Уошито в Арканзасе, Оклахоме и Техасе и породами того же возраста в районе Арбакл — Озарк. В фации Уошито господствуют кластические разрезы мощных глинистых сланцев и переслаивающихся турбидитных песков позднепалеозойского возраста, которые залегают на относительно маломощных слоях раннего палеозоя; фация Арбакл, наоборот, представлена мощными, преимущественно карбонатными отложениями раннего палеозоя и относительно маломощным разрезом позднепалеозойских обломочных пород. Подобные контрасты в осадконакоплении, обусловленные тектоническим положением, привели к концепции «шельфовых» или «платформенных» фаций на относительно стабильных площадях и «геосинклинальных» фаций в нестабильных, мобильных прогибах.

Продвижением вперед явилось и установление Штилле [44] различных осадочных фаций внутри геосинклинальных прогибов, что могло быть использовано для выделения двух тектонически различных элементов — мио- и эвгеосинклиналей. Фациальные различия в миогеосинклинальных зонах отсутствуют. Глесснер и Тейхерт [17] рассмотрели развитие концепции геосинклиналей и подчеркнули ее значение для понимания осадочных фаций. Кей [21] дополнил и расширил концепцию Штилле и ввел много новых терминов, применив наименование «геосинклиналь» ко многим видам осадочных бассейнов. Кинг [22] объединил идеи Штилле и Кея в своем анализе соотношений седиментации и тектоники в эволюции Северной Америки, но использовал более простую терминологию. Все эти исследователи, несмотря на некоторые различия в деталях, придавали такое же большое значение различиям во взаимоотношениях между тектоникой, источниками материала и осадочными фациями в разных частях или типах геосинклиналей, как и различиям между геосинклиналями и платформами.

Одновременно с исследованием пространственных соотношений геосинклинальных фаций накапливались данные, которые могли указать

на временную последовательность осадочных ассоциаций в геосинклинальных прогибах. Бертран [6] был, вероятно, первым, кто обратил внимание, что наиболее ранние осадки Альпийской геосинклинали были относительно тонкозернистыми, преимущественно сланцами (глинистый флиш), умеренно деформированными; позднее за счет их размыва образовался более грубый песчаный флиш, который в свою очередь был поднят и переотложен в виде очень грубых молассовых песков и конгломератов. Названия «флиш» и «моласса», бывшие первоначально стратиграфическими терминами в Альпах, представляют собой, таким образом, осадочные ассоциации, присущие определенным стадиям заполнения геосинклинали. Пески этих двух ассоциаций имеют коренные различия в своих текстурах и составе: первые являются граувакками с градационной слоистостью, а вторые — более грубыми, косослоистыми лититовыми и аркозовыми аренитами. Эти концепции были развиты и расширены различными исследователями, особенно Крыниным [27, 28], который сформулировал понятие о диастрофическом, или тектоническом, цикле. Согласно Крынину, ранняя стадия пенепленизации характеризуется ортокварцитовыми песками (кварцевые арениты), вторая, «геосинклинальная стадия», — грауваковыми песками (включая лититовые арениты) и, наконец, «орогенная» стадия интенсивных деформаций — накоплением аркозов.

Концепция о тектоническом контроле седиментации, в особенности об осадочных ассоциациях, предположительно связанных с тектонической стабильностью области накопления или с определенной стадией заполнения геосинклинали, явилась темой множества статей. Резюме, посвященные состоянию наших представлений, приведены в работах ван Андела [3], Обуэна [4], Кея [21], Крамбейна и Слосса [25], Крамбейна и др. [24] и Петтиджона [34].

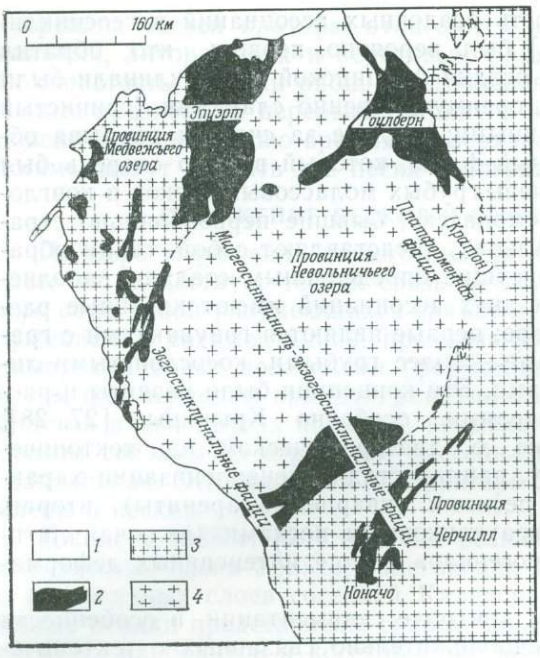
Критический анализ литературы показывает, что некоторые ранние представления нуждаются в существенной ревизии, что проблемы затуманены семантикой, главным образом вследствие разногласий в понимании термина «геосинклиналь» и безуспешности попыток подразделить разные типы осадочных бассейнов, часто огульно относимых к «геосинклиналям». Концепция еще более усложнилась представлениями о дрейфе континентов, противопоставляемых идеям об их стабильности, и новейшими представлениями о глобальной тектонике. Объем данной работы не позволяет проследить все разветвления мысли о тектонических или седиментологических аспектах рассматриваемой темы и их взаимоотношениях друг с другом: это далеко увело бы нас от главного нашего объекта — песка.

Вероятно, самое лучшее, что мы можем сделать при данных обстоятельствах, — это кратко рассмотреть, что известно об истории некоторых конкретных осадочных бассейнов, уделяя особое внимание содержащимся в них пескам.

## РАЗВИТИЕ БАССЕЙНОВ И НАКОПЛЕНИЕ ПЕСКОВ (ПРИМЕРЫ)

Этот раздел включает краткое описание некоторых хорошо изученных осадочных бассейнов. Мы выбрали такие примеры, где результаты изучения петрографии песчаников и древних потоков сопровождаются обычными стратиграфическими и структурными данными. Только при такой всесторонней интеграции данных можно достигнуть полного понимания истории определенного бассейна.

Выбор примеров определялся также желанием показать несколько различных типов бассейнов и те проблемы, которые с ними связаны.




Фиг. 12-4. Современные выходы и предполагаемые пояса региональных фаций, геосинклиналь Коронейшин (Северо-Западные территории), Канада.

*1* — постафебийский чехол; *2* — афебийские осадочные породы; *3* — «Гудзонский ороген»; *4* — «Кеноранский ороген».

Мы выбрали для иллюстрации принципов и методов анализа: 1) геосинклиналь Коронейшен как пример классической геосинклинали в докембрии Канады; 2) палеозойский бассейн центральных Аппалачей, представляющий собой «типовую» геосинклиналь; 3) бассейн Ранд — докембрийский бассейн другого типа; 4) бассейн Иллинойс — внутрикратонный бассейн и 5) мезозойскую геосинклиналь Калифорнии — флишевый бассейн.

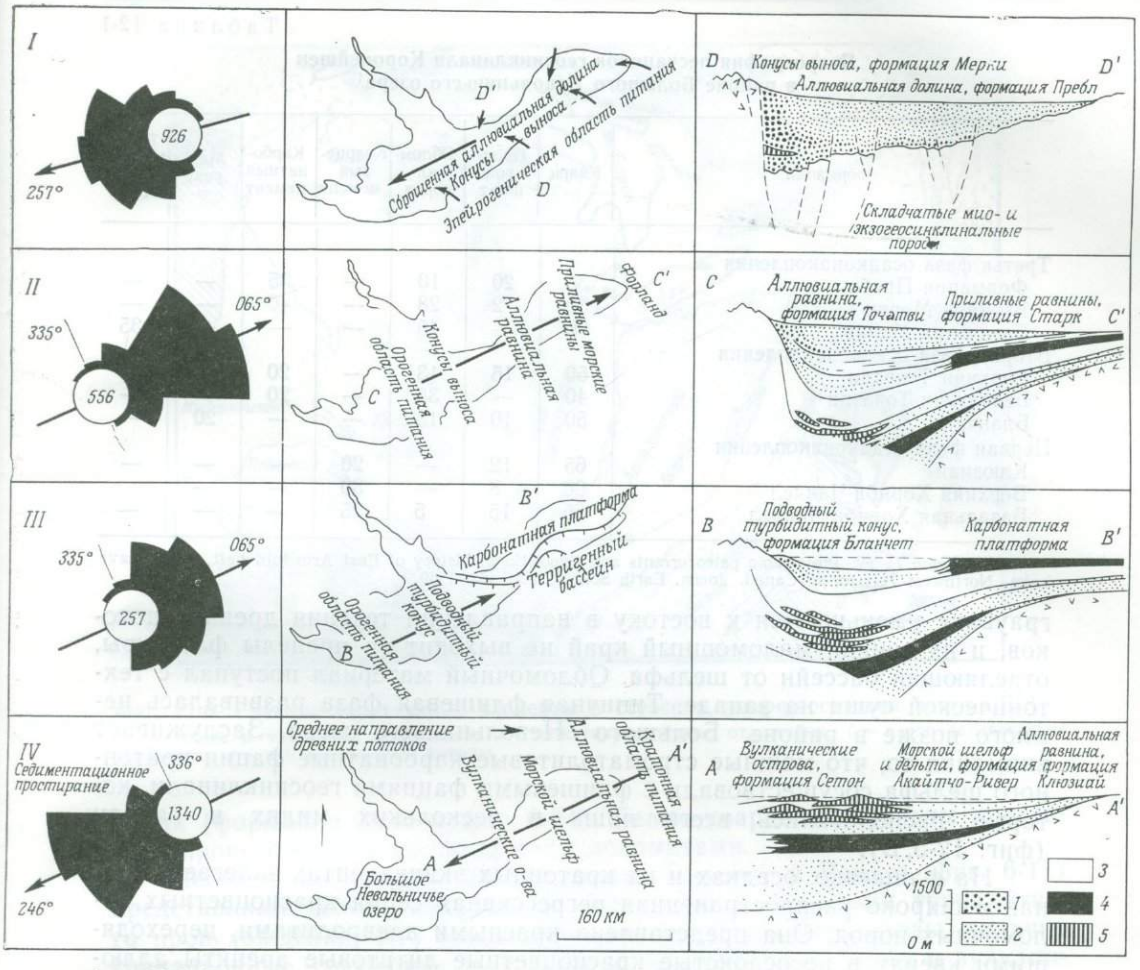
**Геосинклиналь Коронейшен** получила свое наименование по району наиболее полной своей сохранности вблизи залива Коронейшен, округ Маккензи в Канаде. Здесь выделяются четыре пояса осадочных и вулканических пород афебия (ранний протерозой, группы Грейт-Слейв, Эпуэрт, Голборн, Снейр), представляющие собой реликты меридионально вытянутой и дугообразно изогнутой к западу геосинклинали. Эта структура расположена между кратоном на востоке и позднеафебийским орогеническим поясом (провинция Медвежьего озера) на западе (фиг. 12-4), которая была выполнена осадками и деформирована в интервале времени между 1750 и 2000 млн. лет назад.

Мощность отложений геосинклинали составляет около 10 тыс. м, тогда как мощность соответствующих отложений на соседнем кратоне не превышает 1800—3000 м. Выделяются четыре стадии в истории осадконакопления.

1. Предорогенная фаза кварцевых аренитов и карбонатов.
2. Переходная (эвксиническая) вулканическая фаза.
3. Ранняя синорогенная флишевая фаза.
4. Поздняя синорогенная молассовая фаза.

Кварцевые арениты предорогенной фазы образовались за счет кратонного материала, тогда как синорогенные полевошпатовые грауваккии и лититовые арениты — за счет материала орогенного пояса.

Отложения Коронейшен интенсивно деформированы и метаморфизованы лишь в пределах орогенного пояса, тогда как в других зонах геосинклинали подверглись уплотнению, но в основном остались неметаморфизованными.




Фиг. 12-5. Характеристика четырех крупных групп песчаников: направление палеопотоков и предполагаемая палеогеография в период отложения; поперечные разрезы; Большое Невольничье озеро, Северо-Западные территории. Канада.

*I* — тафрогеосинклинальная стадия, группа Эт-Тен; *II* — поздняя экзогеосинклинальная стадия, группа Кристи-Бей; *III* — ранняя геосинклинальная стадия, группа Пете; *IV* — миогеосинклинальная стадия, группа Сосан.

*1* — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — глинистые сланцы; *4* — карбонаты; *5* — вулканиты (*Hoffman, 1969*).

Предорогенные слои представлены базальным терригенным комплексом — циклической доломито-сланцевой ассоциацией — и вторым терригенным комплексом, приуроченным в основном к кратону, но проникающим в геосинклиналь в области Большого Невольничьего озера. Изучение древних потоков показывает, что осадочный материал поступал со стороны кратона, расположенного на востоке (фиг. 12-5, *A*).

Переходные слои включают пиритоносные черные сланцы, отложенные в глубоком бассейне эвксинического типа в области залива Коронейшен. В других зонах накапливались мощные комплексы вулканических пород. Подушечные лавы отсутствуют, и вулканиты, по-видимому, поступали с островных вулканов в пределах мелководного морского шельфа.

Отложения флишевой фазы накапливались в глубоком бассейне области залива Коронейшен и представлены ритмически переслаивающимися грубозернистыми полевошпатовыми граувакками и темными глинистыми сланцами мощностью в несколько тысяч футов. Мощность

Таблица 12-1

**Петрография песчаников геосинклинали Коронейшен в районе Большого Невольничьего озера[1]**

| Формации | Кварц | Полевой шпат | Обломки пород | Кварцевый цемент | Карбонатный цемент | Матрикс | Поровое пространство |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Третья фаза осадконакопления | | | | | | | |
| Формация Пребл | 35 | 20 | 10 | — | 35 | — | — |
| Верхняя Мерки | 30 | 2 | 28 | — | 40 | — | — |
| Базальная Мерки | 20 | — | 45 | — | — | — | 35 |
| Вторая фаза осадконакопления | | | | | | | |
| Верхняя Точатви | 50 | 15 | 13 | — | 20 | — | — |
| Базальная Точатви | 40 | — | 35 | — | 20 | — | — |
| Бланчет | 50 | 10 | 15 | — | — | 20 | — |
| Первая фаза осадконакопления | | | | | | | |
| Клюзиай | 65 | 12 | — | 20 | — | — | — |
| Верхняя Хорнби-Чаннел | 60 | 8 | — | 30 | — | — | — |
| Базальная Хорнби-Чаннел | 65 | 15 | 5 | 25 | — | — | — |

[1] *Hoffman P. F.*, Proterozoic paleocurrents and depositional history of East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories, Canad. Journ. Earth Sci., 6, 441—462, 1969.

граувакк уменьшается к востоку в направлении течения древних потоков, и их тонкий маломощный край не выходит за пределы флексуры, отделяющей бассейн от шельфа. Обломочный материал поступал с тектонической суши на западе. Типичная флишевая фаза развивалась немного позже в районе Большого Невольничьего озера. Заслуживает внимания то, что мощные строматолитовые карбонатные фации кратонного шельфа сосуществовали с флишевыми фациями геосинклинали, которые располагались всего лишь в нескольких милях к западу (фиг. 12-5, *B*).

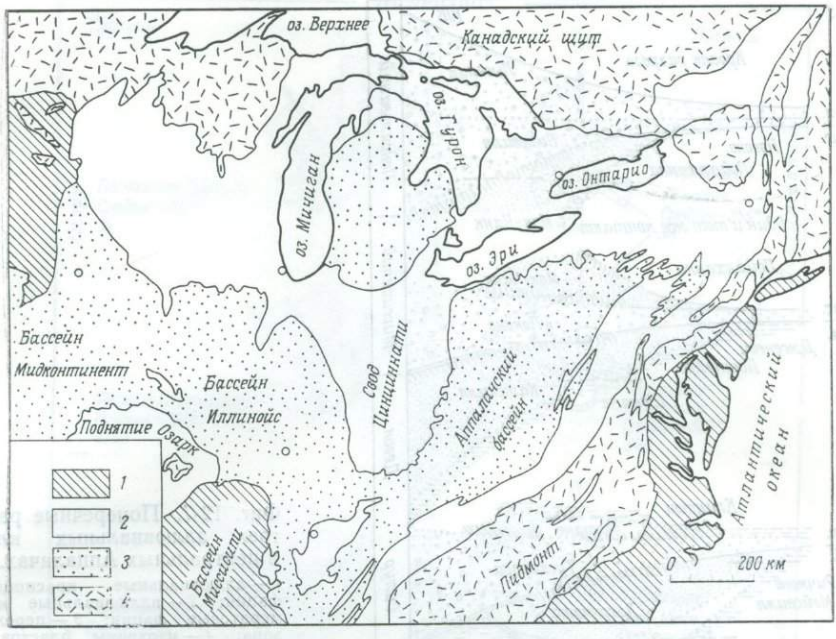
На флишевых осадках и их кратонных эквивалентах залегает мощная и широко распространенная регрессивная серия красноцветных обломочных пород. Она представлена красными алевролитами, переходящими кверху в косослоистые красноцветные лититовые аренитовые аллювиального происхождения. Древние потоки показывают, что материал этих молассовых осадков, так же как и в предшествующих флишевых граувакках, приносился из орогенного пояса, расположенного на западе (фиг. 12-5, *C*).

За этой молассовой стадией в районе Большого Невольничьего озера последовало образование тафрогеосинклинали, или одностороннего грабена, заполненного конгломератами и грубыми песками аллювиального происхождения (фиг. 12-5, *D*).

Очевидно, что эволюция осадконакопления в геосинклинали Коронейшен действительно могла унаследовать развитие Кордильерской геосинклинали в той ее части, которая возникла, была заполнена и деформирована в докембрийское время. Как обычно случается в орогенных поясах, ось прогибания и осадконакопления проявляла тенденцию к смещению, или миграции. В палеозое и мезозое эта ось переместилась к западу относительно ее положения в докембрии.

Песчаники этой геосинклинали относятся к двум главным группам: кратоногенные пески, которые в общем являются наиболее зрелыми, и тектогенные пески, образованные за счет орогенного пояса или тектонической питающей суши, которая располагалась к западу от него.

Пески, поступившие с кратона, варьируют от аркозовых базальных песков (Хорнби-Чаннел) аллювиального происхождения до кварцево-аренитовых песков смешанного — прибрежного и эолового — происхож-




Фиг. 12-6. Главные структурные элементы в строении северо-восточной части США.
*1* — меловые и третичные отложения; *2* — нижнепалеозойские отложения; *3* — верхнепалеозойские отложения; *4* — кристаллические породы.

дения (формация Оджик, фиг. 6-24). Белые кварцевые аренитыкратонного происхождения ассоциируют с доломитами.

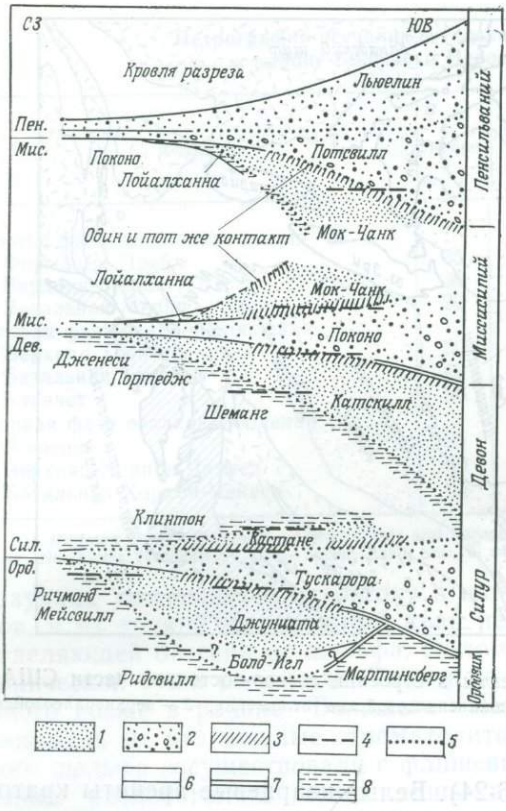
Пески флишевой фации (формации Бланчет и Реклуз, фиг. 6-11) представляют собой типичные полевошпатовые граувакки турбидитного происхождения. Это плохо сортированные, темные породы, типично градационные, состоящие из угловатых обломков осадочных и вулканических пород, а также полевого шпата.

Молассовые пески (формации Точатви) представлены красноцветными лититовыми аренитами, незрелыми по своей структуре и составу. Эти осадки грубозернисты, местами представлены конгломератами, отчетливо косослоистые и, вероятно, преимущественно речные по происхождению, о чем свидетельствует уменьшение зернистости вверх по разрезу циклов.

Петрографические особенности песков района Большого Невольничьего озера сведены в табл. 12-1.

**Геосинклиналь центральных Аппалачей.** Аппалачи — колыбель многих великих концепций в геологии, среди которых наиболее важна теория геосинклиналей. Мы намереваемся описать здесь песчаники центральных Аппалачей и их место в эволюции и деформации Аппалачской геосинклинали в данном регионе.

Описываемый здесь Аппалачский бассейн простирается от восточной окраины Великих озер на севере до Алабамы и Джорджии на юге и от Блу-Ридж на востоке до свода Цинциннати на западе (фиг. 12-6). Он вытянут в длину на 1600 км, а ширина его 530 км. Выполнен он преимущественно палеозойскими породами (от кембрия до перми), объем которых составляет приблизительно 2 000 000 км$^3$, из которых 23% приходится на пески [10]. Общая мощность разреза колеблется от менее чем 1500 м на северо-западе до почти 12 000 м вдоль юго-восточной границы бассейна.



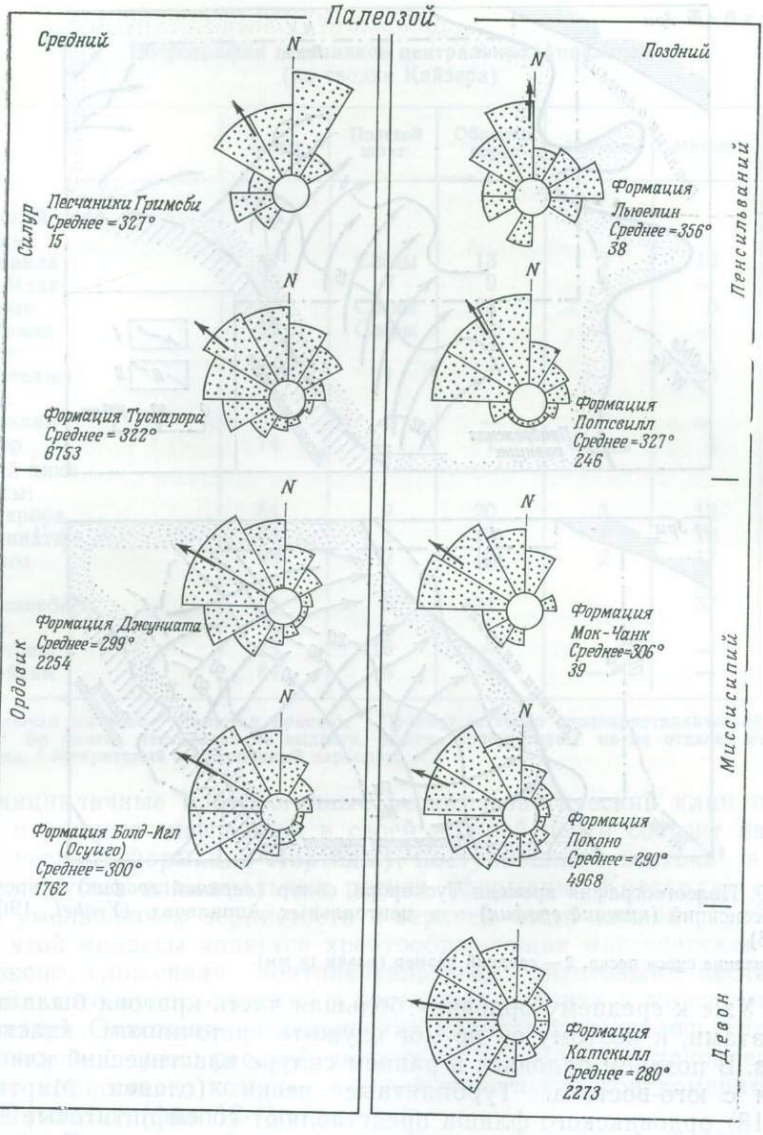

Фиг. 12-7. Поперечные разрезы трех аллювиальных клиньев в центральных Аппалачах.

*1* — аллювиальные красноцветные фации; *2* — аллювиальные конгломератовые фации; *3* — переходная зона; *4* — изохроны пластов; *5* — конформный контакт; *6* — согласный контакт; *7* — несогласный контакт; *8* — морские отложения (*Meckel*, 1970).

Рассматриваемый бассейн представляет собой асимметричную миогеосинклиналь, по существу лишенную вулканических пород. В центральных и западных частях он выполнен преимущественно карбонатами приливных равнин со слабым развитием кварцевых аренитов в отложениях раннего палеозоя. Плохо изученный эвгеосинклинальный прогиб, расположенный в центральных Аппалачах к востоку от Блу-Ридж, хорошо развит и гораздо лучше изучен в хребте Нью-Ингленд. Глинистые и другие кластические отложения с некоторым количеством вулканитов накапливались в эвгеосинклинали вначале на территории Северной и Южной Каролины. Остается еще неясным, отделялась ли эта эвгеосинклиналь от миогеосинклинали геоантиклинальным хребтом, как это было в Нью-Ингленд.

Деформации и метаморфизм в эвгеосинклинали сменились в ордовике поднятием и эрозией. Это поднятие в миогеосинклинали центральных Аппалачей зафиксировано в позднем ордовике сменой флиша молассами, состоящими из аллювиальных красноцветных кластитов и конгломератовых кварцитов, источник которых располагался на юго-востоке.

Этот «таконский цикл» сменился средне- и позднепалеозойским циклом, который начался накоплением карбонатных пород с редкими прослоями кварцевых аренитов и завершился формированием клина кластических пород за счет материала, поступавшего с юго-востока. Эти кластиты состоят из флишеподобных девонских отложений, которые сменились позднедевонскими и миссисипскими молассами. За «акадским циклом» последовал третий, несколько сокращенный цикл, который начался морской трансгрессией, приведшей к отложению мало-



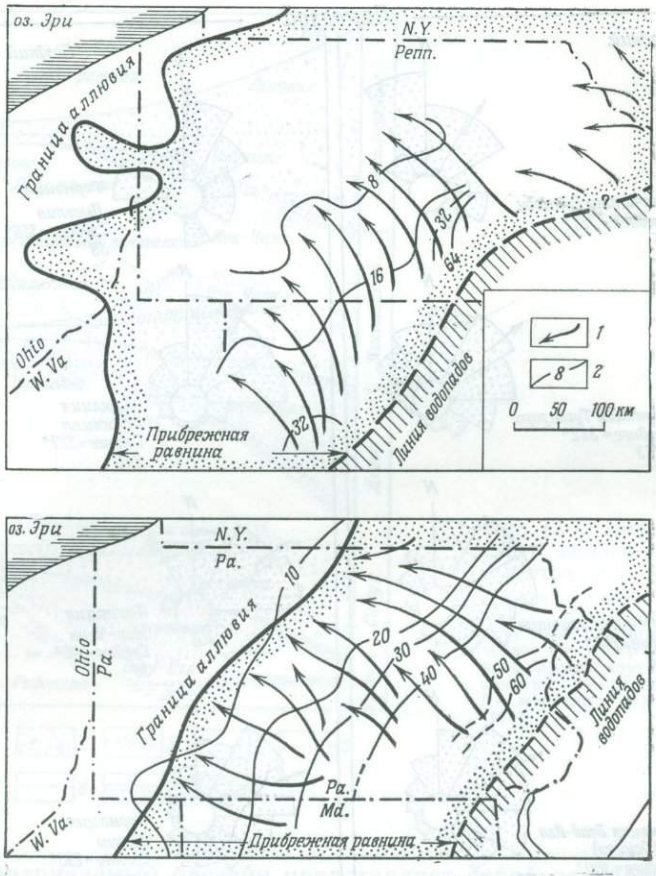

Фиг. 12-8. Направления палеопотоков в песчаниках центральных Аппалачей.
Цифрами без наименований указано число замеров по каждой формации (Meckel, 1970, с изменениями).

мощного карбонатного клина и завершился поднятием и отложением клина грубозернистых кластитов, поступавших также с юго-востока.

Строение позднепалеозойского выполнения Аппалачского бассейна показано схематически на фиг. 12-7.

Песчаники этого выразительного выполнения слагают около 32% общего количества пород. Основная их масса приносилась палеотечениями (фиг. 12-8) и лишь небольшой объем поступал с кратона на северо-западе[1]. Кратон являлся источником зрелых кварцевых аренитов лишь в самом начале кембрия (формации Уэвертон, Антайтам и Гейт-

[1] *Schwab F. L.*, Origin of the Antietam Formation (Late Precambrian? Lower Cambrian), Central Virginia, Journ. Sed. Petrology, **40**, 354—366, 1970.




Фиг. 12-9. Палеогеография времени Тускарора, силур (*верхний график*) и времени Поконо, миссисипий (*нижний график*) в центральных Аппалачах (*Yeakel*, 1962, *Pelletier*, 1958).

*1* — направление сноса песка, *2* — средний размер гальки (в мм).

сберг). Уже к среднему ордовику большая часть кратона была покрыта карбонатами, и поэтому он не мог служить источником кластических осадков. В позднем ордовике и раннем силуре кластический клин протягивался с юго-востока. Турбидитные пески (сланец Мартинсберг, фиг. 6-18) ордовикского флиша представляют собой лититовые граувакки[1], тогда как турбидиты позднего ордовика (формация Джуниата) — лититовые арениты, отложенные в флювиальных условиях. Кульминация накопления моласс, хребтообразующая силурийская формация Тускарора, является смесью морских ортокварцитов, континентальных протокварцитов и аренитов[2]. Палеогеография этого времени схематически отражена на фиг. 12-9.

Первые пески акадского цикла (формации Кифер и Орискани, фиг. 6-27), ассоциирующиеся с силуро-девонскими карбонатами, невелики по объему, а их источник неясен. По своему характеру они напоминают кембро-ордовикские кратонные пески. Вероятно, что они образовались в результате эрозии и переотложения кембро-ордовикских кварцевых аренитов внутренних частей континента — другими словами,

[1] *McBride E. F.*, Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), Central Appalachians, Juorn. Sed. Petrology, **32**, 39—91, 1962.

[2] *Yeakel L. S.*, Tuscarora, Juniata, and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, 1515—1540, 1959.

Таблица 12-2

**Петрография песчаников центральных Аппалачей**
(по сводке Кайзера)

| | Кварц | Полевой шпат | Обломки пород | Кремень | Матрикс | Цемент[4] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Аппалачский цикл | | | | | | |
| Молассы: | | | | | | |
| Потсвилл | 67 | Следы | 13 | 2 | 12 | 3 |
| Мок-Чанк | 73 | 7 | 9 | 1 | — | — |
| Поконо | 63 | Следы | 28 | — | 6 | — |
| Катскилл | 49 | Следы | 33[1] | — | — | — |
| «Флиш»: | | | | | | |
| «Портедж» | 62[2] | 1 | 7 | — | 23 | 6 |
| Шельф: | | | | | | |
| Орискани | 91 | 1 | — | 8 | — | — |
| Кифер | 74 | — | 1 | Следы | 4 | 21 |
| Таконский цикл | | | | | | |
| Молассы: | | | | | | |
| Тускарора | 54 | 2 | 20 | 3 | 12 | 8 |
| Джуниата | 59 | 2 | 13 | 1 | 18 | 5 |
| Осуиго | 63 | 2 | 12 | 2 | 17 | 4 |
| Флиш: | | | | | | |
| Мартинсберг | 35 | 5 | 24 | — | 37 | — |
| Шельф: | | | | | | |
| Гейтсберг | 55 | 16 | — | — | — | 29[5] |
| Антайтам | 84 | 5 | 4[3] | — | — | 3 |

[1] Включая матрикс. [2] Включая кремень. [3] Преимущественно поликристаллический кварц и кремень. [4] Во многих песчаниках не выделен, обычно присутствует, но не отделен от обломочного кварца. [5] Микритовый и обломочный карбонат.

это полицикличные кратоногенные пески. Кластический клин позднего девона и раннего миссисипия в своей нижней части состоит из турбидитных песков (формация Портедж), поступавших с востока[1], а в верхней — из грубых аллювиальных песков (формация Катскилл) с характерным уменьшением зернистости к верхней части циклов [1]. Кульминацией этой молассы является хребтообразующая миссисипская формация Поконо, сложенная континентальными лититовыми песчаниками аллювиального происхождения в восточных районах и морскими на северо-западе[2]. Отложение миссисипских кластитов сменилось кратковременной морской трансгрессией, за которой последовало накопление следующего молассового комплекса — пенсильванских конгломератов формации Потсвелл[3] (фиг. 12-7).

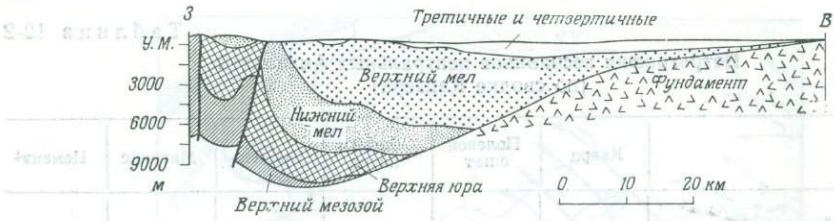
Грубые подсчеты показывают, что пески Аппалачей на 65% состоят из песков аллювиального происхождения, на 15% — из морских турбидитов и на 20% — из морских кратонных «шельфовых» песков. Первые являются преимущественно лититовыми аренитами, вторые — граувакками, а третьи — кварцевыми аренитами. Характерные особенности песков Аппалачей сведены в табл. 12-2.

Таким образом, становится ясно, что многое для познания геологической истории Аппалачей можно извлечь из песчаников этого региона в результате тщательного петрографического анализа и изучения схемы

[1] *McIver N. L.*, Appalachian turbidites, in: *Fisher G. W., Pettijohn F. J., Reed J. C., Jr., Weaver K. N.*, eds., Studies of Appalachian geology — central and southern, 69—82, New York, Wiley — Interscience, 1970.

[2] *Pelletier B. R.*, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., 79, 1033—1064, 1968.

[3] *Meckel L. D.*, Paleozoic alluvial deposition in the Central Appalachians, A summary, in: *Fisher G. W., Pettijohn F. J., Reed J. C., Jr., Weaver K. N.*, eds., Studies of Appalachian geology — central and southern, 49—68, New York, Wiley, Interscience, 1970.




Фиг. 12-10. Обобщенный широтный разрез через долину Сакраменто, Калифорния (*Ojakangas,* 1968).

распределения древних потоков путем картирования первичных осадочных текстур этих песков. Ясно также, что кластический материал, заполнявший Аппалачский бассейн, поступал с юга-востока, часть его образовалась в результате поднятия и эрозии ранее отложенных слоев, и очень мало материала поступало с кратона. Главной питающей сушей была область, сложенная метаморфическими (низкие степени метаморфизма) и осадочными породами с незначительным объемом вулканических и плутонических изверженных пород. Эвгеосинклинальное выполнение, о котором в настоящее время мало что еще известно, содержало значительную долю вулканического материала[1].

**Мезозойская геосинклиналь Калифорнии.** Позднемезозойские отложения Калифорнии накапливались в геосинклинали, располагавшейся вдоль западной границы Североамериканского континента. Согласно Бейли, Ирвину и Джонсу[2], суммарный объем францисканской формации и разреза Прибрежного хребта, материал для формирования которых приносился из области Кламат — Сьерра-Невада, составляет $2085 \cdot 10^3$ км$^3$. Стратиграфия францисканской формации недостаточно хорошо изучена, однако несомненно, что это эвгеосинклинальная ассоциация граувакк (фиг. 6-14) и подушечных лав с небольшим количеством радиоляритов. Лучше изученный разрез Большой долины включает в себя около 15 000 м кластических осадочных пород, состоящих из турбидитных песчаников, залегающих среди глинистых толщ (фиг. 12-10).

Песчаники относятся к одному из трех типов: 1) песчаники, образовавшиеся за счет активных андезитовых вулканических источников (характеризуются очень небольшим количеством или полным отсутствием кварца, высоким отношением плагиоклаза к сумме полевых шпатов и обилием обломков пород, главным образом андезитов с небольшой примесью фельзитов); 2) песчаники, образованные за счет эрозии тектонических нагорий, обломочная фракция которых умеренно обогащена кварцем, относительно обеднена полевыми шпатами и содержит много разнообразных обломков пород; 3) песчаники, возникшие в результате размыва глубоко эродированных орогенов, сложенных преимущественно плутоническими изверженными породами и высокометаморфизованными гнейсами[3]. Эти пески содержат много кварца и полевых шпатов и сравнительно мало обломков пород. Состав главных песчаных тел в разрезе Большой долины по реке Сакраменто приведен в табл. 12-3.

---

[1] *Sundelius H. W.,* The Carolina Slate Belt, in: *Fisher G. W., Pettijohn F. J., Reed J. C., Jr., Weaver K. N.,* eds., Studies of Appalachian geology — central and southern, 359—368, New York, Wiley, Interscience, 1970.

[2] *Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L.,* Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California, Calif. Div. Mines and Geology Bull., **183**, 177 p., 1964.

[3] *Dickinson W. R.,* Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon, in: Proceedings of the Andesite Conference, Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull., **65**, 151—156, 1969.

Таблица 12-3

**Приблизительный средний модальный состав главных песчаных тел в верхнемезозойских отложениях западного склона долины Сакраменто, Калифорния[1]**

| Стратиграфические подразделения | Возраст | Кварц | Полевой шпат | Обломки пород | Отношение плагиоклаза к сумме полевых шпатов |
|---|---|---|---|---|---|
| Гуинда | Кампан | 40 | 40 | 20 | 0,60 |
| Сайтс | Турон | 35 | 40 | 25 | 0,65 |
| Венадо | Турон | 30 | 35 | 35 | 0,70 |
| «Брофи Каньон» | Альб | 35 | 25 | 25 | 0,75 |
| Безымянные | Апт | 50 | 25 | 25 | 0,80 |
| «Лисвилл» | Валанжин (?) | 45 | 30 | 25 | 0,85 |
| «Блу-Ридж» | Берриас (?) | 25 | 30 | 45 | 0,85 |
| Безымянные | Титон | 5 | 20 | 75 | 1,00 |

[1] *Dickinson W. R.*, Evolution of calc-alkaline rocks in the gosynclinal system of California and Oregon, in: Proceedings of the Andesite Conference, Oregon Dep. Geol. Min. Ind. Bull., 65, 151—156, 1969.

Таблица 12-4

**Краткая характеристика бассейна Витватерсранд**

Геометрия

Резко искривленный, *L*-образный, вероятно, закрытый бассейн с асимметричным поперечным сечением
Края бассейна ограничены разломами, особенно у северо-западного борта

Размер

Длина приблизительно 400 км по резко изогнутой оси прогиба, ширина 240 км и мощность 7600 м

Выполнение

Тип: слабо метаморфизованные косослоистые кварциты, аргиллиты и некоторое количество конгломератов и лав
Золото и уран приурочены в основном к грубым кластитам вдоль окраин бассейна. Широко распространены маркирующие горизонты, характерны мелководные условия осадконакопления. Строение: асимметричное заполнение четырьмя аллювиальными конусами выноса (дельты?) на северо-западной стороне бассейна, с которого поступала большая часть грубых конгломератов, приуроченных главным образом к окраине бассейна. Мощность слоев уменьшается по направлению к границам бассейна вследствие седиментационного выклинивания и объединения несогласий к окраинам бассейна

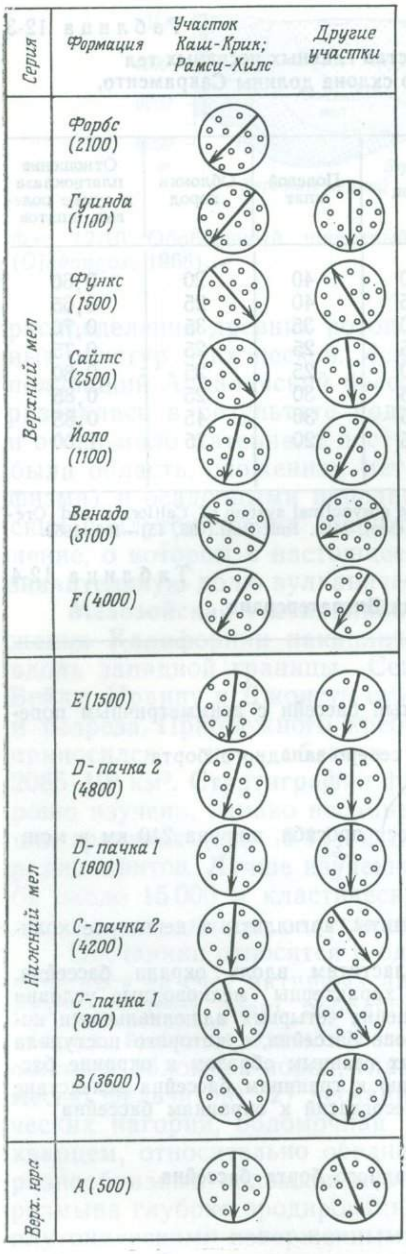
Система потоков

Местами радиальная. Вдоль первичного северо-западного борта бассейна.
Некоторые признаки слабых течений вдоль берега

Тектоника

Умеренные углы падения (30°), ограниченный разломами бассейн, в стабильном кратоне окружен гранитными плутонами. Осадки перекрыты толщей в 3050 м и более пологого залегающих лав и кластитов

В отложениях нижнего мела (апт и альб) присутствуют два типа песчаников. Первый тип (состав: кварц 55%, полевой шпат 22,5%, обломки пород 22,5%, сокращенно $Q_{55}F_{22,5}Rx_{22,5}$) образовался преимущественно за счет вулканических источников. Подобные песчаники, но испытавшие менее четко выраженное влияние изменявшихся плутонических и вулканических источников отмечаются в верхнем мелу (турон), где аналогичные вариации имеют состав $Q_{30}F_{40}Rx_{50}$ и $Q_{20}F_{30}Rx_{50}$. Эти вариации регистрируют периодические проявления вулканизма в областях пи-




Фиг. 12-11. Направление палопотоков в позднемезозойских песчаниках, долина Сакраменто, Калифорния.

Цифры в скобках обозначают мощность в футах. Общая мощность разреза 31 900 футов (9730 м) (Ojakangas, 1968).

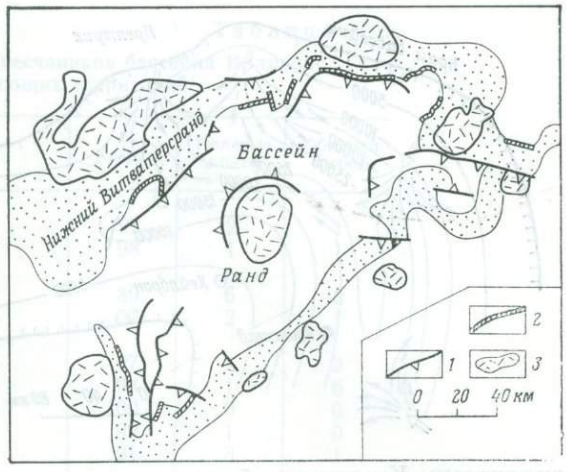
тания. Некоторые песчаники этого разреза содержат хорошо определимые вулканические обломки, бипирамидальный кварц и санидин. Общая последовательность в изменении состава песчаников — от вулканомиктовых граувакк в верхней юре к аркозовым ваккам в верхнем мелу — отражает эволюцию вулкано-плутонического источника от вулканогенной супраструктуры до батолитовой инфраструктуры.

При обратимых вариациях пропорций афанитовых и фанеритовых обломков изверженных пород происходит, по-видимому, необратимое уменьшение величины отношения плагиоклаза к сумме полевых шпатов. Эта тенденция отражает, возможно, состав плутонов, внедрявшихся в различное время. Те из них, которые внедрялись в поздней юре, располагаются западнее кварц-диоритовой линии и представлены в основном диоритами, тоналитами и трондьемитами. Большая часть гранодиоритовых и адамеллитовых плутонов не сформировалась по крайней мере до среднего мела.

Резюмируя, можно сказать, что песчаники достоверно отображают, с одной стороны, эволюционные тенденции плутонической и вулканической магматической деятельности, а с другой — историю эрозии и разрушения вулканической супраструктуры, размыва кровли и выхода на поверхность плутонической инфраструктуры.

Данные отпечатки в турбидитных песках разреза Большой долины отражают хорошо выраженные направления древних потоков, ориентированных с севера на юг, параллельно оси седиментационного прогиба (фиг. 12-11). Наблюдаются также несколько отклоняющиеся тренды, свидетельствующие о переносе с востока на запад. Полагают, что осадки образовались за счет материала горной цепи Сьерра-Невада на востоке и области гор Кламат — на севере.

**Бассейн Витватерсранд в Южной Африке.** Вследствие того что докембрийский бассейн Витватерсранд (2800—2500 млн. лет) является одним из наиболее важных в мире источников золота и урана, а также благодаря необычным чертам его геологического строения, он интенсивно исследовался, хотя лишь в последние годы к изучению этого бассейна в целом был применен седиментологический анализ. Приводимое ниже описание взято из




Фиг. 12-12. Структурное положение бассейна Витватерсранд и главные площади добычи золота и урана.

*1* — разлом; *2* — гранит; *3* — золотая минерализация (*Brocks, Pretorius*, 1964a).

двух общих сводок и публикаций университета в Витватерсранде[1]. В табл. 12-4 приведена краткая характеристика бассейна.

Бассейн Витватерсранд занимает площадь около 38 850 км² и располагается южнее бассейна Бушвелд. Эллипсоидальные дуги тектонически-активизированных гранитных куполов ограничивают бассейн, по периферии которого располагается серия пограничных разломов (фиг. 12-12). Вдоль оси структурной симметрии и вблизи от оси прогибания отложения бассейна проткнуты гранитным диапиром, известным как купол Вредефорт. Возраст гранитов, ограничивающих бассейн, заключен в пределах 3200—2800 млн. лет.

Эти соседние глубоко эродированные плутоны указывают на то, что бассейн Витватерсранд расположен внутри стабильного кратона Капрааль, совершенно замечательного с многих точек зрения фрагмента земной коры, составляющего часть Южноафриканского щита. На системе Витватерсранд залегают лавы и кластические осадки группы Вентерсдорп мощностью по меньшей мере 3660 м, датируемые в $2{,}5—2{,}2 \cdot 10^9$ лет, и доломиты, кластические осадки и лавы группы Трансвааль мощностью не менее 3965 м, возраст которой лежит в пределах $2{,}2—1{,}9 \cdot 10^9$ лет. Обе эти группы характеризуются более пологими углами падения, чем слои системы Витватерсранд. Последние в большинстве мест залегают на комплексе основания, сложенном гранитами и зеленокаменными породами ($3{,}4 \cdot 10^9$ лет). Золото и уран локализуются главным образом вдоль первичной северо-западной границы бассейна на той его стороне, которая расположена рядом с главной областью питания осадочным материалом.

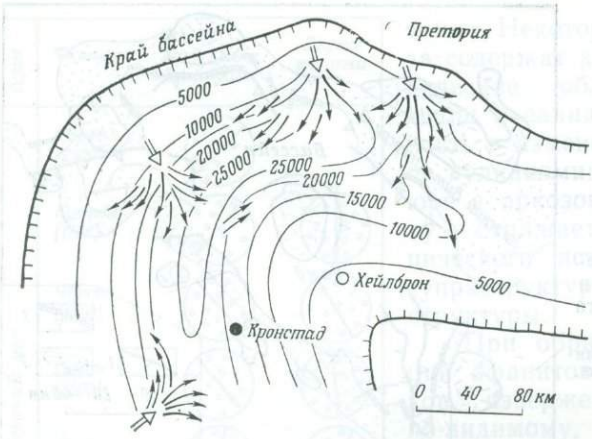
Бассейн Витватерсранд выполнен почти целиком кластическими породами: конгломераты играют местами заметную роль вдоль первичных северо-западных границ бассейна, где они слагают до 8% разреза, однако подавляющая часть выполнения представлена кварцитами и ар-

---

[1] *Brock B. B., Pretorius D. A.,* An introduction to the stratigraphy and structure of the Witwatersrand goldfield, in: *Haughton S. H.,* ed., The Geology of some ore deposits of southern Africa, 25—61, Johannesburg, Geol. Soc. South Africa, 1964.

*Brock B. B., Pretorius D. A.,* Witwatersrand Basin sedimentation tectonics, in: *Haughton S. H.,* ed., The geology of some ore deposits of southern Africa, 549—599, Johannesburg, Geol. Soc. South Africa, 1964b.

*Haughton S. H.,* The geology of some ore deposits in southern Africa, **1**, 2, 625—739 p., Johannesburg, Geol. Soc. South Africa, 1964.




Фиг. 12-13. Обобщенная и реконструированная карта изопахит системы Витватерсранд и четырех ее главных дельт, или конусов выноса, оконтуренных по трендам золотоносных и ураноносных рудных слоев (*Brocks, Pretorious,* 1964 b).

гиллитами. Кварциты обнаруживают постепенное изменение вверх по разрезу от исключительно чистых кварцевых аренитов в основании через измененные лититовые арениты в более высоких частях нижней половины разреза до гидротермально измененных полевошпатовых аренитов в верхней его половине. Основными осадочными текстурами кварцитов являются косая слоистость, знаки ряби и промоины. Максимальная мощность отложений, заполняющих бассейн, оценивается приблизительно в 7600 м. В центральной части бассейна в них выделяется 17 маркирующих слоев. Многие из этих слоев сравнительно маломощны, но широко распространены, благодаря чему бассейн обладает отчетливой и упорядоченной стратификацией. В силу прогрессировавшего сжатия бассейна сохранившиеся нижние группы представляют собой периферические фации, тогда как верхние группы являются преимущественно фациями проксимальными. Вследствие этого величины отношений конгломерат/кварцит и кварцит/аргиллит будут много выше в верхних горизонтах, чем в нижних. Значительная золотая минерализация фактически ограничена двумя верхними группами системы, где ее присутствие является функцией сохранности проксимальных фаций.

Стратиграфические, седиментологические и структурные данные свидетельствуют о том, что современные границы бассейна не очень сильно отличаются от первоначальных.

Для северных и западных ограниченных разломами краев современного бассейна этот вывод подтверждается следующими данными: 1) несогласиями, которые усложняются к краю бассейна; 2) внутриформационными перерывами, переходящими в угловые несогласия возле границ бассейна; 3) уменьшением мощности отложений; 4) краевыми конгломератами; 5) четырьмя дельтами или конусами выноса, служившими главными источниками приноса материала (фиг. 12-13). Хотя определенные доказательства и отсутствуют, эти конусы или дельты, вероятно, впадали в большое озеро или внутреннее море или, возможно, даже в узкий залив океана. Эти четыре конуса являются также главными участками золотой и урановой минерализации.

То, что эта минерализация была в основном, если не полностью, первично-осадочной (россыпь, а не гидротермальная залежь), следует из: 1) радиальной схемы рудного слоя, 2) уменьшения содержания золота в глубь бассейна вниз по уклону косой слоистости, 3) уменьшения содержания золота и урана с уменьшением размера зерен в глубь бассейна, 4) ассоциации золота и урана с несогласиями у границ бассейна, 5) захвата значительных количеств золота и урана сетью водорослевых построек, образованных в спокойных водах поблизости от краев и осно-

Таблица 12-5

**Минеральный состав песчаников бассейна Иллинойс и прилегающих территорий**[1]

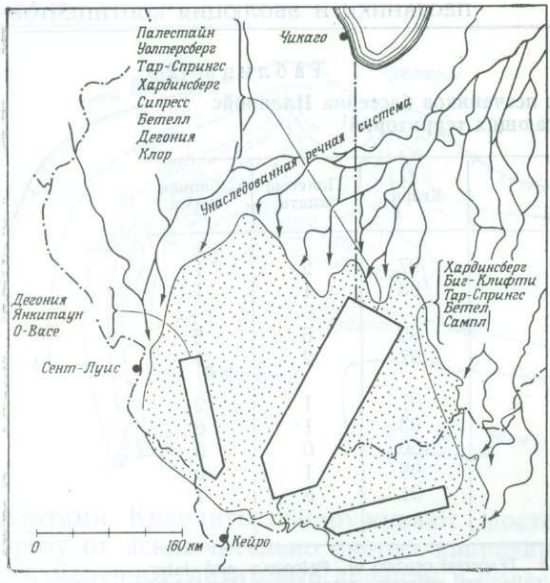
| | Кварц | Полевые шпаты | Обломки пород |
|---|---|---|---|
| Третичные отложения | 97 | 2 | 1 |
| Мел | 98 | 1 | 1 |
| Пенсильваний | | | |
| Верхний | 89 | 6 | 5 |
| Нижний | 97 | 2 | 1 |
| Миссисипий | | | |
| Честер | 97 | 1 | 2 |
| Осейдж | 93 | 1 | 6 |
| Девон | 100 | 0 | 0 |
| Ордовик | 99 | 1 | 0 |
| Кембрий | 91 | 8 | 1 |

[1] *Potter P. E., Pryor W. A.*, Dispersal centers of Paleozoic and later clastics of the Upper Mississippi valley and adjacent areas. Geol. Soc. Am. Bull., 72, 1195—1250 (1961).

вания конусов выноса. Расположенные у границ бассейна золоторудные поля верхней части системы Витватерсранд, как полагают, трансгрессивно перекрыты. Выполнение бассейна асимметрично, причем преобладающая часть осадков поступала с севера и запада в результате эрозии комплекса основания. Осадки возникли за счет эрозии куполов, которые испытывали поднятие позади главных разломов, ограничивающих бассейн. Многие пласты продуктивных песков и конгломератов обнаруживают необычные обломочные ассоциации, включающие большое количество окатанных зерен пирита и уранинита. Присутствие этих двух легко окисляемых минералов в виде детрита интерпретировалось многими как указание на недостаток кислорода в земной атмосфере того времени.

Докембрийский бассейн Витватерсранд необычен в том отношении, что его мощное выполнение большей частью не деформировано, а его окраины, в особенности в верхней части стратиграфической колонки, настолько слабо эродированы, что почти полностью сохранились с их богатыми россыпями золота и урана. Отложения системы Витватерсранд и мощные вышележащие, слабо деформированные лавы, кластические породы и доломиты ставят неразрешимые проблемы: до сих пор неясно, какой — тектонический или осадочной — модели отвечает бассейн Витватерсранд. Этот бассейн необычен, но, вероятно, не уникален, поскольку золотоносные докембрийские отложения Блайнд-Ривер в Канаде и Жакобина в Бразилии как будто обладают во многом сходными чертами. Не потому ли, быть может, Витватерсранд отличается от других бассейнов мира, что он представляет докембрийскую стадию седиментации, когда кислород отсутствовал в атмосфере и когда кора могла вести себя несколько иначе, чем сегодня?

**Бассейн Иллинойс и прилегающие площади.** Кратон на западе центральной части США включает в себя три главных внутрикратонных бассейна, выполненных палеозойскими осадками (фиг. 12-6): бассейн Иллинойс, мощность отложений которого достигает 3550 м, бассейн Мичиган с максимальной мощностью отложений 3965 м и менее глубокий бассейн Мидконтинент, содержащий 1520 м осадков. Все эти бассейны были областями медленного погружения, особенно в верхней половине палеозоя. Это истинные осадочные бассейны, широкие, с умень-




Фиг. 12-14. Схема распространения верхнемиссисипских песчаников в бассейне Иллинойс и речной системе Мичиган (*Potter, 1962*).

шающимися к периферии мощностями отложений, разделенные сводами, на которых слой осадков, как правило, составляет 600—1500 м. К юго-западу от бассейна Иллинойс располагается поднятие Озарк, где обнажены породы докембрия.

В этой части Североамериканского кратона присутствуют отложения всех палеозойских систем, за исключением пермской. Вдоль его южной границы в Миссисипском прогибе распространены осадки мелового и третичного возраста. Меловые отложения также встречаются на западе Айовы и Миннесоты.

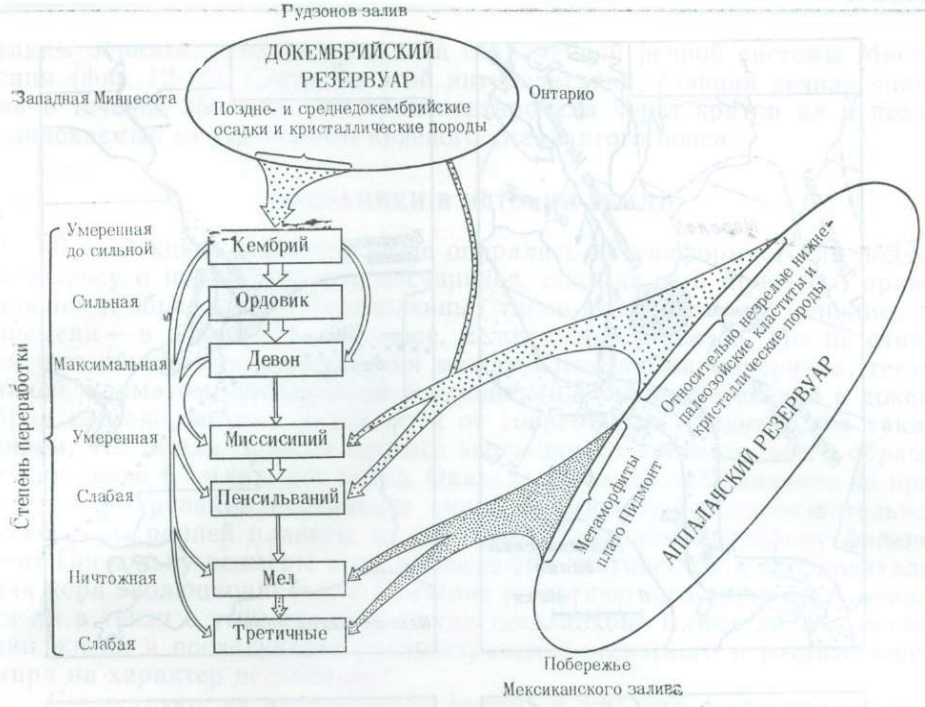
Песчаники и известняки преобладают в осадочном покрове кратона, тогда как глинистые сланцы играют заметную роль лишь в каменноугольной системе. Присутствует много маломощных, но широко распространенных карбонатных горизонтов; характерно множество небольших перерывов и четыре крупных несогласия в палеозойском разрезе. В этих бассейнах широко распространены маломощные угленосные отложения пенсильванского возраста, которые лишь в бассейне Иллинойс содержат большие запасы угля (в общей сложности здесь было добыто более 8 млрд. т.). В бассейне Иллинойс в слоях Честер (миссисипий) проявилось также циклическое переслаивание известняков, сланцев и песчаников.

Пески и песчаники играют ключевую роль в нашем понимании истории этой части кратона. На среднем западе палеозойские пески осадочного чехла кратона относятся к двум главным свитам (табл. 12-5). Выделяется нижняя, домиссисипская, свита зрелых и сверхзрелых, хорошо окатанных кварцевых аренитов. Преобладающим типом текстур являются в них косая слоистость и знаки ряби. Большая часть этих песков имеет, по-видимому, морское происхождение. Косая слоистость и стратиграфические соотношения показывают, что они в конечном счете образовались за счет размыва расположенного на севере докембрийского щита. Характерен повторный перемыв. Девонские пески являются конечным продуктом такой переработки.

С миссисипского времени в бассейны Мичиган и Иллинойс начали поступать пески из нового источника, который располагался на северо-востоке (фиг. 12-14). Эти пески хуже окатаны и сортированы и привносились в бассейн крупной речной системой, получившей наименование речная система Мичиган[1]. В течение времени Осейдж (ранний миссисипий) отлагались незрелые тонкозернистые лититовые арениты, а местами даже небольшое количество турбидитов в более глубоких частях бассейна Иллинойс, который на короткое время приобрел некоторые черты отмирающего бассейна[2]. Вышележащие песчаники Честер косо-

[1] *Swann D. H.*, Classification of Genevievian and Chesterian (Late Mississipian) rocks of Illinois, Illinois Geol. Surv. Rept. Inv., **216**, 91 p., 1963.

[2] *Lineback J. A.*, Illinois Basin — sediment-starver during Mississippian, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **53**, 112—126, 1969.



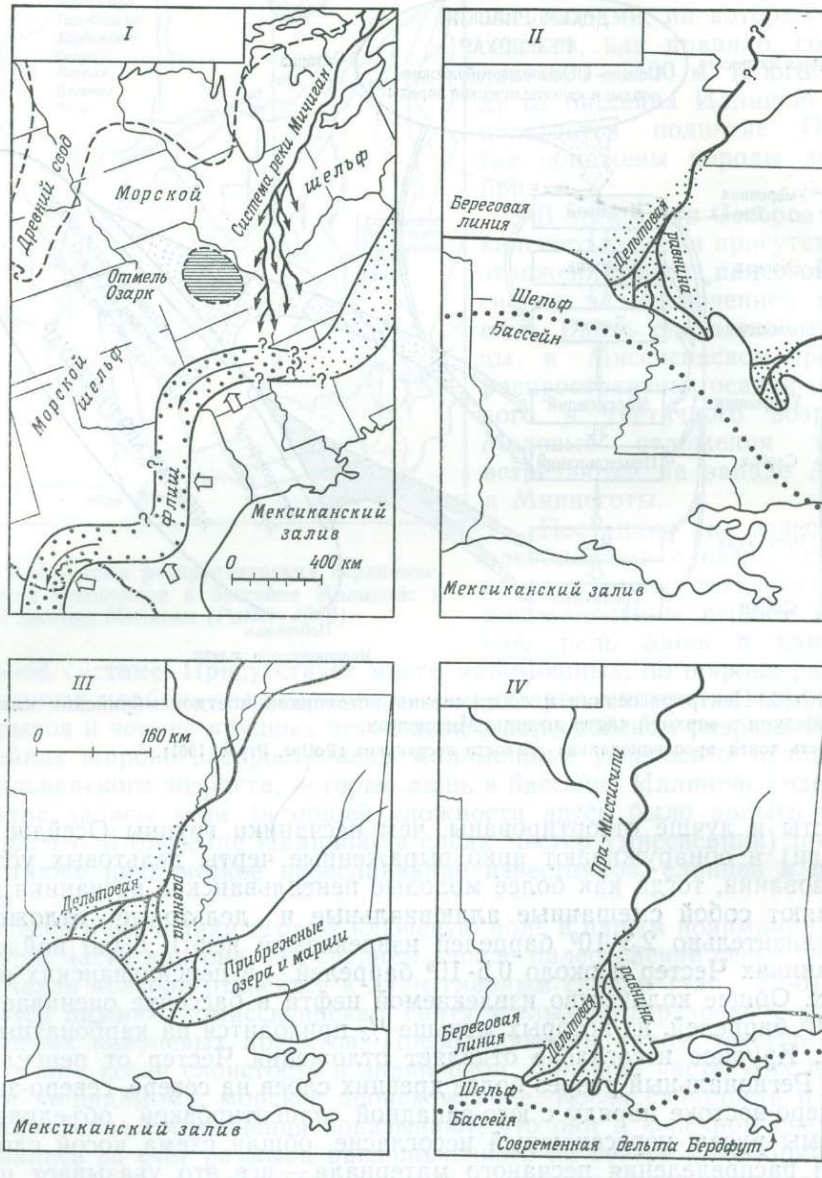

Фиг. 12-15. Центр рассеяния и соотношения источников постдокембрийских кластических осадков в верхней части долины Миссисипи.
Плотность точек пропорциональна зрелости песчаников (Potter, Pryor, 1961).

слоисты и лучше отсортированы, чем песчаники группы Осейдж (или Борден) и обнаруживают ярко выраженные черты дельтовых условий образования, тогда как более молодые пенсильванские песчаники представляют собой смешанные аллювиальные и дельтовые отложения[1]. Приблизительно $2{,}3 \cdot 10^9$ баррелей извлекаемой нефти было найдено в песчаниках Честер и около $0{,}5 \cdot 10^9$ баррелей — в пенсильванских песчаниках. Общее количество извлекаемой нефти в бассейне оценивается в $3{,}8 \cdot 10^9$ баррелей, из которых меньше $^1/_3$ приходится на карбонатные породы. Крупное несогласие отделяет отложения Честер от пенсильванских. Региональный разрез более древних слоев на севере, северо-западе и северо-востоке наряду с юго-западной ориентировкой объединенной системы русел, пересекающей несогласие, общая схема косой слоистости и распределения песчаного материала — все это указывает на то, что привнос пенсильванских осадков происходил преимущественно с северо-востока и востока. Меловые и третичные пески отличаются от верхнепенсильванских большей зрелостью, но содержат значительное количество кианита, ставролита и силлиманита, которые указывают на вскрытие кристаллических пород нагорий восточнее Аппалачского бассейна[2]. Главными минералами тяжелой фракции в палеозойских песках являются циркон, турмалин и иногда гранат.

Совокупность данных по петрологии, палеотечениям и стратиграфии свидетельствует о том, что источником материала девонских и более древних песков были породы докембрия, тогда как главным источником

[1] *Potter P. E.,* Late Mississippian sandstones of Illinois Basin, Illinois Geol. Surv. Circ., **340**, 36 p., 1962.

[2] *Pryor W. A.,* Cretaceous sedimentation in Upper Mississippi Embayment, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **44**, 1473—1504, 1960.




Фиг. 12-16. Главные реки Североамериканского кратона.

*I* — речная система Мичиган в позднемиссисипское время (по данным [42], с изменениями); *II* — *IV* — мезозойские предшественники современной Миссисипи: *II* — поздняя юра, *III* — эоцен, *IV* — миоцен [31].

каменноугольных и более молодых песков был Аппалачский резервуар (фиг. 12-15). Граниты и гнейсы докембрийского резервуара давали мало обломков пород песчаной размерности, тогда как Аппалачский резервуар поставлял их в большом количестве, в особенности в каменноугольное время. Палеосистема реки Мичиган являлась главным путем переноса молассовых песков, образованных в результате эрозии Аппалачей и питающих их провинций. Эта речная система с некоторыми изменениями продолжала существовать в мезозое и кайнозое[1] и являлась,

[1] *Mann C. J., Thomas W. A.,* The ancient Mississippi River, Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 18, 187—204, 1968.

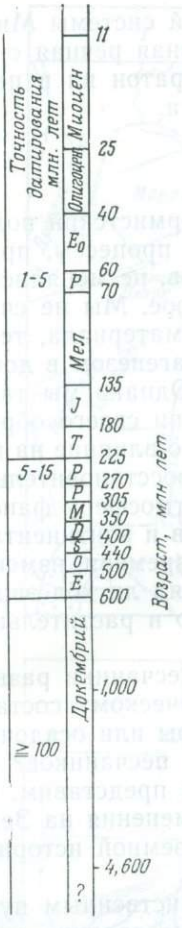
таким образом, предшественницей современной речной системы Миссисипи (фиг. 12-16). Согласно этой интерпретации, главная речная система в течение 250 млн. лет транспортировала через кратон ил и песок, извлекаемый из удаленного краевого складчатого пояса.

## ПЕСЧАНИКИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В этой книге мы почти везде опирались на униформистский подход к вопросу о происхождении песчаников, полагая, что процессы, приводившие к образованию определенных типов песчаников, не менялись во времени — в докембрии, палеозое, мезозое или кайнозое. Мы не считаем, что общие взаимоотношения между источниками материала, тектоникой, климатом, обстановкой осадконакопления и диагенезом в докембрии сколько-нибудь отличаются от современных. Однако мы также знаем, что Земля прошла процесс эволюции со времени своего образования около 4,7 млрд. лет назад. Оказала ли какое-либо влияние на природу формирования песчаников смена примитивной восстановительной атмосферы ранней планеты на богатую кислородом атмосферу фанерозоя? Поскольку размеры и палеогеография континентов и континентальная кора эволюционировали в течение геологического времени, изменился ли в связи с этим средний состав песчаников? Влиял ли ход эволюции жизни и последующее распространение животного и растительного мира на характер песчаников?

Существуют ли какие-нибудь данные о том, что песчаники разного возраста отличаются по минералогическому или химическому составу? Обнаруживают ли древние песчаники особые структуры или осадочные текстуры, которые отличали бы их от более молодых песчаников? Мы кратко рассмотрим здесь имеющиеся данные, а затем представим, как песчаники могут отражать некоторые необратимые изменения на Земле и таким образом использоваться для прослеживания земной истории в широком смысле этого слова.

**Зависимость состава песчаников от возраста.** Единственным путем для проверки возрастного эффекта является сравнение средних минералогических и(или) химических анализов песчаников различного возраста. Усреднение состава песчаников разных типов, но образованных в одно и то же время, должно показать изменения в соотношениях главных элементов. Но для сколь большого или, наоборот, малого интервала времени мы можем или должны рассчитывать среднее? Наименьший интервал времени будет определяться «разрешающей способностью» временной стратиграфической корреляции. Практически нижний предел точности корреляции для любого определенного осадочного бассейна составляет около 1 млн. лет. Однако в большинстве случаев, особенно если сопоставляются песчаники различных бассейнов или даже различных континентов, разрешающая способность шкалы времени значительно хуже. Это обусловлено тем, что песчаники редко содержат такие виды окаменелостей, которые обеспечивают точное датирование, или переслаиваются с фаунистически охарактеризованными породами, а также ограничениями самого метода датирования. Поскольку точность палеонтологического датирования изменчива и частично зависит от геологического возраста, разрешающая способность колеблется от нескольких миллионов лет в молодых слоях до более ста миллионов лет в более древних разрезах (фиг. 12-17). В силу отсутствия окаменелостей точность датирования в докембрии исключительно низка. Это особенно плохо, поскольку мы полагаем, что большинство наиболее важных изменений в условиях накопления песков могло происходить на самых ранних стадиях истории Земли.

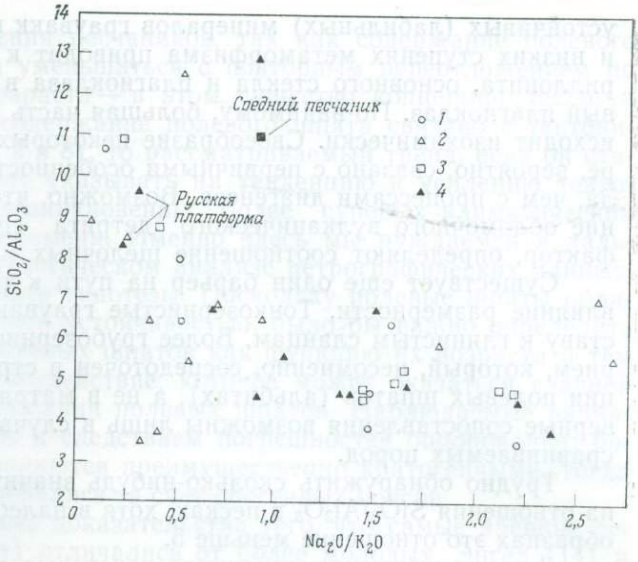



Фиг. 12-17. Реальная точность (разрешающая способность) временного датирования стратиграфических подразделений ([15], с изменениями).

Для того чтобы правильно сравнивать песчаники одного геологического возраста с песчаниками другого по их составу или текстуре, необходимо сопоставлять песчаники одинаковых фаций. Подобное надлежит сравнивать с подобным. Совершенно неправильно сравнивать песчаники архейского флиша с песчаниками палеозойского кратона. Для того чтобы распознать вековые тренды, если они существуют, мы должны выбрать легко определяемую фацию и сравнивать пески этой фации на протяжении всей истории Земли. Такой фацией, например, является молассовая. Интервал времени, представляемый молассой, может быть порядка 20—45 млн. лет. Эта фация, как отмечено в первой части данной главы, является частью более крупного бассейнового или геосинклинального цикла, как, например, в Аппалачах, или трех циклов (каледонского, герцинского и альпийского) на Русской платформе, которые были количественно изучены Роновым и др. [38]. Молассовая фация распознаваема в геологических разрезах от докембрия до третичного времени. Возможно, что значительные эволюционные (вековые) изменения в составе песчаников, если они существуют, можно выявить при соответствующем опробовании и усреднении данных только по этой фации. Можно даже использовать более узкие интервалы внутри геосинклинального цикла, но при условии, что такие интервалы занимают строго одинаковое положение в различных циклах. Необходимо особое внимание, чтобы исключить влияние многочисленных трендов в изменении состава песчаников внутри геосинклинального цикла. Однако вероятно, что значительные эволюционные изменения состава могут быть лучше продемонстрированы путем выведения средних значений для таких циклов, чем при изучении одной из фаций.

Дополнительной сложностью является неравномерная сохранность песчаников, занимающих различные положения внутри цикла развития бассейна. Например, только в самых молодых циклах сохраняется значительный объем самых верхних песчаников межгорных прогибов. Положение еще больше усложняется, поскольку в более древних циклах прослеживается тенденция к избирательному вовлечению граувакково-флишевой части разреза в метаморфизм высоких степеней и даже гранитизацию. Песчаники таких фаций непригодны для определения среднего состава.

Какое огромное количество данных должно быть привлечено для обнаружения подобных эволюционных изменений и как вести такой анализ, можно представить из работ Ронова [36] и Ронова и др. [37, 38, 39] по Русской платформе. Сопоставимых обобщающих исследований по химическому или петрографическому анализу для крупных площадей других континентов до сих пор нет. Пока подобного рода информация не появится, лучшее, что мы можем сделать, — это использовать неполные данные, для того чтобы посмотреть, нельзя ли с их помощью наметить какие-либо очевидные тенденции. Одним из способов рассмотрения химических данных является сопоставление отношений содержаний эле-




Фиг. 12-18. Взаимозависимость отношений $SiO_2/Al_2O_3$ и $Na_2O/K_2O$ в песчаниках.

Возраст песчаников: *1* — докембрийский; *2* — палеозойский; *3* — мезозойский; *4* — кайнозойский и современный. Данные из различных источников, главным образом из работы Петтиджона (1963).
Состав среднего песчаника основан не на этих данных.

ментов, особенно отношения $SiO_2/Al_2O_3$ и $Na_2O/K_2O$, которые рассмотрены в гл. 2.

Если песчаники различаются лишь в масштабе геологических эр (докембрий, палеозой, мезозой, кайнозой и современная эпоха), без учета их петрографии, то никаких различимых закономерностей между возрастом и отношениями $SiO_2/Al_2O_3$ или $Na_2O/K_2O$ не улавливается (фиг. 12-18). Отношение $Na_2O/K_2O$ определяется несколькими различными параметрами минерального состава: 1) отношением обломочного плагиоклаза к обломочному калиевому полевому шпату; 2) отношением полевого шпата к кварцу и 3) отношением иллита к монтмориллониту и другим глинистым минералам. Поскольку отношения пунктов 1 и 2 являются характерными показателями источников материала, а пункта 3 — фациальных условий и диагенеза (преимущественного позднего), песчаники следует рассматривать раздельно по петрографическим типам. Если, например, рассматривать только аркозы, то мы действительно обнаружим, что наблюдается разделяющая линия по $Na_2O/K_2O=0{,}6$ между мезозойскими и третичными более натриевыми полевошпатовыми песками и палеозойскими и докембрийскими менее натриевыми песками. Однако эти различия не очень велики. Более того, они могут не быть первичным свойством этих пород. Аркозы, как правило, являются в высокой степени проницаемыми формациями, и в них может происходить постепенное и интенсивное растворение обогащенного кальцием плагиоклаза в большей мере, чем калиевого полевого шпата, что в течение длительного времени может привести к уменьшению отношения $Na_2O/K_2O$.

Если рассматривать только граувакки, т. е. песчаники, для которых типично наиболее высокое отношение $N_2O/K_2O$, то в них как будто бы не обнаруживается возрастной эффект. Наиболее высокие значения отношения $Na_2O/K_2O$ наблюдаются в других классических палеозойских граувакках кульма и Таннера и в докембрийских граувакках формации Найф-Лейк (табл. 6-6). Однако, как показал Уэттен [49], некоторые песчаные осадки реки Колумбия, обогащенные вулканическим материалом, подобны граувакам во всех отношениях, за исключением количества матрикса, хотя и такое структурное отличие исчезает при искусственной метаморфизации [18]; эти пески имеют более низкое отношение $Na_2O/K_2O$, чем большинство других граувакк. Изменние состава не-

устойчивых (лабильных) минералов граувакк при длительном эпигенезе и низких ступенях метаморфизма приводит к преобразованию монтмориллонита, основного стекла и плагиоклаза в хлорит и более альбитовый плагиоклаз. По-видимому, большая часть этих преобразований происходит изохимически. Своеобразие некоторых граувакк в большей мере, вероятно, связано с первичными особенностями источников материала, чем с процессами диагенеза. Возможно, что относительное содержание обломочного вулканического детрита сильнее, чем любой другой фактор, определяют соотношение щелочных металлов в граувакках.

Существует еще один барьер на пути к точной оценке анализов — влияние размерности. Тонкозернистые граувакки приближаются по составу к глинистым сланцам. Более грубозернистые разности богаче натрием, который, несомненно, сосредоточен в структурообразующей фракции полевых шпатов (альбитах), а не в матриксе. Очевидно, что достоверные сопоставления возможны лишь в случае сходного размера зерен сравниваемых пород.

Трудно обнаружить сколько-нибудь значительное влияние возраста на отношения $SiO_2/Al_2O_3$ в песках, хотя в палеозойских и докембрийских образцах это отношение меньше 5.

Другие отношения отражают некоторые возрастные различия. Отношение CaO/MgO, по-видимому, увеличивается с уменьшением возраста. Данные Виноградова и Ронова [46] показывают, что в додевонских песчаниках это отношение составляет 0,78, в девонских — 1,39, в каменноугольных — 3,56, в мезозойских — 3,90. Это изменение, сходное с установленным еще в 1909 г. Дейли [11] изменением в карбонатных породах, рассмотрено в связи с отношениями других элементов Гаррелсом и др. [15]. Изменение отношения CaO/MgO связано с постепенной доломитизацией карбонатного цемента с течением времени. Другие отношения химических компонентов, обнаруживающие эволюционные тренды в глинах и сланцах, такие, как отношение $Fe_2O_3/FeO$, возрастающее с уменьшением возраста [32], по-видимому, не показывают столь же отчетливых трендов в песчаниках.

Анализ петрографического изучения песчаников обнаруживает несколько явных тенденций. Имеются некоторые данные, свидетельствующие о том, что содержание полевых шпатов увеличивается в песчаниках с уменьшением возраста. Так, палеозойские песчаники Североамериканской и Русской платформ содержат меньше полевых шпатов, чем песчаники мезозойского и кайнозойского возраста (табл. 2-2 и 2-3). Подобным же образом, как показано в гл. 10, количество видов тяжелых минералов увеличивается с уменьшением возраста. Минералогия глинистой фракции песчаников, по-видимому, обнаруживает те же общие тенденции, что и глинистые сланцы: мезозойские и кайнозойские образцы богаче смектитами (монтмориллонитом и другими разбухающими глинистыми минералами) и каолинитом, тогда как более древние породы богаче хлоритом и иллитом [49].

Эти несомненные эволюционные изменения, если они не являются результатом погрешностей в опробовании, и вероятно, в большей мере свидетельствуют о диагенетических преобразованиях, чем о первичных различиях в составе песков. Как показано в гл. 10, эволюционные вариации карбонатного и кремнистого цемента, различия в ассоциациях тяжелых минералов, смена иллит-хлоритовой ассоциации на смектит-каолинитовую ассоциацию в глинистой фракции и изменение пропорций матрикса в граувакках — все это может быть непосредственно связано с диагенезом.

Изменение в содержании полевых шпатов труднее связать с постепенными преобразованиями в течение диагенеза. Оно не может быть и

результатом переотложения песчаников, так как содержание полевого шпата должно было бы уменьшаться с повторным переотложением по мере уменьшения их возраста — в этом существо концепции зрелости песчаников. Поскольку содержание полевого шпата связано с тектоникой и климатом (см. гл. 2 и 8), то рассматриваемый тренд, если он статистически значим, может указывать на тенденцию к усилению тектонической активности и возникновению более суровых климатических условий к настоящему времени. Именно здесь мы нуждаемся в дальнейшем достоверном статистическом анализе петрографических данных, на которые могут опираться гипотезы. Поскольку полевые шпаты обладают различной химической устойчивостью, было бы важно определить пропорцию различных полевых шпатов как функцию их возраста и тем самым диагенетическое воздействие, которое может оказаться главной причиной вариаций содержания полевых шпатов. Наблюдаемые вариации могли, конечно, быть и следствием погрешностей опробования: более древние песчаники являются преимущественно кратогенными, тогда как более молодые образовались за счет орогенных поясов.

Существуют некоторые доказательства того, что самые древние пески (более 2,5 млрд. лет) отличались от более молодых. Энгел [14] и Ронов [35] полагают, что в древних разрезах наблюдается более высокая пропорция граувакк и аркозов по сравнению с кварцевыми аренитами или кварцсодержащими лититовыми аренитами. Большой интерес представляют песчаники, содержащие золото, уранинит и обмолочный пирит, распространенные в бассейне Витватерсранд в Южной Америке, в округе Блайнд-Ривер в Канаде и округе Жакобина в Бразилии. Возраст всех этих песчаников ограничен интервалом 1,7—2,0 млрд. лет, и подобных им песчаников не обнаружено в отложениях никакого иного возраста. Другим, по-видимому, «несовременным» видом песчаников являются чрезвычайно мощные кварцевые арениты, как будто бы широко распространенные в позднем докембрии. Такие кварциты, как Лоррен в Онтарио, Барабу в Висконсине, Атабаска в Саскачеване и Юинта в Юте, отличаются исключительной чистотой и мощностью, превышающей 1000 м, тогда как мощность фанерозойских кварцевых аренитов редко превышает первые десятки метров. Являются ли все эти кажущиеся уникальными песчаники результатом особых событий или сочетанием эволюционных особенностей, которые никогда больше не повторялись?

Подводя итог сказанному, можно отметить, что самые очевидные эволюционные изменения, которые мы сейчас выводим лишь из общих статистических оценок, могут быть связаны с длительными диагенетическими преобразованиями, но некоторые из них, в особенности очень древние песчаники определенного типа, могут отражать эволюционные изменения в общей истории коры.

**Песчаники в связи с эволюционными изменениями в истории Земли.** Отражались ли определенные события земной истории на составе песчаников? Одним из таких событий, уже упоминавшимся ранее, являются изменения содержания кислорода в атмосфере, которые произошли в какое-то время в докембрии [9, 19]. Можно полагать, что песчаники, формировавшиеся в восстановительных условиях, должны содержать значительно больше обломочного пирита, магнетита и других окислов восстановленных металлов. Они, вероятно, содержали также гораздо больше обломочных железистых силикатов, поскольку современное быстрое выветривание обогащенных железом оливинов и пироксенов связано с окислением железа. Трудность заключается в том, что даже очень низкий уровень содержания кислорода при давлениях $10^{-4}$ или $10^{-5}$ атм, вероятно, достаточен для окисления закисного железа [19]. а такой низкий уровень мог быть достигнут еще 3 млрд. лет назад. Ми-

нералы, которые могли бы быть найдены в песчаниках и являлись бы диагностическими для близких или несколько меньших давлений кислорода, чем в современной атмосфере, являются непрозрачными минералами способных к окислению тяжелых металлов. Необходима точная минералогическая идентификация таких тяжелых минералов, для чего требуются полированные шлифы из концентратов тяжелых минералов, но такие приемы еще не вошли в повседневную практику литолога.

Другим событием можно считать появление сосудистых наземных растений в позднем силуре и раннем девоне. Ясно, что нет глубоких различий между додевонскими и более молодыми песчаниками. Но, может быть, имелись некоторые различия в скоростях эрозии и денудации, которые влияли бы на скорость отложения песчаников? Или, может быть, существовал обширный покров примитивных, не сосудистых, растений? Или растительность не столь сильно влияет на скорость выветривания и эрозии, как это принято считать? Каули и др. [8] изучали химическое выветривание в Исландии, в районах, покрытых растительностью и лишенных ее, и пришли к выводу, что влияние растительности не является решающим. Пытаясь оценить скорости денудации в далеком прошлом, мы можем опираться главным образом на анализ объемов осадочных пород, образованных денудацией поверхности суши. Полноценное статистическое сравнение такого рода данных для до- и последевонского времени, как бы трудно оно ни было, необходимо для того, чтобы показать, что эволюция высших наземных растений могла создавать значительные различия в условиях денудации. Альтернативой являются поиски каких-либо химических индикаторов в осадках, пока еще не известных, которые дали бы ключ к познанию изменений характера и(или) количественного масштаба денудации.

Высказывалось предположение, что строение слоев, включающих песчаники, в особенности уменьшение зернистости к верхам аллювиальных циклов, могло бы не проявиться и что аллювиальные отложения представляли бы собой нециклические покровы грубого незрелого материала, если бы на суше отсутствовал растительный покров [40].

Влияло ли на характер песков и песчаников развитие обильной бентосной фауны в позднейшие времена? Перекапывание или нарушение осадка роющими организмами приводит к разрушению первичных осадочных признаков, в особенности напластования. Обладают ли более древние песчаники лучшей слоистостью?

Как влияла эволюция сиалической континентальной коры на состав песчаников? Имеются ли песчаники, возраст которых отвечает времени, когда такой коры не было? Если это так, то мы должны были бы узнавать их по химическому и петрографическому составу, поскольку они поступали бы из областей, сложенных исключительно основными породами. Они могли быть в основном вулканокластами. А когда сиалическая кора была тонкой, могло ли продолжаться обильное поступление материала из основных пород при меньшем количестве обогащенного кварцем детрита? Песчаники этой стадии можно было бы отличить по среднему составу, промежуточному между предполагаемым составом начальных стадий и составом всех более поздних песчаников, формировавшихся в основном за счет сиалической коры. Возможно также, что самый древний сиалический материал скорее мог быть вулканическим, а не плутоническим, и тогда его следы следует искать среди вулканокластитов.

При данном типе эволюции коры отличался ли чем-либо тектонический стиль ранних стадий, когда континенты были небольшими и(или) тонкими? Может быть, тектоническая деятельность более однородно распределялась на земной поверхности, что вело к более однообразному,

отвечающему тектонике распространению песчаников, чем впоследствии, когда локализация тектонической активности вдоль мобильных поясов создавала в одних местах геосинклинальные песчаники, а в других платформенные? Мы можем сформулировать эти вопросы с точки зрения теории тектоники плит. На ранней стадии эволюции, когда плиты были весьма малы, линии их соприкосновения (линейные области зон субдукции горообразования и вулканизма), очевидно, были более многочисленными. Но слагали ли они большую, чем теперь, часть земной поверхности? Ответ на большинство этих вопросов может быть получен с помощью петрологического изучения древнейших песчаников, определения источников их материала на основе тщательного усреднения данных об отношениях кварца и калиевого полевого шпата к мафическим минералам и кальциевому плагиоклазу, т. е. получения такого параметра, который позволил бы оценить относительную роль основных и кислых источников материала.

Мнения по данному вопросу разделились: некоторые исследователи интерпретируют архейские пески как кислый вулканокластичесий материал [5], тогда как другие рассматривают их как производные сиалической коры, образовавшиеся в результате нормального выветривания и эрозии [13, 47].

Как влияло перемещение континентов и глобальные тектонические движения на распределение песчаников, и как мы можем использовать песчаники для познания этих процессов в истории Земли? Один из возможных путей наметили Аллен и Френд [1], которые, установив сходство песчаников Катскилл в Северной Америке и древнего красного песчаника в Западной Европе, привлекли дрейф континентов для построения «рациональной» палеогеографии девона. Известно предположение [2], что источником материала нижнемеловых шельфовых отложений Западной Европы могли быть метаморфические породы Пидмонта на востоке США, что было возможно благодаря предрифтовой близости континентов. Тем, кто сравнивал карбон востока Северной Америки и Западной Европы, давно известно сходство многих его черт, а следовательно, предрифтовая палеогеография этого времени могла бы выявить согласующуюся схему питающих провинций древних потоков. Таким образом, песчаники, вероятно, могли бы многое сказать нам о палеогеографических особенностях, согласующихся с дрейфом континентов, раздвиганием морского дна и глобальной тектоникой.

Могут ли песчаники сказать нам что-либо еще о тектонике и процессах седиментации, развивавшихся в условиях сближения или латерального скольжения коровых плит? Диккинсон [12] предположил, что многие наши концепции о природе геосинклинальных прогибов нуждаются в пересмотре в свете теории глобальной тектоники плит: хороший пример такого пересмотра представлений привели Берд и Дьюи [7], которые разработали модель эволюции Аппалачского пояса. Диккинсон высказал идею, что «представления о едином последовательном орогеническом развитии, ...которые принимались за норму,... не могут сохраниться как часть модели орогенеза в теории тектоники плит». Тектоника плит неразумна и несовместима с фактами геологической летописи только тогда, когда теоретики настаивают на том, что может быть лишь случайная, не циклическая последовательность событий. Многое в наших знаниях схемы древней тектоники получено в результате картирования песчаников, и совершенно необходимо переосмыслить те палеогеографические реконструкции, которые сделаны на тектонической основе. Однако хорошая карта древних потоков и питающих провинций в гораздо большей степени зависит от непосредственных наблюдений над песчаниками и от теории выветривания и переноса, чем от тектониче-

ских теорий. Поэтому такие карты не должны значительно изменяться, так как они могут быть использованы для более конкретной реконструкции или пересмотра геологической истории тектонических поясов с точки зрения новой теории.

Известны и другие эволюционные изменения в истории Земли, но не было показано, имеют ли они большое влияние на характер и распределение песчаников. Одним из них является постепенное уменьшение скорости вращения Земли вследствие приливного трения, обусловленного Луной, причем количественная оценка изменений длительности дня и месяца основывается на изучении структур роста кораллов, моллюсков и строматолитов [33]. Бóльшая скорость вращения и более высокие приливы, вызванные большей близостью Луны, могли вызывать и бóльшую эффективность приливных течений. Была ли морская косая слоистость, связанная с такими приливами, в прошлом значительно крупнее, чем в более поздние времена? Анализ палеоприливной седиментации, проведенный Клейном [23], привел его к выводу, что размах приливов и повторяемость приливных отложений не изменились значительно в течение геологического времени, хотя еще многое остается сделать в отношении количественного анализа подобных осадков.

Упоминание о Луне поднимает вопрос о том, могли ли там существовать песчаники, с помощью которых можно было бы рассмотреть ее историю. Результаты посадок «Аполлона-11» и «Аполлона-12» на Луну не установили каких-либо отложений, которые можно было бы назвать песками, хотя там широко распространены обломочные материалы всех размеров [30]. Наше общепринятое определение песка требует, чтобы материалы песчаной размерности ($^1/_{16}$—2 мм) слагали главную часть осадка. Ни «почвы», ни брекчии, найденные на Луне, не удовлетворяют этим требованиям. Существует возможность обнаружения пеплопадов и даже потоков, и мы могли бы рассматривать их таким же образом, как и вулканокластиты, учитывая лишь отличия в величине гравитации и зависимость любого течения от захвата достаточного количества газа для того, чтобы создать среду флюидного переноса. Но результаты лунных исследований приводят нас к убеждению, что те, кто интересуется песчаниками, будут, вероятно, более счастливыми, изучая их на Земле.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Что мы можем сказать в заключение о значении песчаников для познания Земли? В той мере, в какой минералы песчаников отражают химию атмосферы и океанов, мы можем получить несколько лучшую информацию об эволюции последних. Однако более важно использовать песчаники как индикаторы строения областей питания и древних течений, поскольку они дают ключ к познанию палеогеографии и в конечном счете палеотектоники. Но при исследовании наиболее крупных элементов палеотектоники мы должны картировать крупные регионы, даже континенты. Мы надеемся, что петрологи в будущем объединят палеогеографические карты и карты питающих провинций множества различных бассейнов в пределах нескольких континентов или Земли в целом. Так же как в 50-е годы нашего века петрологи изучали песчаники в пределах целых бассейнов, их последователи в 70-х и 80-х годах будут нуждаться в сопоставлении континентов и в то же время в совершенствовании методов детального анализа развития индивидуального бассейна.

Кроме того, должна быть проведена значительно большая работа по статистическому усреднению петрографических данных, химических анализов и данных об относительном распространении различных типов песчаников для получения более ясной картины долговременных исто-

рических тенденций в пределах разрезов единичных бассейнов, нескольких бассейнов и для всей истории Земли.

Наконец, интерпретация данных по составу песков должна базироваться на лучших количественных данных по химической устойчивости и кинетике реакций. Анализы минералов, которые могут отражать окислительный потенциал условий осадконакопления на «первозданной» (древней) Земле, будут полезны лишь только в том случае, если мы сможем ответить на следующие вопросы: как быстро окисляется пирит в зависимости от давления кислорода, каково достоверное значение давления кислорода, необходимого для превращения магнетита в гематит, какие химические соединения влияют на кинетику перехода магнетит — гематит?

Что касается выводов по другим аспектам геологии песков, мы вновь высказываем свое убеждение, что ответы на большинство вопросов, поставленных в этой книге, придут не в результате применения невообразимой новой техники, а от разумного применения методов и приборов, которые имеются и сейчас в нашем распоряжении. Мы уверены в том, что объединение количественных полевых и лабораторных анализов — преимущественно, но не исключительно микроскопических — с идеями и данными химии, с одной стороны, и с данными гидродинамики, с другой, дадут нам искомые решения. Но, поскольку мы интересуемся геологией песков, а следовательно фактическим распределением песков на Земле, мы должны пользоваться наиболее совершенным количественным методом, когда-либо разработанным геологами, — картой. Решение картировать подразумевает разумный выбор параметров, подлежащих картированию, и способность оценить их количественно. Мы верим, что существует определенный порядок в строении Земли, и с помощью разумного картирования мы можем распознать многое в нем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ


1. *Allen J. R. L., Friend P. F.,* Deposition of the Catskill facies, Appalachian region, with notes on some other Old Red Sandstone basins, in: *Klein G. de V.,* ed., Late Paleozoic and Mesozoic continental sedimentation, northeastern North America, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **106**, 21—74, 1968.
2. *Allen P.,* Lower Cretaceous sourcelands and the North Atlantic, Nature, **222**, 657—658, 1969.
3. *van Andel Tj. H.,* Origin and classification of Cretaceous, Paleocene, and Eocene sandstones of western Venezuela, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **42**, 734—763, 1958.
4. *Aubouin J.,* Geosynclines, Developments in Geotectonics, **1**, 335 p., Amsterdam, Elsevier, 1965.
5. *Ayers L. D.,* Early Precambrian metasandstone from Lake Superior Park, Ontario, and its implications for the origin of the Superior Province (abs.), Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs for 1969, pt. 7, 5, 1969.
6. *Bertrand M.,* Structure des alpes francais et recurrence de certain facies sedimentaires, Compt. rend. Congr. Intern. geol., 6th sess., 1—3—177, 1897.
7. *Bird J. M., Dewey J. F.,* Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 1031—1060, 1970.
8. *Cawley J. L., Burrus R. C., Holland H. D.,* Chemical weathering in central Iceland: an analog of pre-Silurian weathering, Science, **160**, 729—736, 1969.
9. *Cloud P. E., Jr.,* Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth, Science, **160**, 729—736, 1968.
10. *Colton G. W.,* The Appalachian Basin — Its depositional sequences and their geologic relationships, in: *Fisher G. W., Pettijohn F. J., Reed J. C., Jr., Weaver K. N.,* eds., Studies of Appalachian geology — central and southern, 5—48, New York, Interscience, 1970.
11. *Daly R. A.,* First calcareous fossils and the evolution of the limestones, Geol. Soc. Am. Bull., **20**, 153—164, 1909.
12. *Dickinson W. R.,* Global tectonics, Science, **168**, 1250—1259, 1970.
13. *Donaldson J. A., Jackson G. D.,* Archean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario, Canad. Journ. Earth Science, **2**, 622—647, 1965.

14. *Engel A. E. J.*, Geologie evolution of North America, Science, **140**, 143—152, 1963.
15. *Garrels R. M., Mackenzie F. T., Siever R.*, Sedimentary cycling in relation to the history of the continents and oceans, in: *Robertson E. C.*, ed., The nature of the solid earth, 93—121, 19—121, New York, McGraw-Hill, 1971.
16. *Gilluly J., Reed J. C., Jr., Cady W.*, Sedimentary volumes and their significance, Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 353—376, 1970.
17. *Glaessner M. F., Teichert C.*, Geosynclines, a fundamental concept in geology, Am. Journ. Sci., **245**, 587—589, 1947.
18. *Hawkins J. W., Jr., Whetten J. T.*, Graywacke matrix minerals, Hydrothermal reactions with Columbia River sediments, Science, **1**, 868—870, 1969.
19. *Holland H. D.*, Model for the evolution of the earth's atmosphere, in: *Engel A. E. J., James H. L., Leonard B. F.*, eds., Petrologic studies, a volume to honor A. F. Buddington, 447—477, New York, Geol. Soc. Am., 1962.
20. *Jones O. T.*, On the evolution of a geosyncline, Geol. Soc. London Proc., **94**, 1938.
21. *Kay M.*, North American geosynclines, Geol. Soc. Am. Mem., **48**, 143 p., 1951.
22. *King P. B.*, The evolution of North America, 189 p., Princeton, New Jersey, 1959.
23. *Klein G. de Vries*, Paleotidal sedimentation (abs.), Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs, **2**, № 7, 598, 1970.
24. *Krumbein W. C., Sloss L. L., Dapples E. C.*, Sedimentary tectonics and sedimentary environments, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **33**, 1859—1891, 1949.
25. *Krumbein W. C., Sloss L. L.*, Stratigraphy and Sedimentation, 2nd ed., 660 p., San Francisco, Freeman, 1963.
26. *Krynine P. D.*, Differentiation of sediments during the life history of a landmass (abs.), Geol. Soc. Am. Bull., **52**, 1915, 1941.
27. *Krynine P. D.*, Sediments and the search for oil, Producers Monthly, **9**, 1945.
28. *Krynine P. D.*, A critique of geotectonic elements, Am. Geophys. Un. Trans., **32**, 1951.
29. *Kuenen Ph. H.*, Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the earth, Am. Journ. Sci., **239**, 161—190, 1941.
30. *Levinson A. A.*, ed., Apollo 11 Lunar Science Conference Proc., **1**, Mineralogy and petrology; **2**, Chemical and isotope analyses; **3**, Physical properties, 2492 p., Geochim. et Cosmochim. Acta, Suppl. 1, 1970.
31. *Mann J. C., Thomas W. A.*, The ancient Mississippi River., Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., **18**, 187—204, 1968.
32. *Nanz R. H., Jr.*, Chemical composition of Precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites, Journ. Geology, **61**, 51—64, 1953.
33. *Pannella G., MacClintock C., Thompson M. N.*, Paleontologic evidence of variations in length of synodic month since Late Cambrian, Science, **162**, 792—796, 1968.
34. *Pettijohn F. J.*, Sedimentary Rocks, 2nd ed., 718 p., New York, Harper, 1957.
35. *Ронов А. Б.*, Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы, Геохимия, 8, 715—743, 1964.
36. *Ronov A. B.*, Probable changes in the composition of sea water duting the course of geological time, Sedimentology, **10**, 25—43, 1968.
37. *Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н.*, Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ, Геохимия, М., **8**, 961—979, 1965.
38. *Ronov A. B., Migdisov A. A., Barskaya N. B.*, Tectonic cyclic and regularities in the development of sedimentary rocks and paleogeographic environments of sedimentation of the Russion platform, Sedimentology, **13**, 1969.
39. *Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И.*, Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород, в кн.: Химия земной коры, **1**, «Наука», М., 1963.
40. *Schum S. A.*, Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, 1573—1588, 1968.
41. *Schwab F. L.*, Geosynclines: What contribution to the crust? Journ. Sed. Petrology, **39**, 150—158, 1969.
42. Sedimentation Seminar, Bethel sandstone of western Kentucky and south-central Indiana, a submarine-channel fill, Kentucky Geol. Survey Rept. Invs., **11**, 1969.
43. *Sloss L. L.*, Sedimentary volumes on the North American Craton (abs.), Geol. Soc. Am. Program 1968 Ann. Meetings, 281, 1968.
44. *Stille H.*, Present tectonic state of the earth, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **20**, 849—880, 1936.
45. *Thompson A., Thomasson M. R.*, Shallow to deep water facies in the Dimple Limestone (Lower Pennsylvanian) Marthon Region, Texas, in: *Freidman G. M.*, ed., Depositional environments in carbonate rocks, Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists Spec. Publ., № 14, 57—77, 1969.
46. *Виноградов А. П., Ронов А. Б.*, Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений, Геохимия, **6**, 3—24, 1956.
47. *Walker R. G., Pettijohn F. J.*, Archean sedimentation: analysis of the Minnitaki basin, northwestern Ontario, Geol. Soc. Am. Bull., **82**, 2099—2130, 1971.
48. *Weaver C. E.*, Potassium, illite, and the ocean, Geochim. et Cosmochim. Acta, **31**, 2196—2196, 1967.
49. *Whetten J. T.*, Sediments from the lower Columbia River and origin of graywacke, Science, **152**, 1057—1058, 1966.

## ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ


Абель (Abel) 124
Абу-Сейда (Abu-Seida) 320
Адамс (Adams) 14—16
Адден (Udden) 20, 21, 71, 86
Акароглу (Acaroglu) 302
Алимен (Alimen) 437
Аллен (Allen) 71, 101, 107, 116, 131, 151, 281, 308, 311, 314, 317, 406, 414, 519
Андресен (Andressen) 333, 335
Арамаки (Aramaki) 240
Аррениус (Arrenius) 52
Артюшков 333
Асквет (Asquith) 453
Ати (Athy) 354

Баак (Baak) 284
Багнолд (Bagnold) 13, 14, 305, 307, 308, 314, 320, 327, 332
Байерли (Byerlee) 355
Бакли (Buckley) 359
Баррел (Barrell) 409, 426, 439, 459
Барс (Baars) 438
Бартон (Barton) 168
Басс (Bass) 130, 421
Батурин 278
Бауш ван Бетсберг (Bausch van Bertsbergh) 130
Беверидж (Beveridge) 313
Бейкер (Baker) 425
Бейли (Bailey) 210, 504
Бекке (Becke) 359
Белдерсон (Belderson) 441
Белл (Bell) 328
Бервин (Bervin) 446
Берг (Berg) 416
Берд (Bird) 519
Берн (Behrn) 437
Берн (Byrne) 432
Берст (Burst) 54
Бертран (Betrand) 488, 495
Биркс (Birks) 30
Бискай (Biscaye) 43, 273
Блат (Blatt) 16, 31, 32, 265, 267
Блейкли (Blakely) 198, 462
Богарди (Bogardi) 314
Богс (Boggs) 83, 147
Де-Бой (De Booy) 191
Бойд (Boyd) 438
Бокман (Bokman) 104, 147
Болл (Ball) 322, 399, 434
Бонатти (Bonatti) 52
Бонем (Bonham) 92
Бонем-Картер (Bonham-Carter) 283
Босуэлл (Boswell) 12, 181
Боуэн (Bowen) 320
Брамлет (Bramlette) 350
Браммалл (Brammall) 270
Браун (Brown) 424
Брейди (Brady) 438
Брейс (Brace) 355
Бренчли (Brenchley) 192, 193, 354
Бретт (Brett) 353
Бригс (Briggs) 81—83, 304
Бринкман (Brinkman) 21, 130
Броньяр (Brongniart) 162
Брукинс (Brookins) 29
Брунн (Brunn) 184
Бруэр (Brewer) 71
Булл (Bull) 420
Бухер (Bucher) 116
Буш (Busch) 424, 465
Бьеррум (Bjerrum) 333, 335

Вальдшмидт (Waldschmidt) 375, 388
Вальтер (Walther) 124, 461, 462
Ван Андел (van Andel) 57, 146, 222, 278, 279, 283, 284, 331, 363, 495
Ван Хайз (Van Hise) 192, 357
Ван Хоутен (Van Houten) 181, 388
Вермунд (Wermund) 424
Вернер (Werner) 181
Верьен (Verrien) 478
Визенедер (Wieseneder) 181
Виик (Wiik) 165, 184
Викман (Wickman) 15, 16
Вильямс (Williams E. G.) 424
Вильямс (Williams H.) 147, 239
Виноградов 516
Винсент (Vincent) 447
Вишер (Visher) 88, 403, 406, 461
Воинов 473
Вол (Voll) 267
Восс (Voss) 29
Вундерлих (Wunderlich) 321
Вурстер (Wurster) 425

Галлихер (Galliher) 41
Гамильтон (Hamilton) 91, 332
Гарнер (Garner) 223
Гаррелс (Garrels) 40, 44, 50 51, 194, 356, 378, 381, 382, 390, 516
Гаррисон (Garrison) 36
Гей (Gay) 458
Гейке (Geike) 153
Генри (Henry) 429
Гибс (Gibbs) 171, 223
Гилберт (Gilbert) 144, 148, 149, 155, 165, 166, 171, 196, 309, 373
Гиллиган (Gilligan) 20
Глесснер (Glaessner) 494
Гловер (Glover) 379

Голдич (Goldich) 36
Голдман (Goldman) 20
Голдсмит (Goldsmith) 50
Гольдшмидт (Goldschmidt) 15, 16
Граут (Grout) 184
Граф (Graf) 50, 302
Гребо (Grabau) 21
Грегори (Gregory) 122
Грейбилл (Graybill) 87, 88, 280
Грим (Grim) 388
Гринкорн (Greenkorn) 473
Гриффитс (Griffiths) 89, 475
Гублер (Gubler) 101
Гуггенхейм (Guggenheim) 366
Гулд (Gould) 432
Гумбольд (Humboldt) 154
Гюи (Guy) 314
фон Гюмбель (von Gümbel) 344

Дайр (Dyer) 438
Дапплс (Dapples) 147, 382
Дауд (Dowd) 469
Девис (Davies) 284
Дегенс (Degens) 371
Дейк (Dake) 20, 446
Дейли (Daly) 516
Джейкоб (Jakob) 174
Джемисон (Jamieson) 181
Джобин (Jobin) 477
Джонс (Jones) 494, 504
Джонсон (Johnson) 319, 323, 475
Джоплинг (Jopling) 299
Дзулински (Dzulynski) 101, 331
Диккас (Dickas) 402, 451
Диккинсон (Dickinson) 193, 251, 354, 519
Дир (Deer) 34
Донахью (Donahue) 324
Донданвилл (Dondanville) 425
Доти (Doty) 421
Дотт (Dott) 145, 147, 149, 153, 181, 333, 427
Доуди (Dawdy) 308
Дуглас (Doeglas) 277
Дьюи (Dewey) 519
Дюнье де Сегонзак (Dunoyer de Segonzac) 344, 346

Жемчужников 421, 443

Зейлахер (Seilacher) 124—126
Зинг (Zingg) 81
Зиппель (Sippel) 358

Иглсон (Eagleson) 319
Икинс (Eakins) 174
Имбри (Imbrie) 282, 283
Инман (Inman) 320, 321
Ирани (Irani) 71
Ирвин (Irwin) 504
Ирвинг (Irving) 192, 504
Йоханссон (Johansson) 93

Кадиган (Cadigan) 281
Кайё (Cailleux) 85
Кайё (Cayeux) 12, 19—21, 155, 375
Кайзер (Kaiser) 195, 503
Калбертсон (Culbertson) 308
Каллендер (Callender) 45
Каллис (Callis) 71
Камминс (Cummins) 181, 191—193, 195
Каннон (Cannon) 446
фон Карман (von Karman) 299, 300, 327
Каули (Cawley) 518
Кацуи (Katsui) 245
Кей (Cay) 16, 222, 489, 494
Келлер (Keller) 86
Келли (Kelly) 104
Кемпбелл (Campbell) 104
Кервен (de Quervain) 165
Керр (Kerr) 165
Керри (Curray) 80
Кертис (Curtis) 424
Кёстер (Köster) 69
Кетнер (Ketner) 205, 206
Кинг (King) 494
Киндл (Kindle) 116
Кларк (Clarke) 15, 16, 21, 38, 217
Клауд (Cloud) 54
Клейн (Klein) 143, 151, 192, 220, 520
Клован (Klovan) 88
Коген (Cogen) 278
Колби (Colby) 308
Колдевейн (Koldewijn) 219
Коллер (Coller) 198
Колман (Coleman) 423
Колмогоров 73
Комар (Komar) 331
Конибир (Conybeare) 101, 154, 402
Коннор (Connor) 198
Корбейл (Corbeille) 436
Корренс (Correns) 345
Краймс (Crimes) 130
Крайст (Christ) 40, 44, 50, 51, 356, 381, 390
Крамбейн (Krumbein) 20, 73, 82, 87, 88, 95, 147, 154, 280—282, 406, 407, 445, 462, 469, 495
Краускопф (Krauskopf) 44
Крейчи-Граф (Krejci-Graf) 124
Кристи (Hristie) 31, 32
Кристиансен (Christiansen) 241
Крук (Crook) 55, 101, 147, 186, 196, 386
Крынин (Krynine) 14, 20, 31, 38, 45, 143, 144, 146, 148, 150, 153, 155—158, 163, 166, 170, 171, 173, 181, 192, 195, 196, 202, 203, 216, 217, 219, 222, 223, 265, 266, 269, 270, 274, 398, 488, 495
Крюгер (Krueger) 406
Ксёнжкевич (Ksiazkiewicz) 449
Кук (Cook) 416
Кумс (Cooms) 55, 345, 386
Купер (Cooper) 458
Кюнен (Kuenen) 14—18, 77, 83—85, 121, 122, 192, 193, 206, 207, 223, 326, 328, 331, 333, 448, 449

Лайель (Lyell) 156
Лайнбек (Lineback) 452
Ланд (Land) 434
Ласиус (Lasius) 181
Леви 317
Ледент (Ledent) 277
Лейнингер (Leininger) 198
Лейт (Leith) 14, 38
Леополд (Leopold 415
Ли (Lee) 421
ван дер Линген (van der Lingen) 331
Липман (Lipman) 241
Ловелл (Lovell) 40, 427
Логвиненко 434

Лонг (Long) 30
Мадиган (Madigan) 456
Майевски (Majewske) 48
Майола (Moiola) 86
Мак-Айвер (McIver) 113, 114
Мак-Брайд (McBride) 146, 181, 196, 458
Мак-Гоуэн (McGowen) 426
Мак-Каббин (McCubbin) 438
Маккензи (Mackenzie) 378, 382
Макки (Mackie) 20, 164, 169, 171, 265, 266, 270, 271
Мак-Ки (McKee) 107, 433, 456, 457, 461
Мак-Маллен (McMullen) 428
Мак-Мастер (McMaster) 36
Мак-Фарлан (McFarlan) 432
Мак-Элрой (McElroy) 181
Малеев 252
Манн (Mann) 438
Мартин (Martin) 465
Маршалл (Marshall) 323
Маттиат (Mattiat) 181
Мацуда (Matsuda) 243, 251
Мейер-Петер (Meyer-Peter) 307
Мейерхоф (Meyerhoff) 418
Меккель (Meckel) 287, 414, 420
Менард (Menard) 232, 331, 448
Менх (Moench) 421
Меншел (Menschel) 31
Мид (Mead) 14, 15, 38
Мид (Meade) 354
Мидзутани (Mizutani) 181
Мидлтон (Middleton) 216, 217, 328, 329
Миллот (Millot) 368
Милнер (Milner) 20
Мильорини (Migliorini) 192
Монк (Monk) 95
Монтадерт (Montadert) 425
Морган (Morgan) 421, 476, 477
Моргенштерн (Morgenstern) 333
Мур (Moore) 244, 284, 317, 333, 407
Мюллер (Müller) 69, 307

Нанц (Nanz) 47, 403, 421
Науман (Naumann) 181
Нестеров 453
Николс (Nichols) 436, 437
Нопф (Knopf) 157
Ньюэлл (Newell) 474

Обуэн (Aubouin) 252, 488, 490, 491, 495
Окада (Okada) 141
Осмонд (Osmond) 397
Отто (Otto) 76, 104
Офф (Off) 441

Пакем (Packham) 44, 147, 386
Пален (Palain) 421
Паркер (Parker) 424, 442
Пассарж (Passarge) 459
Пассега (Passega) 88
Пауэрс (Powers) 82
Пейн (Paine) 418
Пейн (Payne) 402, 451
Пеллетье (Pelletier) 80
Пердок (Perdok) 84, 85
Петерсон (Peterson) 397
Петтиджон (Pettijohn) 6, 57, 61—63, 73, 93, 101, 103, 112, 135, 143, 144, 147, 151, 153, 154, 157, 165, 171, 174, 181, 183, 216, 217, 278, 286, 363, 364, 367, 495, 515
Пилки (Pilkey) 36
Пирсон (Pirson) 93, 95
Питтер (Pitter) 97
Пламли (Plumley) 85, 219
Поласек (Polasek) 470, 473, 478
Полдерварт (Poldervaart) 14—16, 45
Поттер (Potter) 6, 48, 93, 101, 103, 112, 135, 151, 243, 279, 317, 397, 421, 462, 477
Потье (Pottier) 95
Прайор (Pryor) 48
Прандтль (Prandtl) 298
Преториус (Pretorius) 466
Притчард (Pritchard) 437

Рамберг (Ramberg) 333
Рассел (Russell) 13, 263
Ратледж (Ruttledge) 475
Раудкиви (Raudkivi) 316, 319
Реймент (Reyment) 424
Рейнек (Reineck) 321
Рейнолдс (Reynolds A. J.) 295, 297, 298, 301, 305, 314, 326, 329, 330
Рейх (Reiche) 130
Ремизов 434
Риба (Riba) 421
Римсейт (Rimsaite) 39, 268
Рис (Rees) 332
Риттенхаус (Rittenhouse) 279, 402
Риттман (Rittmann) 240
Рихтер (Richter) 124
Рич (Rich) 123, 397, 399, 452
Ричардсон (Richardson) 300
Ричи (Richie) 184
Робертс (Roberts) 154
Робле (Robles) 77, 88, 434
Розенфельдер (Rosenfelder) 69
Ронов 14—16, 21, 39, 217, 514, 516, 517
Росс (Ross) 256
Руби (Rubey) 130, 302, 421
Рудеманн (Ruedemann) 130
Руснак (Rusnak) 332, 353, 436, 453
Рухин 465
Рюль (Rühl) 475

Сабинс (Sabins) 48, 381, 437, 463
Савин 61
Сандерс (Sanders) 101
Саху (Sahu) 75, 86, 147
Свифт (Swift) 319, 323, 324, 428
Селли (Selley) 135, 431
Семин 473
Сестини (Sestini) 92, 453
Сивер (Siever) 6, 364, 390
Сигер (Sieger) 438
Силлен (Sillen) 381
Симонс (Simons) 300, 313
Симпсон (Simpson) 331
Синдовски (Sindowski) 74
Сколник (Skolnick) 199
Слосс (Sloss) 147, 154, 407, 495
Смит (Smith) 21, 174, 256, 456
Смолли (Smalley) 365
Снид (Sneed) 81
Сологуб (Solohub) 88

Сорби (Sorby) 19, 21, 130, 137, 263, 265
Спанглер (Spangler) 475
Спенсер (Spencer) 88
Спьельнес (Spjeldnaes) 431
Стерретт (Sterrett) 433
Стокс (Stokes) 70, 184, 301, 302, 420, 459, 460
Стоффер (Stauffer) 308
Страатен (van Straaten) 430, 431
Страйд (Stride) 322, 441
Страхов 171
Стрингем (Stringham) 302
Суитман (Sweatman) 30
Суонсон (Swanson) 242

Таден (Thaden) 421
Тайлер (Tyler) 271
Такахаси (Takahashi) 54
Тальяферро (Taliaferro) 195
Твенхофел (Twenhofel) 407
Тейхерт (Teichert) 494
Теодорович 147
Тернер (Turner) 55, 373
Терцаги (Terzaghi) 336
Тестерман (Testerman) 473
Тиеж (Tieje) 196
Тиль (Thiel) 208
Тиррелл (Tyrrell) 157
Тодд (Todd) 285, 286
Толлмен (Tallman) 147, 217, 378
Томас (Thomas) 438
Томита (Tomita) 45, 270
Траск (Trask) 20

Уайт (White) 165
Уивер (Weaver) 273
Уилли (Wyllie) 475
Уинкельмолен (Winkelmolen) 84
Уиткинд (Whitkind) 421
Уир (Wear) 106, 450
Уодел (Wadell) 82
Уокер (Walker) 54, 109, 365, 388, 427
Уолдрон (Waldron) 245
Уолтон (Walton) 101
Уорд (Ward) 75, 77, 81
Уотерс (Waters) 244, 245
Уэйзер (Weiser) 86
Уэйл (Weyl) 362, 382
Уэймер (Weimer) 434, 438
Уэнтуэрт (Wentworth 13, 20, 21, 72, 73
Уэтерилл (Wetherill) 152
Уэттен (Whetten) 515

Фан (Fan) 77
Фео-Кодесидо (Feo-Codecido) 278
Ферм (Ferm) 424
Ферхуген Verhoogen) 55, 232, 366
Фетке (Fettke) 437, 475
Филд (Field) 36
Филипп (Philipp) 389
Финч (Finch) 421
Фиск (Fiske) 243, 251
Фишер (Fisher) 146, 149, 186, 195, 238, 243—246, 426
Флегер (Phleger) 424, 442
Фолк (Folk) 45, 69, 71, 75, 77, 81, 82, 85, 88, 144, 146, 150, 153, 158, 175, 186, 201, 207, 208, 221, 285, 286, 434
Фондье (Fondeur) 476
Форч (Forche) 130
Фрайберг (Friberg) 49
Френд (Friend) 519
Фридман (Friedman) 71, 86, 421
Фруд (Froude) 295, 297, 314, 315, 330, 331, 337, 348
Фудзи (Fujii) 146
Фурман (Fuhrmann) 378
Фюхтбауэр (Füchtbauer) 20, 56, 141, 142, 146, 286, 287, 385, 389, 391

Хабаков 101
Хаддинг (Hadding) 20
Хайд (Hyde) 130
Халлам (Hallam) 51
Халсмен (Hulseman) 325
Ханд (Hand) 86, 327
Хансейкер (Hunsaker) 292
Хардер (Harder) 31
Харди (Hardie) 52
Харкер (Harker) 359
Хармс (Harms) 321, 327, 427
Хатчинсон (Hutchinson) 470, 473, 478
Хауболт (Haubolt) 441
Хаусон (Howson) 184
Хей (Hay) 55, 244, 386
Хейс (Hayes) 458
Хельмбольд (Helmbold) 181, 184
Хемблин (Hamblin) 106
Хенцшель (Häntzschel) 124
Хердан (Herdan) 71
Херли (Hurley) 29, 276
Хесс (Hesse) 452
Хилд (Heald) 382, 383
Хойт (Hoyt) 429, 432, 434, 436
Холл (Hall) 114, 124, 198
Холленсхед (Hollenshead) 437
Холм (Holm) 456
Холмс (Holmes) 15, 152, 155
Хопкинс (Hopkins) 419
Хорн (Horn) 14—16, 434, 446
Хорнбейкер Hornbaker) 128
Хоровиц (Horowitz) 48
Храбар (Hrabar) 477
Хуккенхольц (Huckenholtz) 183
Хьюберт (Hubert) 45, 146, 281, 421
Хьюз (Hughes) 475
Хьюитт (Hewitt) 421, 476, 477
Хьюлстром (Hjulstrom) 306

Цейто (Zeito) 472
Цзэнь Э-ань (Zen E-An) 368
Циммерле (Zimmerle) 92

Чези (Chézy) 329
Чухров 388

Шамм (Schumm) 412, 419
Шарп (Sharp) 77, 327, 460
Шейдеггер (Scheidegger) 93, 97, 243, 317
Шелтон (Shelton) 402, 403, 421, 438, 451
Шепард (Shepard) 13, 84, 323, 407, 448
Шиарелла (Shiarella) 422
Шики (Shiki) 181, 196
Шилдс (Shields) 305—307, 314

Шли (Schlee) 421
Шмид (Schmid) 475
Шминке (Schmincke) 242
Шоттен (Shotten) 460
Шоу (Shay) 461
Шрок (Shrock) 101
Штернберг (Sternberg) 79
Штилле (Stille) 491, 494
Шутов 146, 153, 389
Шухерт (Schuchert) 14

Эванс (Evans) 441
Эделман (Edelman) 278
Эйнштейн (Einstein) 307, 308, 320
Эйхер (Eicher) 416
Элмор (Elmore) 165
Эмери (Emery) 192, 440
Эмрих (Emrich) 445
Энгел (Engel) 517
Энгельхардт (Engelhardt) 87, 97, 327
Эпштейн (Epstein) 61
Эрфроимсон (Erfroymson) 89

Югстер (Eugster) 128

Ялин (Yalin) 316, 317
Янг (Young) 84, 438

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ


Агрегаты, строение 332
Агрессивные воды 368
Активность вещества 356
Акцессорные диагенетические минералы 387
Алевролит 49
Аллохемы 150
Аллювиальные формы дна 311
Ангидрит 51, 199
Анкерит 50
Антидюны 313
Аргиллиты 145
Аренитты 144, 145, 149
— аркозовые 145, 148, 165, 166, 185
— витритовые 150
— вулканокластические 168
— вулканомиктовые 148
— кварцевые 30, 60—63, 87, 145, 175, 196, 218
— — распространенность 217
— кремневые 175, 180
— лититовые 36, 62—63, 145, 162, 171, 177—179
— — полевошпатовые 148
— оливиновые 150
— сланцевые 175
— сублитоидные 47, 63
Аренология 22
Аркозы 62—63, 148, 161—162
— минеральный состав 164
Аркозы молассовые 162
— остаточные 166
— распространенность 217
— химические анализы 165
Аутигенные минералы 350, 363, 386

Багнолда теория 307
— эффект 308
Базальтическая роговая обманка 235
Барит 51—52, 199
Барьерные острова 431
Бассейн Витватерсранд 506—509
— Иллинойс 509—513
Бентонит 244
Бимодальная структура 201, 207
Бимодальность 76
Биогенное перемешивание 85
Биотурбаты 126, 182

Вакки 144, 145, 148, 149
— аркозовые 148, 165, 185
— кварцевые 148
— туфогенные 252
Влекущая сила 305, 335
Внутреннее скручивание 122
Возраст диагенетических минералов 376
Вращаемость 84
Вулканокласты 232
Выветривание механическое 39
— химическое 39

Вязкость 295
— абсолютная 295
— динамическая 295, 296
— кажущаяся 296
— кинематическая 295
— турбулентная 296, 297

Гематит 54
Геометрия гидравлики потока 412
Геосинклинали 490—491
Геосинклиналь Аппалачей 499
— Калифорнии 504—506
— Коронейшен 496—499
Геосинклинальная последовательность Крынина 222
Гётит 54
Гиббса свободная энергия 355, 365
— функция 355
Гибридные типы песчаников 161
Гидравлическая проводимость 94
— эквивалентность 304
— — зерен 303
Гидравлический радиус 297, 305
Гидравлическое отношение 45
Гидротроилит 53
Гипс 51
Глауконит 53, 54
Глиняные дюны 261
Глубоководный трог (Фоса-Магна) 253
Годовой прирост кварцевых песков 17
Гомоосевые новообразования 358
Гравитационное скольжение 300
Градационная шкала 71
Градационное несогласие 166
Градационный контакт 404
Гранитный щебень 166
Гранулометрический анализ 20, 86
Гранулометрия песков и песчаников 69
Граувакки 30, 62, 63, 148, 162, 181, 491
— высокого ранга 144, 217
— известковые 173
— «классические» 187
— лититовые 148, 186
— минеральный состав 183
— низкого ранга 144, 179
— определение 181
— полевошпатовые 148, 186
— смешанные 217
— химические анализы 184
Грауваккизация 193
Граувакковые гриты 186
Гриналит 53, 54
Грязевые потоки 296

Давление породовых вод 300
Датирование железистых минералов 377
Дельта, катскильский тип 426
— приливная 428
— скорость роста 424
— строение 421

Дендроидные залежи 399
Децементация 364
Диагенез, определения 344
Диагональное напластование 106
Диаграмма Eh—pH 50
Диаметр зерен 11
— поверхностный 70
— свободного падения 70
— сопротивления 70
— частиц 70
Дискриминантный индекс 87
Дисперсионное давление 307
Драг-диаметр 70
Дрейф ряби 316
Дресва 165, 261
Дюны 14, 309

Железняк 211
Железо в песчаниках 60

Захоронение 77
Зеленокаменные породы 186
Знаки внедрения 105
— волочения 114
— перекатывания 116
— подошвенные 111
— ряби 102, 105, 116
— — волнистые 117
— — прямолинейные 117
Зона тени 299
Зрелость выветривания 63
Зрелость зерен 48
— песчаников 21
— пород 63
Зрелые песчаники 144, 161

Игнимбрит 240
Изверженный кварц 265
Изотопный состав 61
Индекс ряби 327
— стратификации 104
— уничтожения 46
Индикаторы рассеяния осадочного материала 44
Инконгруэнтное растворение 360, 367
Интракласты 175
Ионный обмен, теория 41
Ископаемые знаки ряби 118
Истирание избирательное 221
Ихнология 124
Ихнофоссилии 105, 125
— классификация 126

Каличе 234
Калькаренит оолитовый 214
Калькарениты 148, 175, 261
Кальклиниты 148, 175, 180
Кальцит 199
Каменный уголь 171
«Каннибализм» 46
Карбонатапатит 53
Карбонаты 48, 49
— железа и марганца 50
Карбонаты магния 51
— обломочные 48, 49
Каркасное строение 11
фон Кармана уравнение 299
Квартили ф-единиц 73
Квартиль 86
Кварц осадочный 265
Кварц-полевошпатовое отношение 39
Кварцаренит 196
Кварцвакки 186
Кварцит 196
Кинетическая энергия зерна 326
Кисеты внедрения 120
Классификация песчаников, рациональная 150
— терригенных песчаников 145, 146
Классы граувакк 186
Кластические дайки 332
Клин соленой воды 427, 428
Ковер волочения 308
Коллофан 53
Конгруэнтное растворение 360
Конкреции 127, 350
Константа растворения 355
Косая слоистость 91, 102, 106, 131
— — бимодальная 428
— — главные типы 108
— — дрейфующей ряби 117
— — классификация 107
— — обратная 335
— — угол наклона 107
Коэффициент сортировки 76, 77, 86—88
Кратон 489, 491—494
Кремнезем 60
— аморфный 31, 366
Кристобалит 31
Кумулятивные кривые 73, 88

Ламинарный подслой 298
— поток 294
— слой 298
Латеральная миграция 18
Лентовидные залежи 399
Лепидокрокит 54
Линейная комбинация процентных долей 74
Линейность на плоскостях напластования 413
— русловая 313
— течения, первичная 119, 311
Линзовидные тела 399
Литарениты 148, 171
Литификация 345
Литологические переходы 404

Маккиновит 53
Макротурбулентность 295
Марказит 52
Матрикс 44, 46, 59, 60, 64, 88, 141—144, 147—150, 164, 165, 171, 173, 182, 183, 191, 352
— происхождение 193
Матрицы переходов 405
Меандрирования пояс 309
Меандры 411
Медиана сортировки 86
Метакварцит 196
Метаморфизический кварц 265
Механическая деградация 57
Мигматитовая смесь 122
Мидлтона уравнение 329
Микрит 141, 149
Микритовый известняк 49
Микростилолиты 199
Минеральный состав аллювиальных песчаников 418
— — граувакк 183
— — среднего песчаника 217
Мобильный пояс 486

Модальный состав вулканогенных пород 249
— — лититовых песчаников 173
— — протокварцитов 173
Модели контактов, геофизические 406
Модель аллювиальных песчаных тел 412
— Маркова 406
— стратиграфическая 402
Моласса 222, 286, 495
Молассовый прогиб 490
Монокристаллический кварц 31, 32, 33, 265 266, 288
Мультилатеральные песчаные тела 400
Мутьевые потоки 328

Напластование конволютное 122
— наклонное 106
Напряжение касательное 305, 329
— сдвига 295, 300, 305, 332
— — между слоями 333
Напряженное состояние кристаллов 32
Насыпной тип осадков 195
Незрелые аркозы 222
— граувакки 222
—песчаники 144, 161
Ненапряженный кварц 32
Нептунические дайки 103
Нодули 350
Нормальные осадки 47

Обломочные минералы 28
Обратный осмос 372
Обстановка осадконакопления 86, 407
— — аллювиальная 410
— — дельтовая 422
— — определения 407
Общая масса осадков 16
Общее количество песчинок 16
Объем континентальных осадков 16
— осадков на платформах 14
Объемный диаметр 70
Одиночные зерна 31
Окатанность 82, 83, 85
Окислительно-восстановительный потенциал среды 50
Окрашивания методика 35
Опал 31, 199
Оползни 332
Оползни подводные 335
— регрессивные 335
— — гидродинамические 336
— спонтанного разжижения 335
Органическое вещество 55, 352
Орогенные осадки 170
Ортокварциты 145, 196
Ортоматрикс 193
Осадочная дифференциация 27
— петрологическая провинция 278
Основной волны отложения 244
— поток 298
Отпечатки на плоскостях напластования 105

Палеотечения 21, 130
«Память» 405
Пачка 104
Пеллетизация 261
Пемза 237
Пепел 239
Пепловые потоки 240, 244, 247, 250, 254
Пеплопады 240, 243, 244, 247, 250
Перезрелые песчаники 144
Перекатывание 76
Перекрывание 13
Пременная зональность 268
Персентиль 73, 77
Пески аллювиально-дельтовые 409
— аллювиальные 18
Пески аркозовые 36
— базальтовые дюнные 261
— вулканокластические 17
— гибридные 209
— гипсовые дюнные 261
— глауконитовые пески 209, 211
— дельтовые 17
— дюнные 38, 47, 220
— зеленые 261
— карбонатные 139, 141
— кварцевые 12
— континентального шельфа 36
— литоральные морские 18
— многоцикловые 200
— оолитовые 12, 261
— падения 399
— пирокластические 139, 141, 142
— пляжевые 19, 38, 47, 57, 87, 220
— — карбонатные 50
— пойменные 17
— прибрежно-морские 57
— прибрежные 17
— приливные 431
— простирания 399
— речные 19, 38, 47
— русловые 17, 87
— субаркозовые 36
— терригенные 139, 141, 142
— турбидитные 17, 409
— фосфатные 209
— эпикластические 209
Песок, определение 11, 260
Песчаник 12
— жерновой 19
— красный 204
— пестрый 19
— средний 216
Песчаники, агрегатное сочленение зерен 90
— глянцево-крапчатые 199
— искристые 30
— кальваренитовые 213
— лититовые 171, 182, 491
— молассовые 22, 48, 173
— платформенные 22
— полевошпатовые 163
— пространственное соотношение зерен 91
— с кремнистым цементом 49
— строение каркаса 69
— туфовые 215
— флишевые 21
— фосфатные 212, 213
— химическая классификация 63
— химический состав 62, 210
Песчанистая карбонатная порода 49
Песчаные вулканы 103
— дайки 105, 124
— кристаллы 378
— отложения долин 399
— силлы 124
— тела 397, 400
— — полициклические 428
Песчаный пепел 239
— поток 240
— разрез 400

Петрогенез песчаников 218
Пирит 52, 53
Пирокластика 240
Пирокластические обломки, классификация 239
Пирокластичесий поток 240
Пласты 398
Платобазальты 232
Плотность эффективная 329
Плывуны 120, 124, 333
Пляжевые гребни 432
Пляжи 318, 431
Повторяющий разрез 405
Пограничный слой 298
Подушечные лавы 186
Покровы 398
Ползучесть песка 327
Полигональный кварц 267
Поликристаллический кварц 31, 33, 34, 265—267, 288
Полилитарениты 175
Полицикличные зерна 34
Полосчатая окраска 129
Пористость 93
— абсолютная 93
— межзерновая 94
— общая 93
— трещинная 94
— эффективная 93
Поровые воды 370, 385
Поровый раствор 348
Последовательность замещения 375
Потоковые окатыши 121
Пояса 399
Прогрессивная зональность 268
Проницаемость 93
Прослой 104
Протокварциты 148, 171
Протоматрикс 193
Профиль шельфа 324
— — равновесный 323
Псевдокристаллы песка 127
Псевдоматрикс 173, 177, 191, 193

Разветвленные реки 416
Размерность компонентов песка 11
Размерные градиенты 78
Раскаленное облако 240
Распределение зерен по размеру 74
Распространенность классов песчаников 217
— песчаников 15
Рассеивающее давление 332
Растворение внутрислоевое 363
— под давлением 383, 384
Растворимость глинозема 370
Регрессия 400
Режим течения рек 310
Рейнольдса число 297, 305
— — модифицированное 314
Ритмограммы 105
Рогульки 233, 235, 351
Родохрозит 50
Руби формула 302
Русло 309
Рябь 116, 309, 327
— ветровая 327
— восходящия 316
— подскакивающая 110

Сальтация 13, 76, 304, 325, 327
Самонакопление 14
Санидин 235
Сваренный туф 242
Свободная энергия 355
Седиментационная единица 104
— трубка 71
Седиментационное простирание 398
Сера 61
Сидерит 50
— поле устойчивости 51
Сидеритовые конкреции 51
Сила волочения 305
Силикатное буферирование поровых вод 381
Силт 263
Синтаксиальные новообразования 358
Ситовый анализ 71
Скольжение 13, 76
Скорость диффузии 362
Скорость оседания 300
— переноса 307
— скольжения 299
— течений 320
Сланцевые арениты 269
Следы ударов 116
Слепки 111
— борозд 114
— волочения 114
— знаков внедрения 120
Слой 104
Слоистость волнистая 104
— градационная 109, 111, 250
— конволютная 105, 112, 122, 123
— массивная 106
— мульдово-фестончатая 108
— перекрестная 106
— плитчатая 106
— плойчатая 123
— плоскопараллельная 108
— пляжевого накопления 432
— скользящая 122
— течений 106
— флазерная 104
Смектит 388
Смешанные кластические осадки 13
Современная аккумуляция песков 18
Современные аллювиальные пески 413
— мелководные пески 208
— пески 352
— пляжи 432
Сопротивление профильное 300
— формы 299
Сорби принцип 263
Сортировка 71, 74, 76
— тяжелых минералов 82
Составные зерна 31
Состояние потока 300
Спарагмит 164, 165
Спонтанное разжижение 336
Способность к перекатыванию 84
Средний песчаник 62, 216
Срыв потока 299, 315
Статистические методы картирования 282
— параметры 76
Стилолитовые швы 198, 199
Стилолиты 127, 128, 129, 362
Стильпномелан 54
Стокса закон 301, 302
Стоячие волны 313
Строматолиты 106

Структура песочных часов 359
— поверхности 84
— пузырчатая 235
— реликтовая 365
Структурная зрелость 85
— инверсия 86
Структурообразующие зерна 91, 141, 167
Структуры биогенные 124
— хемогенные 102, 127
Субаркозы 47, 63, 148, 163
— химические анализы 165
Субграувакки 47, 144, 171, 182
Сублитарениты 148, 171
Сублитвакки 148
Субфилларениты 175
Сутурный кварц 267
Сферичность 81
— максимальная проекционная 81, 82
— осаждения, эффективная 82

Текстура подушечная 121, 333, 334
— ребристо-бороздковая 119
— струй течения 113
— шаровая 121, 334
— шаровидная 333
Текстуры биогенные 102
— внедрения 105
— гибридные 113
— деформационные 102
— оползания 105
— ориентированные 130, 131
— первичные осадочные 105
— проникновения 105
— течения 102, 105
Тектоническая суша 490
Тектонический дельтовый комплекс 426
Тектонический контроль 222
Термодинамическая концентрация 356
Теневые структуры 349
Течение сверхкритическое 297
— субкритическое 297
Титан 53, 61
Толщи остывания 241, 243
Трансгрессия 400
Трение покоя 308
— статическое 308
Трещины усыхания 116
Турбидиты 328, 491
— глубоководные 249
— морские 18
— пепловые 247
Турбулентность в реках 294
Турбулентный поток 294
— слой 298
Туф 239
— песчаный кристаллокластический 239
— скелетный кристаллокластический 239
Туфы, диаграмма состава 239
Тяжелые минералы 44
— — ассоциации 270
— — устойчивость 271

Угол естественного откоса 107
— наклона дна 319
Удельный вес 295
— поверхностный диаметр 70
Уплотнение дифференциальное 400
Уравнение регрессии 89
Устойчивость к истиранию 57

Фации аллювиальных отложений 413
— диагенетические 369
— метаморфические 369
Филлариениты 148, 175
Флиш 491, 495, 222
Форма зерен 81
Фосфаты 53
Фосфор 61
Фруда число 297, 311, 314
— — модифицированное 315
— — плотностное 330
φ-единица 73
φ-шкала 73

Халцедон 199
Хемогенные минералы 28
Химические анализы аркозов 165
Химический состав вулканогенно-обломочных пород 244
— — лититовых песчаников 174
— — песчаников 62, 210
— — протокварцитов 174
Хьюлстрома кривая 306

Целестин 199
Цемент кальцитовый 61
— опаловый 46
Цементация карбонатная 378
— кремнеземом 382
Цеолиты 53, 55, 237
— в диагенезе 386
Цикл осадочный 404
Цикличное распределение тяжелых минералов 363
Цикличность 405
Циклотема 419, 493
Циркон-турмалиновый индекс зрелости 45, 282, 364
— показатель Хьюберта 281

Чези коэффициент 329
— уравнение 329
Черт 31, 386
Черт-аренит 148

Шамозит 53, 54
Шары внедрения 120
Шельф 318
Шилдса параметр 305
Шнуровидные залежи 399
Штернберга закон 79

Щелочноземельные элементы 59
Щелочные элементы 59

Экстракласт 175
Эндогенетические пески 261
Энергия потока 305
— течение 305
Энтропия сортировки 77
Эпикластические пески 261
— процессы 261
Эпиматрикс 193
Эпитаксиальные обрастания 358
Эрозионные контакты 404
Эстуарии 427

Ядра вдавливания 335

Айронтон, песчаники 445, 446
Акайтчо-Ривер, формация 497
Аквиа, формация 212
Аллегани, формация 128
Ампкуа, формация 249
Анвил-Рок, песчаники 178, 401
Анно, песчаники 119, 121
Антайтам, формация 203, 501, 503
Арбакл, фация 494
Атабаска, кварциты 517
— формация 202
Ауре, граувакки 183
Ашдаун, песчаники 204

Бандельер, туф 241
Бантер, песчаники 219
Барабу, кварциты 201, 517
Бедфорд, известняки 213
Белли-Ривер, песчаники 177
Бентгейм, песчаники 97
Бериа, песчаники 94, 174, 198
Берлингтон — Киокак, известняки 453
Бетел, песчаники 447, 478
Блайнд-Ривер, песчаники 509
Бланчет, формация 497, 499
Блафф, песчаники 459
Блейкли, песчаники 202
Блэклиф, формация 446
Блэрмор, группа 238
Бове, песчаники 446
Болд-Игл, формация 501
Борден, группа 511
— формация 128, 452, 453
Брадфорд, пески 20, 173, 177, 276, 473
Брайт-Анджел, сланцы 211

Вальми, формация 206
Ватерлоо, кварциты 201
Венадо, формация 506
Вентерсдорп, группа 507
Викинг, песчаники 179, 441
Виндхья, система 204, 212
Витватерсранд, система 466, 507—509
Вудбайн, пески 205
Вуд-Бей, серия 314

Галлеп, песчаники 437
Гейдан, формация 249
Гейлсвилл, песчаники 445, 446
Гейтсберг, формация 203, 501, 503
Глен-Дин, известняки 425
Голборн, группа 496
Грей-Бедс, пески 80
Грейт-Слейв, группа 496
Гримсби, песчаники 501
Гров, известняки 215
Гуинда, формация 506

Дакота, песчаники 205, 206, 421
Денби-Гритс, формация 113, 114
Джекпайл, песчаники 421
Джордан, песчаники 202
Джудит-Фанси, формация 234, 252, 253
Джуниата, формация 177, 221, 276, 501, 502, 503
Джекфорк, песчаники 188
Диз, формация 173
Димпл, известняки 491
Дресбах, песчаники 202

Жакобина, песчаники 509

Игл, песчаники 438

Йоло, формация 506

Кардиум, пески 446
Каррабубула, формация 234, 235, 249
Каррисо, формация 285
Карпер-В, горизонт 452, 453
Каспер, формация 203
Катахула, песчаники 20, 170
— формация 418
Кат-Банк, песчаники 175, 177, 421
Катлер, формация 438
Катскилл, песчаники 519
— формация 426, 427, 501, 503
Каттанг, слои 369
Кау-Крик, формация 215
Квадер, песчаники 204, 205
Кембридж, пески 212
Керквуд, формация 207
Кивино, группа 202
— серия 202
Кифер, формация 502, 503
Кли, песчаники 141
Клу, кварциты 206
Клюзиай, формация 497
Конокочиг, известняки 215
Кристал-Маунтин, песчаники 202
Кристи-Бей, группа 497
Кускоквим, граувакки 189

Лайонс, формация 167
Ламотт, песчаники 164, 202, 220
— формация 168
Лаухавури, песчаники 198
Лафейетт, пески 279
Лойалханна, формация 210, 215
Локатонг, формация 55
Лоррен, кварциты 198, 201, 517
— формация 167, 201, 208
Льюелин, формация 501

Мак-Нэри, пески 274
Малверх, кварциты 204
Мансфилд, формация 198
Марнозо, толщи 113, 448
Мартинсберг, граувакки 190
— сланцы 183, 188, 190, 502
— формация 220, 503
Мерки, формация 497
Меса-Верде, группа 437
Меснард, кварциты 198, 201
Милстон-Грит, песчаники 20
Миссиссаги, кварциты 53
Мичигамм, сланцы 186
— система 452
Мозес-Лейк, пески 261
Мок-Чанк, формация 177, 501, 503
Моррисон, формация 173—175, 420

Навахо, песчаники 459
Найф-Лейк, серия 166
— формация 515
Напере, песчаники 249
Неранлей, группа 189
Норманскилл, сланцы 188
Нортгемптон, формация 54
Норт-Хиндер, группа 284, 285

Ньюарк, группа 165, 166
— серия 55, 168, 169
Ньюби, формация 285
Нью-Джерси, пески 86, 211
Нью-Олбани, сланцы 447
Нью-Ричмонд, песчаники 202

Оджик, формация 201, 202, 499
Оквилл, песчаники 176, 178, 269
Орискани, песчаники 198, 203, 205, 220, 276
— формация 502, 503
Осейдж, группа 511
Осуиго, граувакки 276
— песчаники 173, 176, 177, 503
Оука, песчаники 249

Палестайн, горизонт 424
Палмс, кварциты 201
Парри, группа 249
Перальта, туфы 241
Пете, группа 497
Поконо, формация 177, 469, 501, 503
Портедж, фация 427
— формация 503
Портленд, песчаники 165
Потсвилл, формация 177, 287, 420, 501, 503
Потсдам, песчаники 164, 165, 168, 202
Пребл, формация 497, 498
Пурари, граувакки 183
Пьетрафорте, песчаники 191
— формация 126

Реклуз, формация 185, 499
Ренселер, граувакки 184, 188
Репетто, формация 451, 452
Риган, песчаники 211
Рингерик, формация 431, 432
Робинсон, пески 476
— песчаники 421
Роккасл-Фристон, песчаники 450
Рубиду, формация 202

Сайтс, формация 506
Саппингтон, формация 107
Седар-Меса, песчаники 459
Сейлем, известняки 213, 443, 444
Семри, серия 212
Сент-Питер, песчаники 20, 157, 198, 202, 203, 208, 446
Сибли, песчаники 202
Сивалик, серия 195
Силвервилл, песчаники 437
Симпсон, группа 202
— пески 198
Сиу, кварциты 198, 200, 201
Скарп, песчаники 204
Снейр, группа 496
Солт-Уош, горизонт 420
— пачка 173, 174
Спрингер, слои 273
Стампьен, кварциты 437
Старк, формация 497
Стерджон, кварциты 201
Стэнли, сланцы 184, 188
Суок, формация 167
Суон-Пик, кварциты 203

Тайи, песчаники 40
— формация 354, 427
Тайлер, сланцы 184, 186
Таннер, граувакки 184, 194
— формация 183
Телон, формация 202
Тен-Слип, песчаники 203
Терривилл, песчаники 438
Токива, формация 253, 254
Томсон, сланцы 186
Торо, формация 133
Точатви, формация 497, 499
Трансвааль, группа 507
Трейдуотер, формация 124
Трес-Пасас, формация 133
Тулип-Крик, формация 202
Тускарора, арениты 221
— кварциты 79, 178, 203, 208, 221, 276
— формация 221, 501—503

Уайт-Рим, пачка 438
Уайт-Сандс, пески 456
Уайтхорс, группа 165
Уибер, кварциты 203
Уилкокс, формация 178, 286, 426, 447
Уингейт, песчаники 459
Уишарт, формация 201
Уолкотт, туфы 242
Уорриор, формация 214
Уошито, фация 494
Уэвертон, формация 501

Фаунтин, песчаники 170
—формация 133, 166, 167, 176, 221
Флатхед, кварциты 203
Фолл-Ривер, формация 425
Фонтенбло, песчаники 204, 359
Форбс, формация 506
Форт-Огастес, формация 211
Фосфория, формация 212
Франкония, песчаники 202, 211
Францисканская формация 183
Фрио, песчаники 173
— формация 174, 178
Фронтир, формация 178
Функс, формация 506

Хардеберг, песчаники 203
Хардинсберг, горизонт 424
— песчаники 425
Хасси-Месауд, песчаники 95, 476
Хинкли, песчаники 201
Хоинг, песчаники 358, 446
Хорнби-Чаннел, пески 498
Хортон, свита 118
Хеймонд, формация 188

Челмсфорд, песчаники 188, 190
Честер, песчаники 510, 511
— слои 273, 510
— формация 424
Чиккиз, кварциты 203
Чико, формация 178

Шавангунк, конгломераты 203
Шугарлоф, аркоз 168

Экка, ярус 437
Элленсберг, формация 233
Энтрада, песчаники 459
Эпуэрт, группа 185, 202, 496

Юинта, кварциты 517
Юинта-Маунтин, группа 202
Юрика, кварциты 203
Ютика, сланцы 130

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . . 5
Предисловие к английскому изданию . . . . . 8
Глава 1. Введение и исходные материалы. *Перевод Н. А. Лисицыной* . . . . 11

**Часть I. Важнейшие свойства песчаников**

Глава 2. Минеральный и химический состав. *Перевод Н. А. Лисицыной* . . . 26
Глава 3. Структура. *Перевод Н. А. Лисицыной* . . . . . 69
Глава 4. Осадочные текстуры и слоистость. *Перевод Н. А. Лисицыной* . . . 101

**Часть II. Петрография песчаников**

Глава 5. Петрографическая классификация и номенклатура. *Перевод А. Л. Книппера* . . . . . 139
Глава 6. Петрография обыкновенных песков и песчаников. *Перевод А. Л. Книппера* . . . . . 161
Глава 7. Вулканогенно-обломочные породы. *Перевод А. Л. Книппера* . . . . 232

**Часть III. Процессы формирования песков и песчаников**

Глава 8. Образование и происхождение песка. *Перевод О. М. Розена* . . . 260
Глава 9. Процессы переноса, отложения и деформации при формировании песков. *Перевод О. М. Розена* . . . . . 292
Глава 10. Диагенез. *Перевод О. М. Розена* . . . . . 343

**Часть IV. Общие вопросы формирования песчаных отложений**

Глава 11. Песчаные отложения и обстановка осадконакопления. *Перевод О. М. Розена* . . . . . 397
Глава 12. Песчаники, осадочные бассейны и эволюция континентов. *Перевод О. М. Розена* . . . . . 488
Именной указатель . . . . . 523
Предметный указатель . . . . . 528
Указатель стратиграфических подразделений . . . . . 533

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Ф. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер

ПЕСКИ И ПЕСЧАНИКИ

Редактор В. Краснова

Художественный редактор В. Бисенгалиев Технический редактор Н. Иовлева

Сдано в набор 16/VI-1976 г. Подписано к печати 25/X-1976 г.
Бумага тип. № 1. 70×108 1/16. 16,75 бум. л. 46,90 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 49,88.
Изд. № 5/8421 Цена 5 р. 31 к. Зак. 772

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

1878