

Б. К. ПРОШЛЯКОВ, В. Г. КУЗНЕЦОВ

# ЛИТОЛОГИЯ

И ЛИТОЛОГО-  
ФАЦИАЛЬНЫЙ  
АНАЛИЗ

Б. К. ПРОШЛЯКОВ, В. Г. КУЗНЕЦОВ

# ЛИТОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГО- ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

*«Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений».*



МОСКВА НЕДРА 1981

УДК 552.143(075.8)

Прошляков Б. К., Кузнецов В. Г. Литология и литолого-фа-  
циальный анализ. — М.: Недра, 1981.—284 с.

Книга состоит из двух разделов. В первом рассмотрены со-  
ставные части осадочных образований, стадии формирования и  
преобразования осадочных горных пород, раскрыты основные  
закономерности их формирования, в том числе периодичность и  
эволюция осадкообразования, влияние климата и тектоники на  
литогенез. Дано краткое описание методов полевых и лаборатор-  
ных исследований. Во втором разделе рассмотрена классификация  
фаций и дана характеристика их основных типов, показана связь  
фаций с тектоникой. Приведено описание основных методов фа-  
циального анализа и приемов, их практического использования  
для целей фациально-палеогеографического картирования.

Книга является учебником для студентов геологоразведочных  
вузов и факультетов, специализирующихся в области поисков и  
разведки нефтяных и газовых месторождений по новому курсу  
«Литология и литолого-фациальный анализ».

Табл. 15, ил. 83, список лит. — 33 назв.

#### Рецензенты:

Кафедра петрографии, минералогии и кристаллографии УДН;  
д-р геол.-минер. наук, проф. В. И. Данчев (ИГЕН АН СССР)

П 20804—020  
043(01)—81 130—80. 1904050000

© Издательство «Недра», 1981

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
Введение . . . . .	7

## ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

### ЛИТОЛОГИЯ

Глава I. Литогенез . . . . .	13
§ 1. Образование осадочного материала . . . . .	14
§ 2. Перенос осадочного материала . . . . .	24
§ 3. Накопление осадка . . . . .	33
§ 4. Диагенез . . . . .	42
Глава II. Вторичные изменения осадочных пород . . . . .	55
§ 1. Катагенез . . . . .	55
§ 2. Метагенез . . . . .	70
§ 3. Гипергенез . . . . .	71
Глава III. Основные условия и закономерности образования осадочных пород . . . . .	77
§ 1. Влияние тектоники и климата на литогенез . . . . .	77
§ 2. Периодичность осадконакопления . . . . .	90
§ 3. Эволюция осадконакопления . . . . .	98
Глава IV. Методы исследований горных пород . . . . .	111
§ 1. Лабораторные методы исследования осадочных горных пород . . . . .	111
§ 2. Графические методы обработки аналитических данных . . . . .	126

## ЧАСТЬ ВТОРАЯ

### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Глава V. Континентальные фации . . . . .	140
§ 1. Элювиальные фации . . . . .	142
§ 2. Коллювиально-делювиальные и пролювиальные фации . . . . .	144
§ 3. Аллювиальные фации . . . . .	146
§ 4. Лимнические фации . . . . .	150
§ 5. Ледниковые фации . . . . .	153
§ 6. Эоловые пустынные фации . . . . .	155

Глава VI. Морские фации . . . . .	159
§ 1. Шельфовые фации . . . . .	163
§ 2. Батимальные и абиссальные фации . . . . .	172
§ 3. Фации морских водоемов аномальной солености . . . . .	179
Глава VII. Фации, переходные от континентальных к морским . . . . .	184
§ 1. Прибрежно-морские фации . . . . .	185
§ 2. Лагунные и лиманные фации . . . . .	190
§ 3. Дельтовые фации . . . . .	197
Глава VIII. Фации и тектоника . . . . .	206
Глава IX. Основные методы фациального анализа . . . . .	217
§ 1. Общие принципы фациального анализа . . . . .	217
§ 2. Литологическое изучение осадочных пород для фациального анализа . . . . .	219
§ 3. Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности для целей фациального анализа . . . . .	239
§ 4. Изучение формы и строения осадочных тел и их взаимоотношения с окружающими образованиями . . . . .	251
§ 5. Основные приемы фациального картирования . . . . .	264
Глава X. Фации, благоприятные для накопления органического вещества. Геохимические фации . . . . .	274
Список литературы . . . . .	283

Учебник «Литология и литолого-фациальный анализ» составлен в соответствии с программой одноименного курса, введенного в вузах в 1977 г. для специальности «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений». Создание этого курса обусловлено необходимостью более глубокой теоретической подготовки специалистов и большим прикладным значением литологии и литолого-фациального анализа в области геологии нефти и газа.

Нефть и газ в нашей стране являются народным богатством. Для удовлетворения все возрастающих потребностей народного хозяйства в высококалорийном топливе, в сырье для получения различных синтетических материалов и т. д. необходимо значительно увеличить добычу углеводородов. В связи с этим одним из важнейших направлений развития народного хозяйства СССР следует считать ускорение выявления и разведки новых месторождений нефти, газа и газоконденсата, увеличения добычи этих полезных ископаемых. Открытие новых месторождений с каждым годом становится делом все более трудоемким, поскольку на небольших и умеренных глубинах, в благоприятных географических условиях скопления нефти и газа в значительной мере уже разведаны. Для успешного решения задачи необходимо использовать широкий комплекс знаний, в том числе литологию и методы литолого-фациального анализа.

Накопление осадка, в котором возможно возникновение углеводородов, происходит в определенных литолого-фациальных условиях, а образование нефти и газа, согласно современным представлениям, осуществляется в ограниченном диапазоне температур и давлений. Особенности распространения осадочных пород во времени и пространстве в значительной мере определяют размер и форму природных резервуаров нефти и газа, а следовательно, и запасы этих полезных ископаемых. Таким образом, накопление исходного материала и преобразование его в углеводороды, образование промышленных скоплений нефти и газа теснейшим образом связаны со всей геологической историей осадочных пород.

Знание литологии, умелое использование литолого-фациального анализа помогают обеспечить наиболее эффективное решение задачи поисков скоплений нефти и газа, выбрать рациональную систему разработки месторождений углеводородов, правильно определить исходные данные для подсчета запасов нефти и газа. Тесная связь нефти и газа с осадочными породами отразилась на развитии литологии и становлении литолого-фациального анализа. Бурение скважин и извлечение из них образцов пород открыли широкие возможности для познания осадочных пород, находящихся в различных термобарических и геохимических условиях, позволили установить ряд закономерностей формирования и изменения осадочных образований. Все это определило то обстоятельство, что нефтяники и газовики вносят значительный вклад в развитие литологии как науки. Таким образом, знание литологии и литолого-фациального анализа имеет не только научное, но и важное практическое значение.

Книга составлена с учетом литературных данных последних лет и в соответствии со знаниями, полученными студентами ранее из курсов «Кристаллография и минералогия», «Общая геология», «Петрография общая и осадочных пород». В учебнике широко использовались материалы личных исследований авторов.

Литология — это наука об осадочных горных породах. Название ее происходит от греческих слов «литос» — камень и «логос» — учение. Литология обособилась от общей петрографии в начале XX в. и является одной из наиболее молодых наук геологического цикла. В ней выделяют три раздела: 1) петрографию осадочных пород, 2) методы исследования осадочных пород, 3) общую литологию. В первом разделе рассматриваются вопросы классификации, состава, строения и генезиса конкретных пород. Второй раздел охватывает методы полевых и лабораторных исследований горных пород. Третий раздел — общая литология, посвящается вопросам теории пороодообразования, выявлению общих закономерностей осадочного процесса.

Литолого-фациальный анализ — средство для познания физико-географических обстановок геологического прошлого. Он складывается из комплекса методик и приемов, позволяющих на основании литологических признаков и свойств осадочных пород, комплекса органических остатков, особенностей их распространения и расположения с учетом палеотектонических и палеоклиматических обстановок установить условия осадконакопления при формировании конкретных осадочных образований.

Осадочные породы составляют лишь незначительную часть не только всей массы горных пород, но даже самой верхней части литосферы, до глубины 16 км (по данным Кларка — всего около 5%). На поверхности же они очень широко распространены, покрывая около 75% суши, а в нашей стране — до 80%. Мощность осадочной оболочки колеблется от долей метра до 15—20 км, однако по сравнению с размерами Земли она ничтожно мала.

Осадочные породы представляют собой кладовую полезных ископаемых, и литология является одной из наук, помогающих рационально проводить поиски, разведку и разработку их. Стоимость сырья, добываемого из осадочных образований, в настоящее время составляет примерно 75—80% от общей стоимости полезных ис-

копаемых, извлекаемых из недр. Из осадочных пород получают практически все топливо (нефть, газ, уголь, горючие сланцы), значительную часть руд черных металлов (железо, марганец) и алюминия, радиоактивное сырье, весь объем солей (каменной, калийной, сульфатов) и т. д. Осадочные породы — незаменимый строительный материал (гравий, песок, глина, известняк, мергель и др.) при постройке зданий, транспортных артерий, гидросооружений и т. д. Все это вызывает рост геологоразведочных работ, увеличение добычи полезных ископаемых и одновременно стимулирует развитие науки об осадочных породах.

Изучение осадочных пород с научными целями началось в XVIII в. В числе первых исследователей этих пород был великий русский ученый М. В. Ломоносов. Он одним из первых объяснил происхождение ряда осадочных пород, а также нефти, каменного угля и изложил все это в известной работе «О слоях земных» (1763 г.). Позже Д. Геттон (1795 г.) опубликовал книгу об условиях образования некоторых осадочных пород Англии. Ряд исследований литологического характера был выполнен в XIX в. Среди них работы в области фациального анализа, выяснения происхождения слоев осадочных пород [Головкинский Н. А., 1867; Вальтер И., 1894 г.], изучения цикличности осадкообразования [Ньюберри Д. С., 1872 г.].

В конце XIX в. началось плодотворное изучение отдельных проблем литологии А. Д. Архангельским, А. П. Карпинским, Н. А. Андрусовым и др.

В эти же годы и позднее детальные исследования осадочных пород (мела, песчаников, кремнистых пород и др.) выполнил французский ученый Л. Кайе.

Важную роль в формировании науки об осадочных породах сыграли работы В. И. Вернадского (1863—1945 гг.) — основоположника геохимии. Им было обращено внимание на исключительно большое влияние органической жизни на формирование многих осадочных пород.

Большое значение придавал познанию осадочных пород И. М. Губкин (1871—1939 гг.). Он разработал органической жизни на формирование многих осадочных пород как резервуаров нефти и газа, а также установил возможность применения фациального анализа

для успешного прогнозирования нефтегазоносности недр. По инициативе и при деятельном участии И. М. Губкина в 1930 г. был создан Московский нефтяной институт.

После Великой Октябрьской революции литология как наука стала развиваться в СССР особенно интенсивно. В 1922 г. курс петрографии осадочных пород был введен в ряде вузов страны (Московский, Казанский университеты). В это же время Д. В. Наливкин проводил большие исследования в области фациального анализа. Он создал курс «Учение о фациях» и в 1922 г. начал его читать в Ленинградском горном институте.

В 1923 г. Я. В. Самойловым были сформулированы основные задачи литологии, намечены программа и методология исследований осадочных пород. Примерно в это же время А. Д. Архангельский, развивая основы фациального анализа, составил палеогеографические карты для европейской части СССР.

За рубежом в 20-е годы плодотворно трудился в области разработки методов исследования минеральных обломков и микропетрографической корреляции английский ученый Г. Мильнер. В Америке в эти же годы большие исследования проводил У. Х. Твенхофел, опубликовавший в 1925 г. монографию «Учение об образовании осадков», явившуюся важной вехой в развитии литологии.

Большую роль в разработке теоретических основ литологии сыграли работы В. П. Батурина. В СССР он был основоположником минералогического направления в петрографии осадочных пород. Его работы (1930—1945 гг.) в области микропетрографической корреляции и восстановления палеогеографии по терригенным компонентам не потеряли своего значения до настоящего времени.

Нельзя не отметить деятельность М. С. Швецова, который одним из первых в СССР создал курс осадочной петрографии для вузов и написал учебник «Петрография осадочных пород» (1933 г.).

Огромное значение для развития литологии имели работы Л. В. Пустовалова (1902—1970 гг.). Опубликованная им в 1940 г. двухтомная монография «Петрография осадочных пород» содержала целый ряд принципиально новых положений. В ней впервые было показана

но, что осадочные породы размещаются закономерно, что между ними существует тесная связь и историческая преемственность. Л. В. Пустоваловым было введено в науку учение об осадочной дифференциации, представление о периодичности осадкообразования и т. д. Большое внимание Л. В. Пустовалов уделял подготовке специалистов в области литологии. В 1934 г. при Московском нефтяном институте им была основана первая в Советском Союзе кафедра петрографии осадочных пород. За монографию «Петрография осадочных пород» он в 1941 г. был удостоен Государственной премии первой степени.

Большое влияние на развитие литологии оказали работы Н. М. Страхова (1898—1978 гг.). Он проанализировал и обобщил огромный литературный материал, выполнил ряд важных исследований по современному осадкообразованию. Базируясь на сравнительно-литологическом методе познания он разработал теорию осадочного породообразования. За монографию «Основы теории литогенеза» в 1961 г. он был удостоен Ленинской премии.

Огромный вклад в развитие литологии и литолого-фациального анализа внесли Ю. А. Жемчужников, Л. Б. Рухин, А. В. Казаков, Г. И. Теодорович, Л. Н. Ботвинкина, Г. И. Бушинский, М. В. Кленова, А. Г. Коссовская, Г. Ф. Крашенинников, Н. В. Логвиненко, В. И. Попов, А. Б. Ронов, С. Г. Саркисян, П. П. Тимофеев, В. Д. Шутов и другие ученые.

Среди зарубежных исследователей значительный вклад в развитие науки об осадочных породах сделали голландский исследователь К. Эдельман — в области палеогеографических реконструкций, американские петрографы В. Крумбейн, Л. Слосс, Ф. Петтиджон, перу которых принадлежат обстоятельные учебники и важные работы по осадочной петрографии, американский геолог Ф. Шепард — занимающийся изучением геологии моря и процессов осадконакопления, немецкий ученый В. Энгельгардт — исследующий генезис и структуру пород-коллекторов нефти и газа, а также многие другие.

К настоящему времени литология располагает большой информацией об осадочных породах, слагающих стратисферу в пределах материков. Уже изучены основные процессы и выявлены многие закономерности фор-

мирования и развития осадочных пород. Вместе с тем надо помнить, что лишь около 29% поверхности нашей планеты составляет суша, а около 71% литосферы находятся под толщей морских и океанических вод. Кроме того, следует иметь в виду, что наши знания об осадочных породах в пределах суши ограничены глубиной 5—7 км. Представления о составе, строении, генезисе, возможностях практического использования глубоко залегающих осадочных толщ базируются пока на данных геофизических исследований и теоретических расчетах. В связи с этим в нашей стране и за рубежом в последние годы все больше сил и средств направляется на изучение процессов современного морского и океанического осадкообразования, на познание осадочных пород, залегающих под океаническим дном и на больших глубинах в пределах континентов, а также на освоение приуроченных к ним полезных ископаемых.

Литология тесно связана с науками геологического цикла — стратиграфией, палеонтологией, кристаллографией, минералогией, геотектоникой, исторической геологией, учением о нефти и др. Она использует данные этих наук и вместе с этим решает задачи, необходимые для них. Кроме того, литология широко использует методы, сведения и приемы систематизации данных из наук физико-математического и физико-химического циклов. В последние годы для обработки литологических материалов все шире применяется электронно-вычислительная техника.

Бурное развитие промышленности и сельского хозяйства, увеличение численности населения нашей планеты вызывают необходимость все более интенсивной эксплуатации недр Земли. Ориентировочные подсчеты показали, что доля минерального сырья и топлива в общем балансе используемых человечеством природных материалов в настоящее время составляет около 65%. Разработка месторождений за рубежом нередко ведется хищническим образом с целью получения максимальных прибылей: извлекаются только богатые руды, масса менее ценного сырья остается в недрах. Добыча, обогащение и переработка ископаемого сырья часто сопровождаются загрязнением окружающей среды: водоемов, атмосферы и земной поверхности. В США, например, ежегодно образуется около 1 млрд. т отходов горно-

добывающей промышленности, 172 млн. т ядовитого дыма. Только в оз. Эри ежегодно сливается 7 млрд. л бытовых и 43,5 млрд. л промышленных сточных вод. Промышленные предприятия Японии в течение года выбрасывают в атмосферу, реки, морские воды около 700 млн. т отходов. В этой стране на 1 км<sup>3</sup> воздуха приходится 50 т взвешенных твердых частиц. Подобные примеры можно привести и по другим странам мира.

Загрязнение окружающей среды приводит к массовой гибели животных, растений, изменению климата и существенно влияет на состояние здоровья людей. В связи с этим проблема охраны окружающей среды волнует правительства и общественность многих стран, принимаются меры по очистке сточных вод, дыма и т. д. от вредных примесей. В Советском Союзе принят специальный закон об охране недр и окружающей среды. Более того, статья 18 Конституции СССР, принятой в 1977 г., гласит: «В интересах настоящего и будущих поколений в СССР принимаются необходимые меры для охраны и научно обоснованного, рационального использования земли и ее недр, водных ресурсов, растительного и животного мира, для сохранения в чистоте воздуха и воды, обеспечения воспроизводства природных богатств и улучшения окружающей человека среды». Забота об охране недр и окружающей среды является обязанностью каждого советского человека.

Глава I

**ЛИТОГЕНЕЗ**

Образование осадочной породы—литогенез — это сложный длительный природный процесс. В зависимости от тектонического режима, климата, рельефа и некоторых других факторов литогенез в каждом конкретном случае имеет свои характерные черты, а его конечные продукты могут быть представлены самыми разнообразными породами. В процессе образования осадочной породы выделяют общие для всех обстановок четыре этапа: 1) образование осадочного материала, 2) перенос осадочного материала, 3) накопление осадка (седиментогенез), 4) преобразование осадка в осадочную породу (диагенез). Следует, однако, отметить, что формирование некоторых пород иногда может происходить, минуя отдельные этапы. Например, при образовании углей может отсутствовать этап переноса осадочного материала, при образовании остаточных латеритных бокситов — этапы переноса и накопления осадка и т. д. Продолжительность каждого из этапов колеблется в широких пределах — от долей суток до десятков и даже сотен тысяч лет, а образование породы в целом может длиться многие сотни тысяч лет.

Осадочные горные породы могут формироваться из различных продуктов, среди которых основными являются следующие:

1) обломочная часть — продукт механического раздробления горных пород различного генезиса;

2) хемогенная часть — продукты химических реакций, происходящих главным образом в водной, реже в воздушной среде;

3) биогенная часть — остатки животных и растительных организмов, в виде минеральных скелетных остатков или неполностью разложившихся органических тканей;

4) вулканогенная часть — продукты вулканической деятельности — вулканический пепел, вулканические бомбы;

5) коллоидный материал — тонкодисперсные частицы величиной от 1 до 100 мкм ( $1 \cdot 10^{-6}$  —  $1 \cdot 10^{-4}$  мм), образующиеся при тончайшем раздроблении обломочного материала или вследствие агрегации молекулярно-дисперсных частиц;

6) космическая часть — в основном космическая пыль, реже метеориты и метеоритная пыль, образующаяся при испарении, разбрызгивании и сдувании расплавленного вещества с поверхности метеоритов в атмосфере Земли.

Осадочные породы обычно состоят из нескольких составных частей, но имеются и монокомпонентные. Роль отдельных составных частей на протяжении геологической истории Земли не оставалась постоянной. В наиболее древние геологические эпохи главнейшими являлись обломочная, вулканогенная и, по-видимому, хемогенная части. Позднее, в фанерозое, значение вулканогенной части понизилось, но существенно возросла роль органогенной.

## § 1. ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Осадочный материал формируется в различных физико-географических условиях. Источниками и местами его образования являются литосфера, гидросфера, атмосфера<sup>1</sup>, глубинные недра планеты и космическое пространство.

**Литосфера** является местом образования осадочного материала, происходящего за счет выветривания — механического раздробления и химического разложения пород различного генезиса и состава. Процессы разрушения горных пород и минералов происходят на суше и в водных бассейнах. Подводное химическое разложение пород и минералов в морских и океанических бассейнах называют гальмиролизом. Он протекает обычно менее интенсивно, чем разрушение пород и минералов на континентах.

---

<sup>1</sup> Наружную оболочку Земли, населенную организмами, называют биосферой. В нее входят верхняя часть литосферы (2—3 км), гидросфера и нижняя часть атмосферы (10—13 км).

Механическое раздробление охватывает лишь самую верхнюю часть литосферы. Оно протекает под действием разнообразных факторов — ветра (рис. 1), атмосферных осадков, речных вод, временных потоков, волновых ударов моря (рис. 2), ледников, сползающих с суши, силы тяжести, расклинивающего действия корней растений, колебаний температуры, вызывающих (вследствие различных значений коэффициентов расширения у минералов) неравномерное увеличение или уменьшение объемов минералов и ослабление связей между отдельными зернами, и т. д.

Продукты механического раздробления в виде обломков различной формы и размера, а также коллоидные частицы представляют собой уже готовый осадочный материал.

Химическое выветривание играет немаловажную роль при образовании осадочного материала. Основными действующими силами этого процесса выступают вода (атмосферные осадки, воды временных потоков, речные, озерные, грунтовые), степень ее диссоциации и окислительно-восстановительный потенциал, свободные кислород и углекислый газ, а также гуминовые и вулканогенные кислоты.

Вода является сильным растворителем многих природных минеральных и органических соединений. Ее растворяющая способность по отношению ко многим образованиям определяется степенью диссоциации. Как известно, вода диссоциирует на ионы  $H^+$  и  $OH^-$ . Концентрация каждого из них в дистиллированной воде составляет  $1 \cdot 10^{-7}$  г-ион/л. В природных водах наблюдаются иные соотношения. Принято считать, что в случае преобладания ионов  $H^+$  над  $OH^-$  вода имеет кислую реакцию, в обратном случае — щелочную. Реакцию среды выражают только числом ионов водорода, которое представляют в виде логарифма его концентрации, взятого с обратным знаком и обозначают рН. Например, при содержании ионов водорода в воде  $1 \cdot 10^{-7}$  г-ион/л рН=7, при  $1 \cdot 10^{-9}$  г-ион/л рН=9. При значениях рН<7 реакция воды кислая, при рН=7 — нейтральная, а при рН>7 — щелочная.

В термобарических условиях, характерных для поверхности Земли, кальцит устойчив в щелочной среде, в кислой же он легко растворяется. Гидроокисел желе-

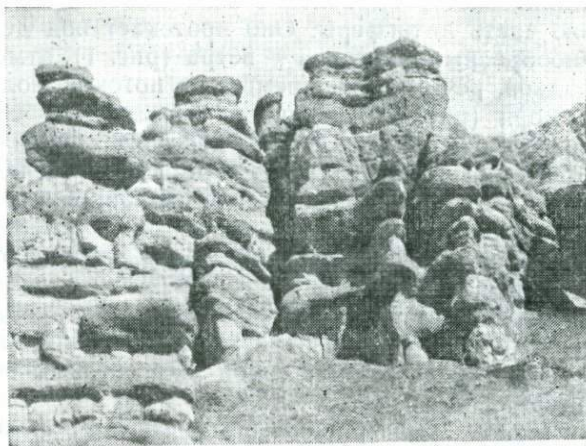


Рис. 1. Золотое выветривание нижнемеловых песчаников

Бассейн р. Нарын, Северная Фергана



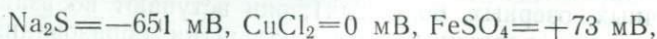
Рис. 2. Разрушение берега моря под действием волновых ударов

Черноморское побережье Кавказа

за  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  растворяется при  $\text{pH} < 4,5$ , а при больших значениях выпадет в осадок. Аналогичная зависимость состояния от величины  $\text{pH}$  известна для многих других химических соединений.

Существенное значение в процессе химического выветривания имеет свободный кислород. Он является важнейшей составной частью атмосферы, в которой на его долю приходится 20,946% (объемных). Кроме того, он присутствует в растворенном виде в воде, где его количество, в зависимости от температуры, давления и солености, варьирует в пределах 4—10 мл/л и составляет 34—36% объема растворенных газов. Имеется и такая обстановка, когда кислород в воде полностью отсутствует (например, в случае сероводородного заражения).

Влияние свободного кислорода на минеральные и органические соединения выражается в их окислении. В случае отсутствия кислорода, например в сероводородной обстановке, происходит восстановление вещества. Мерой степени окисленности или восстановленности вещества является окислительно-восстановительный потенциал ( $E_h$ ), определяемый с помощью потенциометра и измеряемый в милливольтках. Восстановительным условиям соответствуют отрицательные значения  $E_h$ , а окислительным — положительные, при этом чем выше абсолютное значение  $E_h$ , тем выше степень окисленности или восстановительности вещества. Величина  $E_h$  колеблется в широких пределах. Например, по отношению к нормальному каломелевому электроду с 1 N раствором  $\text{KCl}$  (принятому за нулевой уровень) окислительно-восстановительный потенциал для растворов составляет следующие величины (по Г. И. Бушинскому):



В практике геологических исследований считают обстановку окислительной, если породы имеют бурую, красную, оранжевую окраски или соответствующие оттенки, определяемые присутствием кислородных соединений трехвалентного железа. Серый, черный, зеленовато-голубовато-серые цвета, связанные с наличием в породах двухвалентных соединений железа, а также с

присутствием тонкодисперсного обугленного органического вещества, являются признаком восстановительной обстановки.

Свободная углекислота играет чрезвычайно важную роль в процессе химического выветривания. В атмосфере  $\text{CO}_2$  составляет всего 0,033% (по весу и объему). В газах, растворенных в природных водах, роль углекислоты резко возрастает, содержание ее в атмосферных осадках 9,3% (от объема всех газов), а в морских — до 58,9% (по Л. В. Пустовалову).

Углекислый газ и его производные ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) оказывают разрушающее действие на различные горные породы. При взаимодействии с карбонатными породами углекислота растворяет кальцит, доломит и другие соединения. Освободившиеся при этом нерастворимые компоненты (обломочная, глинистая части, органическое вещество и др.) представляют собой готовый осадочный материал. Взаимодействуя с магматическими и метаморфическими породами, углекислота разлагает алюмосиликаты с образованием более простых соединений — кремнезема, окислов алюминия, окислов железа, глинистых минералов и т. д., являющихся осадочным материалом. Образовавшиеся при этих процессах ионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и другие представляют собой потенциальный материал для образования осадка. Наиболее энергично углекислота проявляет себя в областях теплого, влажного климата.

Большая разрушительная работа совершается и гуминовыми кислотами, образующимися при разложении органических веществ. Особенно велика их роль во влажных, заболоченных районах с умеренным и теплым климатом. Находясь в природных поверхностных водах (речных, озерных, болотных), они вступают во взаимодействие с различными минеральными образованиями и переводят их в растворенное состояние. Такие воды являются потенциальным источником осадочного материала.

В районах активной вулканической деятельности из недр Земли поступают хлор, фтор, серный ангидрид ( $\text{SO}_3$ ), сернистый ангидрид ( $\text{SO}_2$ ), которые, вступая во взаимодействие с водяными парами, образуют минеральные кислоты, также способные разлагать минералы и горные породы.

Самая верхняя часть литосферы служит местом бурного развития органической жизни. Продукты жизнедеятельности наземных растительных и, в меньшей степени, животных организмов являются важной составной частью континентальных, лагунных и морских осадков.

Процессы выветривания на суше происходят сравнительно быстро. По данным Л. Б. Рухина (1953 г.), в горах начальная стадия разрушения на поверхности относительно свежих глыб проявляется у гранитов через 40—350 лет, а у мраморов через 20—135 лет. Окончательное разрушение породы (разложение до 5 см глубиной) происходит у гранитов через 340—1500 лет, у мраморов через 340—1200 лет. В местах, где деятельность человека существенно не нарушала природное равновесие, скорость выветривания пород несколько ниже, но если принять во внимание геологическое время, то можно представить насколько грандиозен этот процесс.

**Атмосфера** практически не служит местом образования осадочного материала, но составляющие ее газы играют важную роль при возникновении осадка. Достаточно напомнить, что одними из главных составных частей огромных толщ известняков, доломитов, каменных углей, рассеянного органического вещества и других соединений являются атмосферный углерод, кислород, азот.

**Гидросфера** содержит огромное количество растворенных веществ и взвешенных (в том числе коллоидных) частиц. Этот материал в значительной мере поступил с суши, а также в результате вулканической деятельности и из космического пространства. Часть вещества образовалась здесь же, в гидросфере, при процессах гальмиролиза и вследствие жизнедеятельности организмов.

Под гальмиролизом, по Л. В. Пустовалову (1940 г.), следует понимать всю совокупность различных химических процессов, совершающихся под влиянием морских факторов и приводящих к изменению состава минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на его дне. Гальмиролиз объемлет такие реакции, как растворение, окисление, восстановление, гидратация, катионный обмен, возникновение минеральных новообразований за счет разложения обломочного материала. Основными движущими силами гальмироли-

за являются: 1) состав и соленость вод, 2) температура воды, 3) давление, 4) газовый режим. На процессы подводного химического разложения влияют также скорость накопления осадка и жизнедеятельность организмов (главным образом бактерий).

В результате гальмиролиза из вулканического пепла могут возникать монтмориллонитовые глины. Считают, что глауконит, шамозит, филлипсит и другие минералы также могут образовываться при этом процессе. На поверхности валунов в Баренцевом море гальмиролиз проявляется в образовании бурой железистой корки, возникшей в результате разложения пород.

Взвешенные пелитовые и более крупные частицы представляют готовый осадочный материал, который в благоприятных гидродинамических условиях переходит в осадок.

Растворенные и газообразные компоненты переходят в твердую фазу в результате химических реакций и жизнедеятельности животных и растительных организмов. Химическое взаимодействие между отдельными составляющими регулируется изменением концентрации водородных ионов (например, при смешивании морских и речных вод) и величины окислительно-восстановительного потенциала среды, появлением новых компонентов, повышением концентрации ионов (например вследствие интенсивного испарения воды, при дефиците притока пресных вод), температурой, количеством растворенных газов, давлением.

Так, например, образование кальцита в современных морских бассейнах по существующим представлениям происходит следующим образом. Холодные воды высоких широт вследствие повышения растворимости газов с понижением температуры содержат повышенные количества углекислоты. Последняя способствует увеличению концентрации кальция в воде. При перемещении таких вод (посредством течений) в области теплого климата, где температура воды повышается до 20—30°C, растворимость углекислоты понижается, и она выделяется в атмосферу. В результате возникшего дефицита углекислоты образуется труднорастворимый карбонат кальция, вместо подвижного бикарбоната. Переход соединений железа в твердую фазу происходит при повышении рН и окислении. Сульфаты кальция, натрия, галоиды

образуются при существенном повышении в воде концентрации соответствующих ионов и т. д.

За счет жизнедеятельности организмов в твердую фазу могут переходить кальцит, доломит, а также вещества, часто присутствующие в воде в количествах, далеких от насыщения. Из карбонатов строят свои скелеты очень многие организмы (моллюски, кораллы, фораминиферы и т. д.). Кремнезем используют для своих скелетов радиолярии, губки, диатомовые водоросли, фосфаты — рыбы и другие организмы. Кроме того, осадочным материалом является органическое вещество, в значительной части представляющее продукт фотосинтеза<sup>1</sup>, состоящий из отмерших и неполностью разложившихся растительных тканей.

**Глубинные недра планеты** поставляют осадочный материал главным образом в результате вулканической деятельности. На поверхность планеты поступает твердый, жидкий и газообразный материал. Твердая фаза представляет собой частицы различных размеров — от долей миллиметра до 1 м и более. Крупные фрагменты — вулканические бомбы (рис. 3) разносятся на небольшие расстояния от кратеров вулканов и составляют относительно небольшую часть от общего объема твердой фазы. Мелкие частицы — вулканический пепел (мельче 1—2 мм) при извержениях наземных вулканов разносятся на десятки и сотни километров, а самые мелкие частицы (мельче 0,01 мм) могут рассеиваться по поверхности всей планеты. При подводных извержениях масштабы разноса продуктов вулканизма во много раз меньше.

За одно извержение из недр выбрасываются нередко значительные количества кластического материала (рис. 4) — от нескольких до ста и более кубических километров. По оценке специалистов при извержении вулкана Катмай (1912 г.) было выброшено 15—20 км<sup>3</sup> различного материала, а вулкан Тамбора (1815 г.) поставил на поверхность более 100 км<sup>3</sup> вулканического пепла и бомб. Этого достаточно для того, чтобы покрыть слоем

---

<sup>1</sup> Фотосинтез — процесс углеродного питания зеленых растений, осуществляемый при помощи световой энергии, поглощаемой хлорофиллом. В результате фотосинтеза из воды и углекислого газа синтезируется органическое вещество и освобождается кислород.

в 1 м территорию такого острова, как Исландия (площадь 103 тыс. км<sup>2</sup>).

Термальные воды несут массу растворенных веществ, часть которых при выносе на поверхность переходит в осадок, а часть поступает в гидросферу.

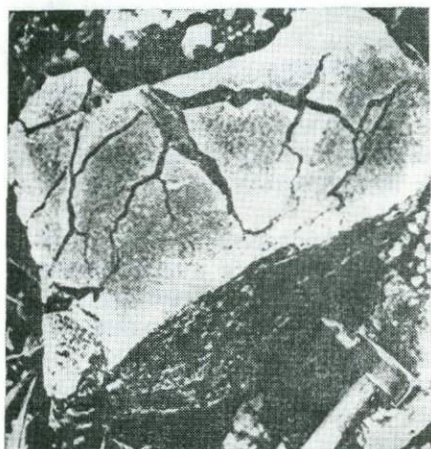


Рис. 3. Вулканическая бомба «корка хлеба» (по Г. Тазиеву)

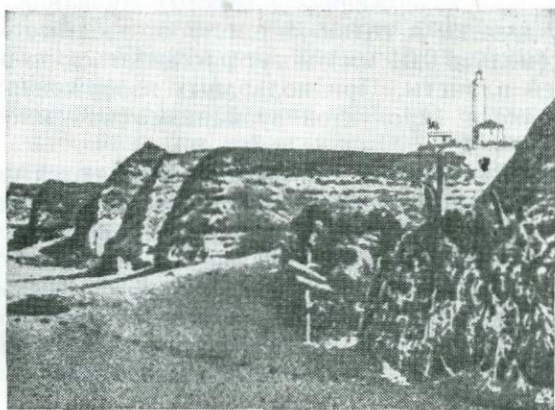


Рис. 4. Продукты извержения. Вулканический пепел засыпал селение (по Г. Тазиеву)

О-в Фаял, Азорские о-ва

Вулканические газы  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{Cl}_2$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , в основном, поступают в атмосферу. В их составе преобладают  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{N}_2$ , суммарное количество которых, как правило, превышает 90%. При взаимодействии этих газов с горными породами, осадками и растворенными веществами возникает новый осадочный материал.

**Космическое пространство** поставляет на Землю осадочный материал в виде метеоритов, метеоритной и космической пыли. Метеориты, относительно крупные тела, в общем балансе космического материала представляют незначительную часть. По составу они подразделяются на железные, железокремнистые, каменные (хондриты) и стекловатые (тектиты). Не велика роль и метеоритной пыли. Большее значение имеет космическая пыль, представляющая собой шаровидные частички величиной до 0,5 мм. Среди них различают железные, обладающие магнитными свойствами и имеющие черный цвет, каменные (или силикатные) — более светлые, коричневые или бурые, и стекловатые (микротектиты) — светло-зеленые, желтые, бесцветные.

Таблица 1

**Количество материала, поставленного из различных источников в течение года [Лисицын А. П., 1974]**

Источники	Продукты, млн. т		
	твердые	жидкие	газообразные
Продукты выветривания			
смыв с материков	18530	3200	?
перенос ветром	1600	?	?
перенос льдом	1500	?	?
Вулканический материал	2000—3000	70—100	20—30
Космический материал	10—80	?	?

Количество космического материала, поступающего на Землю ежегодно, по оценке различных авторов колеблется от 5 тыс. т. до 1 млрд. т. Наиболее вероятные значения, по крайней мере в современную эпоху, не превышают 50—100 тыс. т.

Общее количество осадка, образовавшегося на планете в единицу времени, а также более или менее точное долевое участие в его формировании каждой из

геосфер оценить весьма сложно, тем более что с течением времени значение их меняется. Примерное представление о количестве осадочного материала, поступающего из разных источников, приводится в табл. 1.

## § 2. ПЕРЕНОС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Осадочный материал, возникший в различных средах и обстановках, в значительной своей части не остается на месте образования. Под действием внешних факторов он переносится, а затем накапливается в пониженных участках рельефа суши или на дне водоемов, где имеются благоприятные условия для захоронения осадка. Транспортировка осадочного материала осуществляется в водной, воздушной и твердой (ледники) сре-

Таблица 2

**Минимальная скорость, необходимая для начала движения частиц однородного осадка при глубине потока 1 м (по В. Н. Гончарову)**

Размер зерен, мм	Скорость по- тока, м/с	Размер зерен, мм	Скорость по- тока, м/с
0,05	0,35	15	1,10
0,25	0,50	25	1,20
1,00	0,60	50	1,50
2,50	0,70	75	1,75
5,0	0,85	100	2,00
10,0	1,00	150	2,20
		200	2,40

дах. Во всех случаях большую роль играет сила тяжести, именно она определяет перемещение ледников, речных потоков и регламентирует дальность переноса атмосферой. Некоторую роль в процессе транспортировки осадочных частиц играют и организмы.

Вода является основным агентом переноса осадочного материала. Реки, временные потоки (возникающие при выпадении атмосферных осадков, таянии снега и льда), морские и океанические течения несут огромное количество обломочных, коллоидных, органогенных компонентов и растворенных веществ. Величина переносимых обломочных частиц и органогенных остатков в зна-

чительной мере обуславливается скоростью перемещения водных потоков (табл. 2). Перемещение частиц, в зависимости от их формы и размера, осуществляется во взвешенном состоянии, скачкообразно (путем сальтации) и перекатыванием.

Скорость и режим течения (турбулентный, ламинарный) водных потоков в значительной мере определяют размер и способ перемещения обломков. Горные реки,

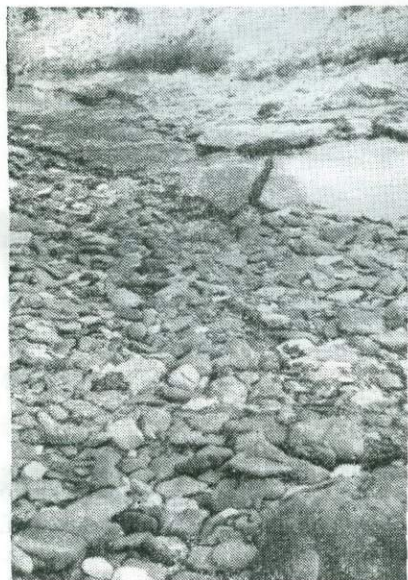


Рис. 5. Валунный и галечный материал, накопившийся в результате транспортирующей деятельности горной реки

Р. Хадыженка, Северный Кавказ

Рис. 6. Зависимость состояния частиц и осадка от скорости течения (по Хьюльстрему, 1939 г.)



имеющие скорость течения до 7—10 м/с и турбулентный режим, способны перемещать гальки, валуны (рис. 5) и даже глыбы размером до нескольких метров. Равнинные реки обладают меньшей скоростью течения — 0,2—0,5 м/с, а во время паводков — до 2 м/с. Подмечено, что для переноса обломочных частиц одинакового размера скорость течения в глубоководных потоках должна быть больше, чем в мелководных. Представление о транспортирующей возможности водных потоков дает табл. 2. Следует иметь в виду, что вовлечь частицы в движение труднее, чем поддержать их перемещение. В связи с этим для размыва осадка необходимы большие, чем

для транспортировки, скорости течения потока. Для эрозии песчаного осадка требуется меньшая скорость течения, чем для более мелкозернистого алевритового или глинистого (рис. 6). Эта особенность объясняется тем, что для взмучивания осадка необходим турбулентный режим, который достигается быстрее при соприкосновении воды с шероховатой поверхностью песчаного осадка. Глинистый осадок имеет более гладкую поверхность,



Рис. 7. Последствия селя, прошедшего через населенный пункт

поэтому смена ламинарного режима турбулентным в этом случае происходит при большей скорости потока.

Огромную работу по транспортировке осадочного материала совершают временные потоки (рис. 7), образующиеся на суше при обильном выпадении осадков и при бурном таянии снегов (особенно мощные в горных районах, называемые селями).

Велико транспортирующее значение морских и океанических постоянных течений. Их скорость достигает 3 м/с, а протяженность измеряется тысячами километров. Гольфстрим, например, достигает ширины 120 км и охватывает поверхностный слой океанической воды до глубины 800 м при протяженности свыше 10 000 км и скорости течения 0,3—2,8 м/с. Нельзя не отметить также приливно-отливные и прибрежные течения, возникающие в морях и крупных озерах под действием ветра. Эффективность транспортирующей деятельности таких

течений в значительной мере связана со взмучиванием осадка под действием волн. По данным В. П. Зенковича, на побережье Черного моря во время штормов приходят в движение отложения галечника мощностью до 2 м, при этом перемещение галек вдоль берега может достигать 100 м/сут и более. Естественно, что более мелкие обломки переносятся еще дальше. В прибрежных частях открытых морей и океанов, где волнения взмучивают осадок в широкой зоне на глубинах до 200 м и более, перемещение терригенного материала имеет значительные масштабы.

Помимо обломочного материала вода переносит большое количество веществ в коллоидном и растворенном состоянии, а также биогенных фрагментов. Например, р. Волга выносит в течение года 115 416 тыс. т растворенных веществ, р. Амударья — 133 98 тыс. т, р. Миссисипи — 126 360 тыс. т. Все реки земного шара сносят с суши в течение года около 4868 млн. т растворенных веществ и 12 695 млн. т взвешенного материала (по Н. В. Лопатину). Океанические и морские воды содержат около 35 млн. т/км<sup>3</sup> растворенного материала и значительное количество взвешенных — в Средиземном море около 500 т/км<sup>3</sup>, в Атлантическом океане около 400 т/км<sup>3</sup>. Биомасса планктонных организмов в верхних слоях (до 50 м) морей и океанов в различные периоды года колеблется от 10 до 1000 т/км<sup>3</sup>, а в отдельных случаях достигает 20 000 т/км<sup>3</sup> [Перес Ж.-М., 1969 г.]. С увеличением глубины до 3 км планктонная биомасса Мирового океана резко падает до 0,1—10 т/км<sup>3</sup>. Роль nekтона в составе биомассы во много раз ниже. Бентосная биомасса в прибрежных частях морей, на глубинах до 50 м, варьирует от долей килограмма до 12—20 кг/м<sup>2</sup>, а в отдельных случаях до 50—80 кг/м<sup>2</sup>. На глубинах 50—150 м роль донных организмов понижается, биомасса снижается до 50—500 г/м<sup>2</sup>. Продукты жизнедеятельности представляют собой осадочный материал. Они часто переносятся на значительные расстояния.

Приведенные сведения относятся к современным бассейнам. В другие периоды геологической истории распределение биомассы было иным.

Атмосфера играет важную роль в процессе переноса осадочного материала. Ее транспортирующая способность определяется скоростью движения воздушной

массы. Надо иметь в виду, что плотность воздуха несравненно ниже, чем воды, поэтому и транспортирующие возможности при равной скорости у воздушной массы во много раз меньше, чем у водной. Тулэ экспериментально определил размер зерен, переносимых ветром разной скорости. Результаты эксперимента приводятся в табл. 3. Следует отметить, что транспортирующие возможности ветра по отношению к влажному обломочному материалу очень сильно понижаются.

Таблица 3

**Максимальный размер кварцевых частиц, переносимых ветром различной скорости (по Тулэ)**

Скорость ветра, м/с	Диаметр переносимых частиц, мм	Скорость ветра, м/с	Диаметр переносимых частиц, мм
0,5	0,04	7,0	0,57
1,0	0,08	8,0	0,65
2,0	0,16	9,0	0,73
3,0	0,25	10,0	0,81
4,0	0,33	11,0	0,89
5,0	0,41	12,0	0,97
6,0	0,49	13,0	1,05

Скорость ветра изменяется в широких пределах даже в короткий отрезок времени (на 10—15 м/с в течение 1 мин и даже менее) и может достигать 50 м/с (ураганы). Наиболее типичные скорости ветра у поверхности Земли 0,5—10 м/с, но с удалением от нее они обычно возрастают.

Максимальный размер обломочных частиц, переносимых ветром, по-видимому, не превышает 20 мм, т. е. значительно меньший, чем размер частиц, транспортируемых водными потоками. И все же, несмотря на это, объем материала, перемещаемый ветром, весьма значителен. Так, за последние 2600 лет с площади дельты р. Нила ветер унес слой осадков мощностью около 2,5 м (по Л. В. Пустовалову). Ураганные ветры нередко вызывают эрозию почвы. Например, весной 1928 г. на юге СССР во время пыльных бурь был разрушен и унесен почвенный слой мощностью до 12 см. Огромное количество осадочного вещества выносятся при песчаных

бурях (Самум) из пустыни Сахары в Атлантический океан. Расстояние, на которое перемещается осадочный материал с помощью атмосферы, определяется прежде всего размером частиц, постоянством скорости и направлением воздушного потока. Пелитовые частицы могут «путешествовать» вокруг земного шара, алевритовые переносятся на тысячи километров (например, при образовании лёсса). При штормовой погоде с поверхности морей и океанов в атмосферу переходят мельчайшие брызги, при их испарении в воздухе остаются морские соли, которые могут заноситься далеко на материка и выпадать на землю вместе с атмосферными осадками.

При наличии преобладающих направлений ветра осадочное вещество может переноситься на значительные расстояния. Если же направление ветра периодически изменяется и возможно даже на противоположное, осадочный материал длительное время «кочует» в пределах какой-либо определенной территории. Это положение прежде всего относится к песчаной фракции обломочной части; алевритовая и пелитовая фракции более мобильны. Затухание скорости приводит прежде всего к оседанию наиболее крупных частиц, мелкие же могут и дальше продолжать свой путь. Перемещаемые атмосферой частицы могут осаждаться на суше и в океане. В последнем случае они нередко являются одним из основных компонентов глубоководных осадков.

Следует упомянуть о том, что пелитовые и алевритовые частицы переносятся в основном во взвешенном состоянии, тогда как песок, помимо этого, часто перекатыванием и сальтацией, а более крупный материал — преимущественно перекатыванием.

Лед выполняет большую транспортирующую работу. Различают льды материковые и морские. Материковые льды распространены в высоких широтах на островах (Гренландия, Виктория, Новая Земля и др.), в Антарктиде, а также в высокогорных районах других континентов (Тянь-Шань, Памир, Кордильеры, Альпы и др.). Материковые льды в современный период распространены приблизительно на 10% суши; их суммарный объем достаточен для того, чтобы покрыть всю поверхность суши слоем мощностью 120 м! Морские льды занимают огромные водные поверхности — до 150—160 млн. км<sup>2</sup>, однако их средний годовой объем существенно уступает

материковым льдам (38,7 тыс. км<sup>3</sup> против 22 200 тыс. км<sup>3</sup>).

Материковые льды обладают способностью перемещаться вниз по падению каменного ложа. Скорость их движения зависит от целого ряда факторов, таких как уклон ложа, мощность ледника, а также некоторых, других, и составляет обычно от долей до 5 м/сут, но иногда достигает 30—40 м/сут. В процессе перемещения



Рис. 8. Области рассеивания валунов, возникшие в результате транспортирующей деятельности льда (по Седерхольму)

1 — источники валунного материала, 2 — граница максимального распространения ледника

лед увлекает с собой обломки пород самого различного размера — от глинистых частиц до крупных глыб. В зоне таяния ледник заканчивается, и от него остаются лишь принесенные им обломки, неотсортированные, мало или совсем неокатанные. Они могут транспортироваться дальше талыми водами или накапливаться с образованием конечной морены. Объем переносимого ледниками материала в каждом конкретном случае различен в зависимости от размера ледника, скорости его перемещения и прочности пород, слагающих ложе (рис. 8). Протяженность конечных морен составляет десятки и сотни километров (например, Рижская — около 70 км),

а мощность — несколько метров, иногда до 10—15 м.

Ледники, спустившиеся с материков и островов в море, называют айсбергами. Они также могут нести различный осадочный материал, который по мере таяния льда освобождается и оседает на дно водоема. Таким образом, крупные обломки, глыбы пород могут оказаться далеко в океане среди тонкозернистого осадка.

Как уже упоминалось, морские льды имеют очень широкое распространение, но как средство переноса осадочного материала среди них имеют значение лишь прибрежные льды (припай), которые достигают дна водоема. Под действием сильных ветров и приливно-отливных течений лед ломается, отторгается от дна вместе с вмержшим осадком и уносится от берега. В результате таяния таких льдов происходит переотложение прибрежных осадков часто на значительном удалении от берегов. Подсчитано, что площадь морских льдов в северном полушарии, в зависимости от сезона, изменяется от 150 до 8,4 млн. км<sup>2</sup> и, следовательно, практически все прибрежные (припайные) льды растаивают. Льды внутриконтинентальных водоемов также разносят осадочный материал.

Действие силы тяжести играет огромную роль в транспортировке осадочного материала. Эта сила проявляет себя самостоятельно и при переносе осадочных частиц водой, атмосферой и ледниками. При отсутствии силы тяжести частицы, раз приподнятые над поверхностью планеты, могли бы бесконечно долго перемещаться, не переходя в осадок.

Самостоятельно, как фактор транспортировки, сила тяжести наиболее эффективно проявляет себя в горных районах, особенно когда происходят землетрясения, вызывающие интенсивное растрескивание пород, ослабляющее силы связи между составными частями породы, отдельными пластами, участками и блоками. При известном Верненском землетрясении (район г. Алма-Аты) 1889 г. переместившаяся масса обломков пород в интервале высоты от 2000 до 1000 м оценивалась в 450 млн. м<sup>3</sup>. Такие случаи не единичны.

Эффективно сила тяжести проявляется в морях и океанах, именно с ней связано возникновение турбидных (мутевых) потоков. Механизм этого явления представляется следующим образом: при землетрясениях, цуна-

ми, подводных оползнях происходит взмучивание илистого осадка, в результате чего образуется суспензия, плотность которой несколько выше, чем у воды. При наличии уклона дна эта суспензия начинает перемещаться вниз, увлекая с собой все новые массы осадочного материала, возникает мутьевой (или турбидный) поток, скорость перемещения которого может достигать нескольких десятков километров в час. По расчетам Хизена и Юинга (1952 г.), скорость перемещения мутьевого потока в районе Ньюфаундлендской банки составляла 20 м/с (или 72 км/час). Объем переносимого такими потоками осадочного материала (в основном песок, алеврит, пелит) весьма велик, о чем говорит мощность (до 4—6 ) образовавшихся из этого материала осадков. Накопление осадка происходит в понижениях морского или океанического дна, в абиссальных равнинах. Современные осадки такого происхождения приурочены главным образом к глубинам свыше 2000 м.

С перемещением под действием силы тяжести связаны и другие природные явления, такие как осыпи и оползни.

Растительные и животные организмы выполняют некоторую работу по транспортировке осадочного материала. Например, травяные растения и деревья, перемещающиеся в водных потоках, переносят минеральные обломки, застрявшие в их корнях. Без участия растительности эти обломки сразу осели бы на дно. Есть и другие примеры подобного рода, однако значение организмов как средств переноса по сравнению с ранее рассмотренными силами природы невелико.

В заключение необходимо отметить, что роль упомянутых сил природы в транспортировке осадочного материала в различных географических условиях неодинакова. Во влажных районах с растительным покровом (на равнинах и в горах) перенос осадочного материала в основном осуществляется водными потоками. В областях аридного климата основную работу в процессе транспортировки выполняет атмосфера. В высокогорных районах и полярных областях перенос обломков осуществляется движущимися ледниками и под действием силы тяжести (в горной местности). Течения при содействии волнений осуществляют перемещение основной части осадочного материала в морских и океанических

бассейнах. В тектонически активных\* областях, в наиболее погруженных частях шельфа (где отсутствует волновое взмучивание осадка) и особенно в пределах континентального склона перенос осадочных частиц осуществляется в значительной мере турбидными потоками.

Приведенные выше обобщения сделаны применительно к существующей географической обстановке, но они могут быть использованы и при анализе условий переноса в более древние этапы геологической истории. Несомненно, что в другие геологические периоды, с иными географическими условиями, роль отдельных сил природы в транспортировке осадочного материала существенно отличалась от современной. Например, в докембрии, в условиях отсутствия наземной растительности, при переносе осадочного материала большее значение, чем сейчас, имела атмосфера.

В отдельные этапы четвертичной истории, как и в другие периоды оледенения материков, существенно возрастала транспортирующая деятельность льда, в современную же эпоху она имеет подчиненное значение.

### § 3. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКА

Осадочный материал, растворенные и газообразные вещества, находящиеся в состоянии неустойчивого равновесия, при взаимодействии с окружающей средой, между собой и при участии организмов могут перейти в осадок. Местами его накопления являются водные бассейны и поверхность суши, однако, значение первых несравненно выше. Общий облик осадка и его физико-химические признаки определяются с одной стороны качеством и количеством поступающего осадочного вещества, с другой — физико-географической обстановкой и свойствами среды, в которой происходит седиментогенез. Например, при обильном поступлении осадочного материала и стабильной обстановке может образоваться мощный, однородный слой осадка, наоборот, периодическое изменение обстановок приведет к формированию тонкого переслаивания осадочных образований, различных по составу и строению.

В водной среде отложение осадочного материала в значительной мере определяется размером и плотностью частиц. Крупные частицы, при прочих равных

свойствах, имеют значительно бóльшую скорость осаждения, чем мелкие (табл. 4). Вследствие этого обстоятельства в водных бассейнах крупные зерна накапливаются ближе к области сноса, мелкие же могут путешествовать длительное время. Сравнение данных табл. 4 с графиком Хьюльстрема (см. рис. 6) показывает, что скорость течения на границе «отложение — перенос» соответствует скорости осаждения частиц в спокойной водной среде. В случае если скорость свободного падения частиц будет меньше скорости течения, частица должна переноситься, в случае же, когда скорость падения частицы больше скорости потока, она должна перейти в осадок. Частицы разной плотности также осаждаются с различной скоростью. При равных размерах, например, обломочные зерна значительно скорее достигают дна, чем отмершие органические ткани растений и животных, имеющие плотность, близкую к воде.

Таблица 4

Скорость осаждения частиц разного размера в воде при 15°C (по Хазену)

Диаметр частиц, мм	Скорость осаждения, мм/с (опытные данные)	Диаметр частиц, мм	Скорость осаждения, мм/с (расчетные данные)
1,0	100	0,08	6,0
0,8	83	0,05	2,9
0,6	63	0,04	2,1
0,5	53	0,03	1,3
0,4	42	0,02	0,62
0,3	32	0,01	0,154
0,2	21	0,008	0,098
0,15	15	0,005	0,0385
0,1	8	0,001	0,00154
		0,0001	0,0000154

Определенное влияние на скорость осаждения частиц оказывает вязкость водной среды, возрастающая с понижением температуры, повышением солености и концентрации коллоидных частиц. Различные вариации вышеупомянутых признаков обуславливают колебания вязкости воды в водоемах в несколько раз.

Представление о роли некоторых факторов при осаждении песчаных и более мелких частиц можно получить, ориентируясь на известную формулу Стокса:

$$v = \frac{2}{9} \frac{r^2 (\gamma_1 - \gamma_2)}{\mu} g,$$

где:  $v$  — скорость осаждения частиц,  $r$  — радиус частиц,  $\gamma_1$  — плотность частиц,  $\gamma_2$  — плотность воды,  $\mu$  — вязкость воды,  $g$  — ускорение силы тяжести.

Следует иметь в виду, что приведенная зависимость относится к частицам шарообразной формы, при отклонении от нее скорость осаждения частиц (эллипсоидальной, пластинчатой, призматической формы и т. д.) понижается.

Возможность осаждения коллоидного материала наступает после его коагуляции, происходящей при взаимодействии частиц с противоположными зарядами, повышении концентрации коллоидных систем, под влиянием радиоактивного облучения, рентгеновских лучей, а также вследствие изменения свойств среды. В спокойной гидродинамической обстановке коллоидный материал переходит в осадок поблизости от места образования, в подвижной среде он может быть унесен на значительные расстояния.

Растворенные и газообразные вещества, прежде чем перейти в осадок, под влиянием жизнедеятельности организмов и физико-химических факторов выделяются в твердую фазу.

Скорость накопления осадков в водной среде колеблется в очень широких пределах — от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров в год. Минимальные скорости осадконакопления в современную эпоху наблюдаются в центральных частях океанов и составляют 0,006—0,008 мм в год.

Высокие скорости накопления осадков характерны для дельт крупных горных рек и бассейнов с высокой минерализацией вод (до 20 см в год и более). Подмечено, что с увеличением площади бассейна осадконакопления при нормальной солености уменьшается средняя скорость накопления осадка. Это явление объясняется [«Образование...», 1954 г.] следующим образом: с увеличением размера бассейна ( $A$ ) площадь водосбора ( $B$ )

относительно убывает, и, следовательно, отношение  $V/A$  уменьшается.

Осаждение частиц, переносимых атмосферой, происходит при уменьшении скорости ветра. Более или менее крупные (песчаные) частицы осаждаются обычно в пределах континента или в прибрежных частях морей; мелкие пылеватые частицы могут осаждаться в морях и океанах. В тех океанических областях, где поступление осадочного материала с водными потоками незначительно, атмосферная пыль нередко является основной составной частью осадков. В областях вулканической активности атмосфера разносит и поставляет в осадки вулканический пепел.

Накопление материала, переносимого ледниками и льдами, происходит на суше (в виде морен, флювиогляциальных и других отложений), в прибрежных частях морей, часть же обломков рассеивается в осадках открытых морей и океанов. Ледниковые отложения характеризуются очень низкой отсортированностью и окатанностью обломочного материала. Они в большинстве своем состоят из неокатанных валунов, щебня, дресвы или их смесей, которые цементируются песчаным, алевритовым и глинистым материалом.

Меньше всего в состоянии переноса находится материал, переносимый под действием собственной силы тяжести — при обвалах, осылях, мутьевых потоках. Накопление его происходит на континентах — в горных и сильно пересеченных районах, а в морских и океанических условиях — в абиссальных равнинах, каньонах, впадинах. В современную эпоху основная часть осадочного вещества переносится речными и морскими водами и, в меньшей степени, атмосферой.

Исследование процессов осадкообразования показало, что при переносе и осаждении осадочного материала происходит его рассортировка. Это явление получило название осадочной дифференциации, первые сведения о которой имеются в работах И. Фогта (1906 г.), А. Д. Архангельского (1923 г.), В. Гольдшмидта (1931 г.), В. П. Батурина (1931 г.). Наиболее полное учение об осадочной дифференциации разработал Л. В. Пустовалов (1936—1940 гг.). К настоящему времени ряд положений этого учения существенно уточнен и дополнен.

Сущность осадочной дифференциации заключается в том, что под влиянием механических, химических, биологических и физико-химических процессов происходят рассортировка осадочного материала и избирательное выделение в твердую фазу растворенных и газообразных веществ с последующим накоплением отделившихся однородных продуктов в виде осадка. Образовавшиеся из таких осадков породы отличаются от магматических

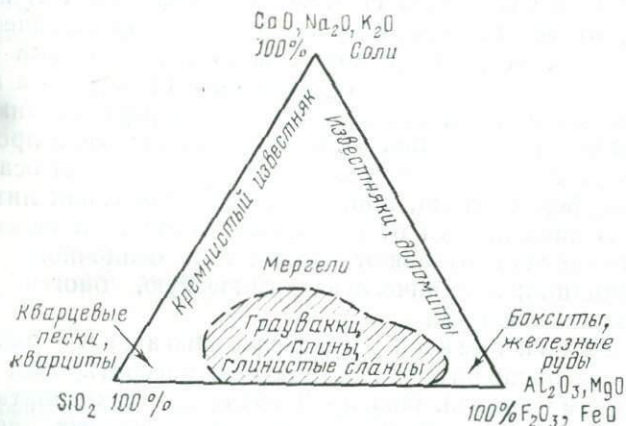


Рис. 9. Диаграмма химического состава осадочных пород (по А. Н. Заварицкому)

Заштриховано поле изверженных пород

и метаморфических (являющихся по отношению к осадочным материнскими) более простым химическим составом, высокой концентрацией отдельных компонентов или большей однородностью частиц по размеру (рис. 9). Поэтому многие осадочные породы представляют собой ценные полезные ископаемые (кварцевые пески, железные руды, каменная соль и многие другие). Чрезвычайно важную роль осадочная дифференциация играет в процессах формирования месторождений мало распространенных элементов.

Главными внешними факторами, регламентирующими течение осадочной дифференциации, являются: 1) рельеф поверхности суши и дна водных бассейнов в зоне транспортировки, 2) климат, 3) среда переноса (вода, атмосфера, ледники), 4) режим движения среды переноса (замедление, ускорение, пульсация скорости),

5) количество областей питания осадочным материалом и расстояние от них до места седиментации, 6) соленость вод бассейна осадконакопления и количественные соотношения компонентов, 7) концентрация водородных ионов и окислительно-восстановительный потенциал среды, 8) жизнедеятельность организмов.

Кроме внешних факторов на ход процесса осадочной дифференциации влияют и физико-химические свойства осадочного материала: 1) степень дисперсности, 2) плотность, 3) механическая устойчивость, 4) химическая активность, 5) растворимость, 6) количество (или концентрация) осадочного материала на путях переноса и др.

Обилие причин, влияющих на дифференциацию и разнообразие состояний веществ, участвующих в процессе, не дает возможности создания единой схемы осадочной дифференциации, пригодной при всех типах литогенеза. В зависимости от состояния веществ и способов их разобщения выделяют четыре типа осадочной дифференциации: механическую, химическую, биогенную и физико-химическую.

Механическая дифференциация — один из наиболее распространенных способов рассортировки осадочного материала. Она происходит при транспортировке и осаждении обломков минералов, горных пород, скелетных остатков организмов и отмерших остатков растений. Рассортировка осадочного материала при прочих равных условиях регламентируется свойствами самих осадочных частиц и прежде всего их размером, плотностью, формой.

В общем случае раньше всего при транспортировке отделяются и накапливаются близ области образования осадочного материала наиболее крупные обломочные фрагменты. По мере удаления от области питания из среды переноса выделяются и переходят в осадок все более и более мелкие обломочные зерна и органические остатки. Это явление происходит как на суше, так и в водных условиях — во внутриконтинентальных и морских бассейнах. При равных размерах транспортируемых частиц в первую очередь осаждаются наиболее тяжелые частицы (плотность,  $\text{г/см}^3$ ): касситерит — 6,8, магнетит — 5,2, ильменит — 4,79, рутил — 4,25  $\text{г/см}^3$  и др., а затем легкие: плагиоклазы — 2,6—2,75, кварц — 2,65, полевые шпаты — 2,55—2,56, остатки разлагающейся

растительности — 1,1 и др. Поскольку плотность и размер в какой-то мере компенсируют друг друга при переносе, то в осадке обычна ассоциация более крупных минералов легкой фракции с мелкими зернами тяжелых минералов. На осаждение обломочных частиц влияет, как упоминалось, их форма. Наибольшей транспортабельностью обладают обломки таблитчатой формы, поэтому в водном потоке во взвешенном состоянии вместе с пелитовыми и алевритовыми частицами нередко встречаются таблички слюды более крупного размера.

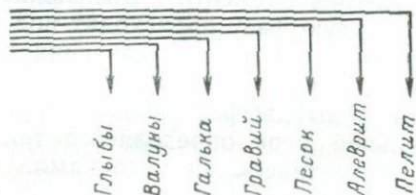


Рис. 10. Схема механической осадочной дифференциации

Имея в виду то обстоятельство, что обломочные породообразующие минералы осадочных пород имеют небольшой диапазон колебаний плотности ( $2,55—2,75 \text{ г/см}^3$ ) и изометричную или близкую к ней форму, ведущим признаком при рассортировке частиц следует считать их размер. Принципиальная схема механической осадочной дифференциации приводится на рис. 10. Отклонения от нее могут иметь место при наличии поднятий и впадин в бассейне осадконакопления. На поднятиях, где волнения взмучивают осадок, накапливается более крупный осадочный материал, например песок, а тонкий (алеврит, пелит) осаждается на склонах поднятия (в том числе и обращенных в сторону берега) или уносится дальше от берега. К отклонению от схемы дифференциации могут привести прибрежные морские течения, селевые потоки (когда происходит совместное отложение разнородного осадочного материала) и другие природные явления. При поступлении в бассейн седиментации обломочного материала из нескольких источников может произойти перемешивание обломочных частиц и осложнение процесса механической дифференциации.

Химическая осадочная дифференциация — это совокупность геохимических процессов, происходящих в гидросфере и приводящих к последовательному переходу растворенных веществ в твердую фазу и осаждению возникших продуктов в бассейне седиментации. Этот вид дифференциации грандиозен по масштабам — он происходил прежде и осуществляется сейчас в континентальных водоемах, морях, океанах, покрывающих более 2/3 поверхности нашей планеты. Основные продукты химической дифференциации отличаются простотой состава — это главным образом простые окислы, соли угольной, серной и соляной кислот, состоящие из двух-трех элементов. Выделение растворенных веществ в твердую фазу происходит под влиянием внешних факторов (температуры, давления, газового режима, щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных свойств среды), эффективность воздействия которых в значительной мере определяется тектонической обстановкой и климатическими условиями. Существенное значение в процессе дифференциации имеют также солевой состав вод, концентрация отдельных компонентов и их химические свойства. При постоянстве внешних факторов и химической характеристики природных вод между осадком и растворенными веществами устанавливается равновесие. Изменение физико-химической обстановки влечет за собой либо выпадение веществ в осадок, либо разрушение последнего. Различная направленность этих изменений и возможность разнообразных сочетаний факторов дифференциации не позволяют дать универсальной схемы химической дифференциации, применимой в любых физико-географических и геохимических обстановках. Для областей гумидного литогенеза характерна, например, такая последовательность выпадения веществ в осадок (в направлении удаления от области сноса): окислы алюминия, окислы железа, окислы марганца. В эпиконтинентальных водоемах аридной зоны по мере возрастания минерализации вод намечается такой порядок осаждения солей: кальцит, доломит, гипс, галит, сильвин, карналлит, бишофит. Следует, однако, заметить, что вследствие специфики солевого состава вод и количественных соотношений между ионами в ряде случаев наблюдаются отклонения от этой схемы, заключающиеся в появлении новых химических соедине-

ний (астраханит, эпсомит и другие в заливе Кара-Богаз-Гол) или, наоборот, в отсутствии некоторых из упомянутых. Осаждение солей происходит последовательно, поэтому образующиеся из них слои залегают один над другим и, следовательно, являются разновозрастными. Смена одного слоя другим обычно постепенная, о чем свидетельствует тонкое переслаивание и совместное нахождение в пограничной зоне хемогенных минералов, характерных для соседствующих слоев.

Биогенная дифференциация заключается в избирательном превращении растворенных и газообразных компонентов в минеральные скелетные образования или органические ткани в результате жизнедеятельности организмов. Этот вид дифференциации происходит на суше и в водной среде. После отмирания животных или растений их остатки (раковины, неположительно разложившиеся органические ткани и др.) переходят в осадок, распределяясь по дну бассейна седиментации в соответствии с влиянием факторов механической дифференциации.

Благодаря дифференциации этого типа накапливаются органогенные известняки большой мощности, органическое вещество — материал для образования каустобиолитов нефтяного и угольного ряда, создаются рифовые постройки. Особенно велика роль биогенной дифференциации в накоплении соединений, составные части которых в воде не находятся в состоянии насыщения. В современную эпоху, например, не могли бы выпадать в осадок без участия организмов опал, фосфаты и другие осадочные образования.

Необходимо отметить, что биогенная дифференциация получает свое завершение и материальное выражение только в благоприятной физико-химической обстановке. В неблагоприятных условиях продукты жизнедеятельности организмов могут полностью раствориться или разложиться (как это, например, случается с кальцитовыми раковинами в северных морях или с растительными остатками в зонах интенсивной аэрации осадка).

Физико-химическая дифференциация присуща коллоидному материалу. Она осуществляется в водной среде под действием физико-химических сил, вызывающих укрупнение частиц вследствие коагуляции

коллоидных растворов, и явления сорбции. Распределение выпавшего в осадок коллоидного материала в бассейне осадконакопления контролируется факторами механической дифференциации.

В зависимости от качества (обломочный, коллоидный, растворенный и т. д.) и количества материала, климатических условий, свойств и состояния среды в каждом конкретном случае могут иметь место или один из видов осадочной дифференциации, или несколько протекающих одновременно и перекрывающих друг друга. В первом случае возникает более или менее «чистый» осадок, во втором — он может оказаться поликомпонентным, смешанным, состоящим из продуктов механической, химической и других видов дифференциации. Иллюстрацией сказанному служит существование песчаников известковых, мергелей, горючих сланцев и многих других пород. Кроме этого, смешивание (интеграция) осадочного материала происходит на путях миграции, например в случае, когда в речную артерию вносят свои воды притоки, а также в конечном водоеме стока, куда поставляется материал различными источниками сноса, в том числе и атмосферой. Такого рода интеграция имеет несколько иной результат. Она создает весьма благоприятные предпосылки для образования терригенных осадков полиминерального состава и коагуляции коллоидов.

Таким образом, седиментогенез представляет собой весьма сложный, многосторонний природный процесс, охватывающий значительную часть поверхности Земли. Происходящие при этом дифференциация и интеграция являются основными его движущими силами, причинами многообразия осадочных пород. Постоянное противоборство этих двух явлений — сущность проявления одного из основных законов материалистической диалектики — единства и борьбы противоположностей.

#### § 4. ДИАГЕНЕЗ

Минеральные или органические вещества, накопившиеся на дне водоемов или на поверхности суши и устойчиво зафиксировавшиеся на месте (не переносятся более водой, ветром и т. д.), обычно представляют собой неравновесную в физико-химическом отношении

систему, состоящую из твердой — жидкой, твердой — газовой или всех трех фаз совместно. Природные сочетания этих фаз представляют собой осадок, в котором нередко значительную часть составляют жидкая или газообразная фазы. Так, например, в Таманском заливе Черного моря и прилегающих к нему лагунах среднее содержание воды в песчаных осадках составляет 40%, в алевритовых — 43%, в глинистых — 62% [Вебер В. В., 1950 г.]. В глинистых илах Клайпедского и Калифорнийского заливов вода составляет 86—87%. Содержание воды в илах пресноводных озер Карелии, Валдайской возвышенности и Подмосковья еще выше, что, по мнению Н. М. Страхова, связано с их богатством органическим веществом. Высокой влажностью характеризуются и карбонатные осадки, отложившиеся в водной среде. В осадке, возникшем на суше (лёсс, пески), до 40—60% его объема составляет газовая фаза.

Характерной особенностью осадка, образовавшегося в водной среде, является обилие микроорганизмов. При этом наблюдается следующая закономерность — чем выше дисперсность осадка, тем больше микроорганизмов (бактерий), чем глубже от поверхности суши или дна водоема находится осадок, тем меньше в нем бактерий (при прочих равных условиях). В одном грамме сухого песчаного осадка содержится до нескольких десятков тысяч бактерий, алевритового — до ста тысяч, глинистого — до нескольких сотен тысяч и даже миллионов особей (табл. 5).

Как подчеркивает Н. М. Страхов, основным фактором, регулирующим такую локализацию бактерий, является содержание органического вещества, за счет которого и развиваются микроорганизмы. Максимальные количества бактерий наблюдаются в самом верхнем слое осадка мощностью до 1—3 см, ниже их количество быстро сокращается (причем не только аэробных, но и анаэробных). На глубине около 0,5 м число бактерий уменьшается в 1500—2000 раз, что объясняется переработкой органического вещества и обеднением питательными веществами.

В осадках водных бассейнов (современных и послерифейских) почти всегда присутствует органическое вещество. Его количество определяется типом литогене-

за, глубиной и размером водоема, крутизной уклона дна; распределение органического вещества контролируется волнениями, течениями, что проявляется в ассоциациях  $S_{орг}$  с определенными типами осадочных пород.

Намечается такая картина — в бассейнах гумидной зоны содержание органического вещества выше, чем в бассейнах аридной, в глубоководных бассейнах — ниже, чем в мелководных. В осадках центральных частей

Таблица 5

Распределение бактерий в осадках в зависимости от крупности частиц (по К. Зобелу)

Осадок	Средний диаметр частиц осадка, мк	Содержание $N_{орг}$ , %	Содержание воды, %	Число бактерий на 1 г сухого остатка (тысячи)
Песок	50—1000	0,09	33	22
Силт	5—50	0,19	56	78
Глина	1—5	0,37	82	390
Коллоид	<1	1,0	98	1500

крупных водоемов (океанов, морей) органического вещества меньше, чем в периферийных. Это объясняется тем, что наиболее благоприятные условия для жизни организмов существуют на небольших глубинах — до 50—100 м. При опускании отмерших организмов на дно глубоких водоемов они в значительной мере разлагаются, а на небольших глубинах (за счет времени) сохраняются лучше и, следовательно, в осадке их должно быть больше.

Исследование современных осадков показало, что максимальные количества органического вещества приурочены к тонкодисперсным глинистым осадкам, наоборот, в алевритовых, а тем более в песчаных образованиях содержание его значительно ниже (табл. 6).

Подобные закономерности отмечались П. Д. Траском (1932 г.) в Калифорнийском заливе, А. И. Конюховым (1976 г.) на западной подводной окраине п-ова Индостан, Д. Е. Германович, В. В. Вебер, А. И. Конюховым (1976 г.) — в осадках Перуанского района Тихого океана. Такая картина распределения органического

вещества в значительной степени определяется сходством благоприятных условий для осаждения пелитового материала и органического вещества.

В морских осадках выделяют две зоны — окислительную и восстановительную [Страхов Н. М., 1960 г.].

Зона окисления охватывает лишь верхний слой осадка мощностью от долей до нескольких десятков санти-

Таблица 6

Содержание  $C_{орг}$  в морских осадках, в % на натуральный сухой осадок (по П. Л. Безрукову, 1955, 1960 гг.)

Тип осадка по гранулометрическому составу	Количество проб	Пределы колебаний $C_{орг}$	Среднее содержание $C_{орг}$
Пески крупно- и среднезернистые	13	0,00—0,93	0,29
Пески мелкозернистые	23	0,08—0,75	0,36
Алевриты крупнозернистые	23	0,08—1,14	0,60
Алевриты мелкозернистые	14	0,04—1,78	1,10
Илы алеврито-пелитовые	45	0,02—2,14	1,37
Илы пелитовые	40	0,86—2,20	1,46

метров. В этой зоне окислительно-восстановительный потенциал (Eh) имеет положительные значения, достигающие нескольких сотен милливольт. Здесь наряду с окислением органического вещества в осадках происходит восстановление сульфатов, выделение углекислоты, образование железомарганцевых конкреций и др. Ниже развивается восстановительная зона, где Eh имеет уже отрицательные значения, достигающие также нескольких сотен милливольт. В ней формируются закисные соединения железа, карбонаты кальция, марганца, сульфиды металлов.

Концентрация водородных ионов (рН), характеризующая щелочно-кислотные свойства среды, обычно в осадке мало отличается от рН воды, а если отличается, то, как правило, в сторону повышения кислотности.

Исследование современных осадков Черного моря позволило Н. М. Страхову сделать вывод о том, что окислительно-восстановительный и щелочно-кислотный режимы в восстановительной зоне осадков не зависят от того, принадлежит ли водоем к нормально-аэриру-

емому или аномальному типу с сероводородным заражением воды. Величины рН и Eh в осадках отражают прежде всего состав твердой, жидкой и газообразной фаз самих осадков и в особенности количество и качество захороненного в них органического вещества, а не газовый режим наддонной воды. По-видимому, отличие осадков нормально аэрируемых водоемов от осадков бассейнов с сероводородным заражением заключается в том, что в последних отсутствует верхний тонкий кислородный слой [Страхов Н. М., 1960 г.]. Общая направленность диагенетических процессов в осадке одинакова в обоих случаях.

Осадок, образовавшийся на поверхности суши или на дне водоема, как отмечалось, обычно представляет собой неравновесную систему. Отсутствие физико-химического и биохимического равновесия в осадке и является движущей силой процессов диагенеза. В результате взаимодействия между составными частями осадка и последних с окружающей средой при участии внешних факторов возникает более или менее равновесная система, в которой составные части приспособились для совместного существования.

В стадии диагенеза в осадках происходят следующие основные процессы: 1) уплотнение осадка под действием веса вышележащих осадочных образований, 2) дегидратация или гидратация осадка, 3) переработка осадка илоедами и бактериями, 4) образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых, 5) растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка, 6) минеральное новообразование, 7) кристаллизация и перекристаллизация.

Уплотнение осадка. Только что накопившийся осадок в зависимости от состава и структурных признаков может иметь самую различную плотность. У глинистых илов она может составлять всего 1,2—1,3 г/см<sup>3</sup>, плотность песчаных и алевроитовых осадков, накопившихся в водной среде, 1,5—1,7 г/см<sup>3</sup>, а образовавшихся на суше — 1,3—1,4 г/см<sup>3</sup>. К концу стадии диагенеза плотность глинистых осадков возрастает до 1,6—1,8 г/см<sup>3</sup>, а песчаников — до 1,7—1,9 г/см<sup>3</sup>. Подобное явление происходит и с другими осадками.

Дегидратация и гидратация осадка. Осадки, возникшие в водной среде, содержат, как уже

упоминалось, огромное количество воды (до 75—85%). В процессе их уплотнения происходит отжатие воды, которая перемещается обычно в вышележащие слои. К концу стадии диагенеза из осадка удаляется значительное количество воды, в глинах и песках, например, достигающее половины исходного количества.

Осадки, образовавшиеся в воздушной среде (например золотые пески, лёсс), получают влагу из подстилающих отложений за счет диффузии или же из атмосферы.

Переработка осадка организмами. Этот процесс носит глобальный характер. Он имеет место в континентальных и в морских условиях, хотя и неравнозначен по масштабу в осадках различного состава. Судя по материалам современных исследований, надо полагать, что интенсивнее всего перерабатываются тонкодисперсные осадки (пелитовые, карбонатные, фосфатные и др.) водоемов с повышенным содержанием органического вещества. Главная роль в переработке осадка отводится бактериям и илоедным организмам (всевозможным червям), а само явление имеет максимальное развитие на первых десятках сантиметров, а ниже быстро затухает. В меньшей степени на преобразование осадка влияют корни живущих растений.

Образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых в данной физико-химической обстановке. Это явление представляет собой один из элементов диагенетического преобразования осадка. Как отмечал Л. В. Пустовалов, в зоне осадкообразования, в условиях избытка экзогенной энергии, сплошь и рядом возникают малоустойчивые модификации минералов, обладающие тем или иным запасом энергии. При захоронении осадка они отдают эту энергию окружающей среде, а сами образуют более устойчивые разновидности (модификации).

Примером таких превращений являются переход гидротроилита,  $(\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O})$  в пирит или марказит  $(\text{FeS}_2)$ , арагонита в кальцит, опала в халцедон и др.

Растворение и разложение неустойчивых частей осадка. Этот процесс играет весьма важную роль в стадии диагенеза осадка. Он в значительной своей части обусловлен физико-химическими и биохимическими свойствами среды. Многообразие этих

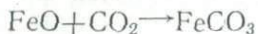
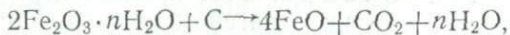
свойств определяет в одном сочетании устойчивость данного компонента осадка, в другом — его химическую активность и подвижность. В этом процессе большую роль играют рН и Eh среды, состав растворенных в воде солей и газов, их концентрация, состав атмосферы (а он в течение геологического времени существенно изменился), давление, температура, жизнедеятельность организмов и т. д.

В качестве примера рассмотрим кальцит. В современных речных песчаных осадках гумидной зоны кальцитовые остатки фауны обычно не сохраняются вследствие того, что среда (речные воды) имеет кислую реакцию ( $\text{pH} < 7$ ). Подобное наблюдается и в морских осадках холодноводных бассейнов с  $\text{pH} > 8$ . Кальцит растворяется здесь за счет избытка углекислоты, способствующей переходу малоподвижного карбоната в легко растворимый бикарбонат. В тепловодных морских бассейнах, где количество растворенной углекислоты невелико, а среда щелочная ( $\text{pH} > 8$ ), обстановка благоприятствует сохранению карбонатов кальция в осадке.

Другой пример для органических образований. В воздушной среде аридной климатической зоны (полупустыни, пустыни) органическое вещество практически полностью разлагается на составные части и удаляется из осадка. В гумидных условиях, на суше и особенно в водной среде, органическое вещество в значительной части сохраняется, хотя и существенно изменяется.

Минеральное новообразование. Этот процесс широко развит в осадках. Новые минералы могут возникать в результате реакций между неустойчивыми (в конкретной физико-химической обстановке) минеральными и органическими частями осадка, а также между минеральными и жидкой или газообразной фазами, или же при взаимодействии последних.

Рассмотрим некоторые примеры диагенетического минералообразования. Так, взаимодействие окислов железа с органическим веществом (в водной среде) приводит к образованию сидерита по схеме:



Реакции между гидроокислами железа и сероводородом (образующимся при разложении белковых соединений органического вещества) дают начало сульфидам железа (пириту, марказиту). Широко известно диагенетическое образование доломита. Последний является результатом химических реакций между известковым илом и ионами магния, находящимися в морской воде, пропитывающей осадок. Взаимодействие находящихся в иловых водах ионов кальция и уголекислоты в определенных физико-химических условиях (тепловодный бассейн, щелочная среда, низкое парциальное давление уголекислоты) приводит к образованию диагенетического кальцита.

Диагенетическими минеральными новообразованиями являются конкреции марказита, сидерита, фосфорита, кремнистые, глинистые и другие минералы.

В обломочных, органогенных и оолитовых карбонатных образованиях и в некоторых других диагенетических минералы нередко выполняют роль цемента.

Кристаллизация и перекристаллизация и составных частей осадка. Этот процесс характерен для хомогенных и коллоидных образований. Процесс формирования конкреций (кремнистых, фосфатных и др.), исходным материалом для которых являются в большей части коллоиды, обычно сопровождается кристаллизацией вещества. При кристаллизации происходит укрупнение составных частей осадка, уменьшение их удельной поверхности, а следовательно, уменьшение адсорбционной способности вещества и повышение осадку большой устойчивости.

Кристаллические образования (кальцит, доломит, сульфаты, галоиды и др.) в стадию диагенеза могут перекристаллизовываться. Этому способствует беспорядочное расположение отдельных кристаллических индивидуумов, наличие дефектов в кристаллических решетках и высокая поверхностная активность соединений (за счет большой дисперсности). Наиболее интенсивно, таким образом, должны перекристаллизовываться тонкозернистые, однородные (лишенные посторонних примесей) осадки.

Осадок может быть затронут всеми или частью перечисленных процессов — в зависимости от его состава и физико-химических свойств среды. Например, при

диагенезе эоловых терригенных образований не происходит переработки осадка организмами, дегидратации, растворения составных частей осадка. При отсутствии неустойчивых соединений растворение и минеральное новообразование не происходят или эти процессы протекают очень слабо.

Наиболее полный комплекс диагенетических преобразований характерен для глинистых и известковых илов морских и пресноводных водоемов гумидных зон литогенеза и некоторые другие осадки.

Кроме соответствующих свойств осадка и окружающей среды, на ход процессов диагенеза оказывают влияние и некоторые внешние факторы. Среди них прежде всего выделяются температура, давление, продолжительность их воздействия, скорость накопления осадка и его аэрируемость. Они способны ускорять, замедлять или даже практически останавливать течение диагенетических процессов.

Стадия диагенеза завершается превращением осадка в осадочную горную породу. Следует заметить, что не всегда по внешним признакам можно отличить породу от осадка. Например, для песчаных образований: современный песок — осадок и ископаемый песок — порода по внешним признакам могут быть одинаковы. В связи с этим принято считать, что стадия диагенеза заканчивается с прекращением жизнедеятельности организмов и достижением физико-химического равновесия в осадке. Продолжительность стадии диагенеза колеблется в зависимости от скорости достижения равновесия в осадке, и может составлять десятки и даже сотни тысяч лет. Мощность зоны диагенеза осадка также зависит от скорости наступления равновесия между осадочными компонентами. В изначально равновесных системах (например, чистых кварцевых песках) она может составлять единицы метров. В многокомпонентных осадках мощность зоны диагенеза может достигать 100 м и более.

Стадия диагенеза может прерваться в результате выхода осадка на поверхность под влиянием тектонических сил и тогда он, не превратившись в породу, может вовлечься в новый цикл литогенеза.

Таким образом, в общем случае конечным продуктом стадии литогенеза являются осадочные горные

породы. Они могут состоять из одной или нескольких частей различного генезиса. Внешний облик, строение и физические свойства пород определяются условиями осадконакопления, а также составом, структурой, генезисом и количественными соотношениями составных частей. На основании генетических, структурно-минералогических и других признаков был разработан ряд

Таблица 7

Схема классификации осадочных горных пород

Группы осадочных пород		
Обломочные	Хемогенные и биогенные	Глинистые
<p>Грубообломочные (обломки &gt;1 мм)</p> <p>Глыбовые (обломки &gt;1000 мм)</p> <p>Валунные (обломки 100—1000 мм)</p> <p>Галечно-щебеночные (обломки 10—100 мм)</p> <p>Гравийно-дресвяные (обломки 1—10 мм)</p> <p>Песчаные (обломки 0,1—1,0 мм)</p> <p>Алевритовые (обломки 0,01—0,1 мм)</p> <p>Пелитовые (обломки &lt;0,01 мм)</p> <p>Пирокластические (эффузивно-осадочные)</p>	<p>Алюминистые</p> <p>Железистые</p> <p>Марганцевые</p> <p>Кремнистые</p> <p>Фосфатные</p> <p>Карбонатные</p> <p>Сульфатные</p> <p>Галоидные (соляные)</p> <p>Каустобиолиты</p>	<p>Гидрослюдистые</p> <p>Каолинитовые</p> <p>Монтмориллонитовые</p> <p>Полиминеральные</p>

схем классификации осадочных пород [Лаппаран Н., 1923 г., Пустовалов Л. В., 1940, Страхов Н. М., 1960 г. и др.]. Одна из наиболее распространенных схем, в основе которой лежит классификация М. С. Швецова (1934 г.), приводится в табл. 7.

Объединение хемогенных и биогенных пород в одну группу обусловлено тем, что они могут иметь одинаковый химический и минеральный состав, к тому же хемогенная и органогенная части часто присутствуют совместно, а в случае тонкого раздробления органогенный материал даже под микроскопом неотличим от хемогенного. В тех случаях, когда в породе присутствуют в за-

метных количествах несколько составных частей, ее классификационное положение и название определяют по преобладающему компоненту. Так, например, при содержании в породе более 50% обломочной части ее относят к группе обломочных, то же относится к глинистым, хемогенным и биогенным образованиям.

В каждой из групп подразделение на более мелкие категории осуществляется по дополнительным признакам. В обломочных породах такими признаками являются структурные особенности (размер и форма обломков). Хемогенные и биогенные породы классифицируют по химическому составу, а более подробно — по количественным соотношениям составных частей, структуре, комплексу и степени сохранности органических остатков. В глинистых образованиях основой для подразделения служит минеральный состав глинистых минералов и их ассоциации.

Название пород определяется по преобладающему компоненту. Например, при содержании в породе более 50% алевроита ее называют алевроитом (если она рыхлая) или алевролитом (если она сцементированная). В тех случаях, когда два компонента, составляя основу породы, присутствуют примерно в равных количествах, применяют двойные названия, например известково-алевритовая порода, каолинит-гидрослюдистая глина. При наличии в породе существенных количеств трех компонентов, причем один из них составляет более 50%, все они отражаются в названии породы. Например, порода, состоящая из песка (>50%), глины и кальцита (при этом содержание первой выше), получает название песчаник известково-глинистый. Породу, в которой присутствуют примерно в равных количествах песчаный, глинистый и алевроитовый материал, называют хлидолитом, или паттумом.

Обломочные породы пользуются широким развитием среди осадочных образований. Они подразделяются на несколько подгрупп, первой среди которых стоит грубообломочная. Она в свою очередь подразделяется на четыре семейства: глыбовые, валунные, галечно-щебечные и гравийно-дресвяные. Выделяются также группы песчаных, алевроитовых, пелитовых и пирокластических пород. Последние состоят главным образом из обломочных частиц, глинистого материала и продуктов

вулканической деятельности, представляя собой промежуточное звено между обломочными и эффузивными породами. Песчаные, алевритовые и пелитовые породы состоят преимущественно из обломков минералов, а грубообломочные — из обломков пород (магматических, метаморфических, обломочных).

По минеральному составу обломочные породы принято разделять на полимиктовые, олигомиктовые и мономинеральные. К первым относят породы, в которых содержание ни одного из минералов не превышает 75% всей массы обломков. Олигомиктовыми называют породы, в которых один из минералов составляет 75—95% обломков и, наконец, мономинеральными считают обломочные отложения, в которых какой-либо минерал составляет 95% и более. Такое деление обломочных пород по минеральному составу обычно применяют при изучении песчаных и алевритовых осадков.

Обломочные породы часто содержат примеси, среди которых наиболее обычными являются глинистые минералы, кальцит, доломит, ангидрит, гипс, окислы железа, реже фосфатные, кремнистые, галоидные минералы и каустобиолиты. Все эти образования в случае их значительного количества скрепляют обломочный материал и, следовательно, выполняют роль цемента. Это обстоятельство послужило основанием для разделения обломочных пород на рыхлые и сцементированные.

Хемогенные и биогенные породы составляют большую группу осадочных образований, но в общем объеме осадочных пород они существенно уступают глинистым и обломочным.

В рассматриваемой группе наибольшим распространением пользуются карбонатные, далее следуют сульфатные, галоидные, кремнистые и фосфатные осадочные образования. Остальные породы этой группы имеют ограниченное распространение.

Как хемогенные, так и биогенные породы часто содержат значительные количества примесей обломочного и глинистого материала, которые существенно могут изменять их внешний облик и физические свойства. Хемогенные и биогенные породы (за исключением железистых, марганцевых и каустобиолитов) обычно имеют светлую окраску, а при отсутствии примесей органического вещества, окисных или закисных соединений

железа и марганца бывают белыми или бесцветными.

Структура хемогенных пород обычно зернистая, при этом наиболее характерные размеры кристалликов составляют от менее 0,01 мм до 0,5 мм; кремнистые и фосфатные породы часто имеют аморфную структуру. Биогенные породы (кроме каустобиолитов) также имеют зернистую структуру, но в них важную роль играют окаменевшие остатки организмов, поэтому характеристику структуры породы принято давать не по размеру зерен, а по комплексу и степени сохранности органических остатков.

Глинистые породы являются наиболее распространенными осадочными образованиями и составляют свыше половины всей их массы. Основными составными частями пород являются глинистые минералы (главным образом группы гидрослюды, монтмориллонита и каолинита, реже — хлорита) и тонкодисперсный обломочный материал — пелит (частицы размером мельче 0,01 мм). Примеси в глинистых породах могут составлять до 50%. Наиболее обычными из них являются алеврит, песок, кальцит, в меньших количествах присутствуют обугленные растительные остатки и соединения железа. Окраска глинистых пород весьма разнообразна — от светло-серой до черной, а также цветная — желтая, красная, бурая, коричневая, зеленая, серовато-голубая и промежуточных тонов. Основными хромофорами являются соединения железа, марганца и органическое вещество. При отсутствии красителей глинистые породы имеют белый цвет.

Структура глинистых пород довольно разнообразна, но в большинстве случаев отчетливо проявляется лишь под микроскопом. Наиболее распространенными структурами являются пелитовая, алевропелитовая, псаммопелитовая, реже встречаются ооидная и оолитовая.

По физическим признакам глинистые породы разделяют на глины и аргиллиты. Глины — относительно высокопористые породы, размокающие в воде и обладающие пластичностью. В процессе катагенеза они уплотняются, становятся низкопористыми, теряют пластичность, способность к разбуханию в воде и превращаются в аргиллиты,

## ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы, образовавшиеся в стадию литогенеза, не представляют собой нечто вечное, неизменное. Они постепенно преобразуются, приобретая новые признаки и свойства. Все те изменения пород, которые совершаются после литогенеза, называют вторичными, или постдиагенетическими. Они происходят под влиянием термобарических и геохимических факторов, а их направленность в значительной мере определяется формой и интенсивностью тектонических движений. При погружении осадочных пород стадия их жизни или катагенеза сменяется стадией метагенеза (глубокого преобразования), а последняя — метаморфизмом. После завершения стадии метагенеза осадочные породы прекращают свое существование. Восходящие тектонические движения, приводящие к выходу пород на поверхность, способствуют их изменению и разрушению в стадию гипергенеза (или выветривания). Таким образом, вторичные изменения осадочных пород осуществляются в стадиях катагенеза, метагенеза и гипергенеза.

### § 1. КАТАГЕНЕЗ

Катагенез<sup>1</sup> — стадия жизни осадочных пород, которая начинается после диагенеза и заканчивается с наступлением стадии метагенеза (при погружении осадочных толщ) или же на стадии гипергенеза (при выходе на поверхность или в приповерхностную зону). Продолжительность катагенеза колеблется в широких пределах, что определяется характером геологического развития территории и, в частности, ее тектонической активностью. Породы, залегающие в стабильной обстановке, могут существовать длительное время даже в геологическом понимании. Например, возраст протерозойских осадочных образований (синийский комплекс) на севере Китая оценивается в 1185—740 млн. лет. В то же время

<sup>1</sup> В литературе катагенез нередко именуется эпигенезом.

нередко встречаются палеозойские и даже мезозойские отложения (юрские отложения на Северном Кавказе), которые уже прошли стадию катагенеза. В локальных зонах, например там, где в осадочные толщи внедряется магматический расплав, продолжительность стадии катагенеза может быть значительно короче.

Мощность зоны катагенеза также колеблется в широких пределах — от долей и единиц метров до нескольких тысяч метров. Положение нижней границы зоны катагенеза варьирует в широком диапазоне глубин и в значительной мере определяется температурными условиями и величиной давления. В настоящее время предельными для зоны катагенеза принимается температура  $200^{\circ}\text{C}$  и давление — до 3—5 тыс. кгс/см<sup>2</sup>. Для каждого конкретного района определение нижней глубинной границы зоны катагенеза осложняется тем, что колебательные движения вызывали вертикальные перемещения пород, и мы нередко не знаем, на какой максимальной глубине находились изучаемые породы раньше; более того, пока ни одна скважина не вскрыла зоны перехода осадочных пород в метаморфические, не считая разрезов, где осадочные толщи залегают на размытой поверхности метаморфических образований. Несомненно, что преобразование осадочных пород в метаморфические происходит при погружении постепенно, и между ними нет четкой границы. В обнажениях такая смена была прослежена А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым в Западном Приверхоянье. Промежуточную стадию между катагенезом и метаморфизмом они совместно с Н. В. Логвиненко назвали метагенезом. Трудно установить глубину и термобарические условия, при которых осуществлялись все эти преобразования. Примерное представление об этих параметрах можно получить исходя из того, что мощность осадочных пород в упомянутом районе составляет более 13 тыс. м. Известные примеры и выполненные расчеты позволяют считать, что максимальная глубина, до которой могут сохраниться осадочные породы в самых благоприятных условиях, составляет 15—20 км.

Переход от катагенеза к метагенезу знаменуется определенным комплексом изменений состава, строения и свойств пород. В частности, при этом процессе появляются глинистые сланцы, кварциты, слюдястый цемент; широкое развитие получает хлорит, из углей образуются

полуантрацит и антрацит, а пористость пород понижается до нулевых значений.

Катагенетические преобразования однотипных осадочных пород в районах с различной тектонической активностью и пород разного состава в одном разрезе протекают с различной интенсивностью, что определяется сочетанием целого ряда признаков, присущих самим породам, и характером воздействия внешних факторов. Среди особенностей и свойств пород, отражающихся на течении и последствиях катагенетических процессов, основными являются минеральный состав, структура и физико-химические свойства (химическая устойчивость, твердость, пластичность, пористость, проницаемость и др.). Главнейшими действующими факторами и силами катагенеза являются температура, давление (литостатическое и стресс), растворенные минеральные и газообразные вещества, щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства подземных вод, радиоактивное излучение и, наконец, продолжительность их воздействия (геологический возраст). В естественных условиях роль каждого действующего фактора, признака и свойства породы могут варьировать в широком диапазоне. Эта особенность в значительной мере предопределяет все многообразие форм проявления, четкость выражения и скорость течения вторичных изменений.

Катагенетические преобразования пород по существу сводятся к следующим основным процессам: 1) уплотнению, 2) отжатию воды (обезвоживание), 3) растворению неустойчивых соединений, 4) минеральному новообразованию, 5) перекристаллизации.

**Уплотнение пород.** Этот процесс заключается в увеличении плотности горных пород в результате уменьшения объема их порового пространства. Этот процесс сопровождается изменением структуры и физических свойств осадочных образований.

Породы уплотняются вследствие сближения их составных частей или в результате заполнения пустот минеральными новообразованиями. Эти процессы вызваны действием литостатического давления, стресса или физико-химическими реакциями. В начальные этапы катагенеза уплотнение осуществляется главным образом в результате перегруппировки частиц, более плотной их укладки, происходящей под влиянием литоста-

тического давления, возрастающего по мере погружения осадочных толщ и перекрытия их вновь образовавшимися отложениями. Известно, например, что при кубической укладке равновеликих шаров пустое пространство в системе составляет 47,6%, а при тетраэдрической укладке (или, как ее еще называют, ромбической) — 25,9%. Более плотная (тетраэдрическая) укладка устойчивее к действию повышенного давления. Нечто подобное происходит и в природных условиях — обломочные зерна при повышении литостатического давления стремятся занять устойчивое положение, соответствующее наиболее плотной укладке.

Перегруппировка частиц под влиянием литостатического давления в зависимости от целого ряда причин (форма частиц, их прочность, отсортированность, характер поверхности, наличие цемента и др.) может завершаться на различных глубинах и соответственно при разных давлениях. Например, в мезозойских песчано-алевритовых породах Прикаспийской впадины при отсутствии цемента процесс заканчивается на глубине до 1500 м.

После перегруппировки частиц дальнейшее уплотнение под действием литостатического давления может происходить в результате растворения соседствующих зерен в точках контакта по принципу Рикке, и приспособления их поверхностей друг к другу с образованием конформных, инкорпорационных, а затем и микростилолитовых контактов. Материал, перешедший при этом процессе в растворенное состояние, а также поступивший с подземными водами со стороны при изменении термобарических и геохимических условий, может перейти вновь в твердую фазу, и в результате заполнения им трещин, пор и каверн произойдет дальнейшее уплотнение породы. Для оценки степени уплотнения породы используют такие параметры, как плотность, пористость, а также коэффициенты метаморфичности «С» (по Черникову О. А., 1964 г.) измененности — «I» (по Савкевичу С. С., 1965 г.), сообщаемости пор — «Ж» (по Карпову П. А., 1969 г.).

Плотность ( $\delta$ ) определяется отношением массы тела к его объему ( $\delta = \frac{m}{V}$  г/см<sup>3</sup>); пористость ( $K_p$ ) выражается отношением объема пор к объему заключающей их

породы

$$\left( K_{\text{п}} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{пород}}} \cdot 100, \% \right).$$

Коэффициент метаморфичности

$$C = \frac{\pi}{2} \frac{d}{4} n = 0,392dn,$$

где  $n$  — среднее число пересечений контактов соприкосновения между зернами, приходящихся на единицу длины микрометрической линейки окуляра;  $d$  — средний диаметр зерен в мм. Способ применим только для обломочных пород, не содержащих цемента или с небольшим его количеством.

Коэффициент измененности  $I = \frac{W}{P} + A + C$ , где  $W$

все вторичные контакты между зернами (конформные, инкорпорационные, сутурные);  $P$  — все первичные контакты (тангенциальные, удлиненные);  $A$  — число контактов на одно зерно;  $C$  — количество микростилолитовых контактов. По мере уплотнения породы  $I$  возрастает.

Коэффициент сообщаемости пор  $\mathcal{K} = O \cdot \frac{n_1}{n_1 + n_2}$ , где

$O$  — средняя минимальная ширина каналов в микронах;  $n_1$  — среднее количество открытых каналов, отходящих от пор;  $n_2$  — среднее количество пор, нацело запечатанных цементом или зерном, внедрившимся при растворении под давлением. По мере погружения и уплотнения породы коэффициент  $\mathcal{K}$  уменьшается, стремясь к нулю.

Эти три способа определения степени уплотненности пород базируются на микроскопических исследованиях и имеют свои недостатки — слишком малая площадь исследования и возможность применения только для обломочных пород.

Для оценки степени уплотнения породы предлагается также коэффициент уплотнения —  $K_{\delta}$  [Прошляков Б. К., 1974], представляющий собой отношение объемной плотности породы ( $\delta_{\text{п}}$ ) к плотности твердой фазы ( $\delta_{\text{т}}$ )

$$K_{\delta} = \frac{\delta_{\text{п}}}{\delta_{\text{т}}}.$$

Таким образом,  $K_3$  представляет собой безразмерную величину, показывающую, во сколько раз плотность породы меньше плотности слагающей ее твердой фазы. По мере уплотнения породы  $\delta_{\text{п}} \rightarrow \delta_{\text{т}}$ , а  $K_3 \rightarrow 1$ . Неуплотненные осадочные образования — пляжевые пески, лесс имеют минимальное значение  $K_3$ , равное 0,3 — 0,4, сильно уплотненные породы характеризуются величиной  $K_3 > 0,95$ . По степени уплотнения породы разделяются на пять групп (табл. 8).

Таблица 8

Классификация пород по степени уплотнения

Степень уплотнения	Коэффициент уплотнения породы $K_3$	Полная пористость $K_{\text{п}}$ , %
Неуплотненные	$< 0,6$	$> 40$
Слабо уплотненные	$0,6 - 0,75$	$25 - 40$
Уплотненные	$0,75 - 0,85$	$15 - 25$
Сильно уплотненные	$0,85 - 0,95$	$5 - 15$
Очень сильно уплотненные	$> 0,95$	$< 5$

Коэффициент уплотнения  $K_3$  связан с величиной полной пористости ( $K_{\text{п}}$ ) (выраженной в долях единицы) следующей зависимостью:

$$K_3 = 1 - K_{\text{п}}$$

В общем виде плотность всех осадочных пород с глубиной повышается, однако темп их уплотнения неодинаков. Песчаники и алевролиты уплотняются более или менее равномерно до  $K_3 = 0,90 - 0,95$ , а затем в сильно замедленном темпе (рис. 11). Глинистые породы быстро уплотняются до  $K_3 = 0,80 - 0,85$ , а затем интенсивность уплотнения с глубиной замедляется. Известняки уплотняются еще быстрее. У некоторых их разновидностей уже на глубине 500 — 1000 м коэффициент уплотнения достигает 0,95 — 0,97.

Отделение воды. В осадочных породах, особенно в начальные периоды их существования, содержится

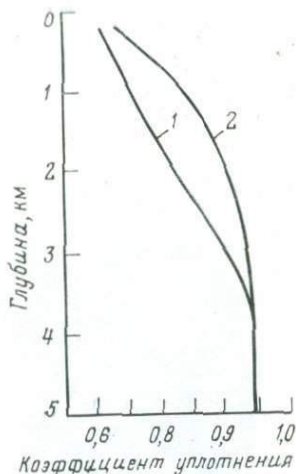
Рис. 11. Уплотнение мезозойских пород Прикаспийской впадины при погружении

1 — песчаники, 2 — глины

значительное количество воды (в песчаных и алевритовых породах до 40—50% по объему, а в глинистых даже больше). Эта вода может иметь различную природу: быть унаследованной от стадии диагенеза и даже от седиментогенеза или же поступить в породы в процессе миграции. При уплотнении вода постепенно отжимается из пород.

Как известно, по характеру взаимодействия с твердой фазой породы воды подразделяются на свободные (гравитационные) и связанные (физически или химически). Свободная вода способна перемещаться в породах под действием силы тяжести или пластового давления. Связанная вода покрывает частицы породы одномолекулярным слоем (гигроскопическая) или полимолекулярной пленкой (пленочная), располагающейся поверх гигроскопической. Связанная вода не перемещается в породах, она удерживается на поверхности минеральных зерен силами молекулярного притяжения. В лабораторных условиях гигроскопическая вода отделяется от твердой фазы путем повышения давления до 3000—5000 кгс/см<sup>2</sup> [Ломтадзе В. Д., 1955 г.]. Химически связанная вода входит в состав минералов (цеолитная, кристаллизационная, конституционная). Она выделяется при нагревании породы до 80—400°C (в зависимости от формы связи), при этом происходит изменение свойств минерала и даже кристаллической решетки.

В процессе катагенеза отделяется преимущественно свободная вода, количество которой в начальные этапы катагенеза во много раз больше, чем связанной. Подсчеты показывают, что в ходе постдиагенетического уплотнения пород при снижении пористости водоносного песчаника от 40 до 5% отжимается до 350 млн. т воды



из каждого 1 км<sup>3</sup> породы. Такая вода в условиях повышенных температур, давлений способствует растворению отдельных компонентов и возникновению минеральных новообразований, а в целом существенному перераспределению вещества осадочных пород.

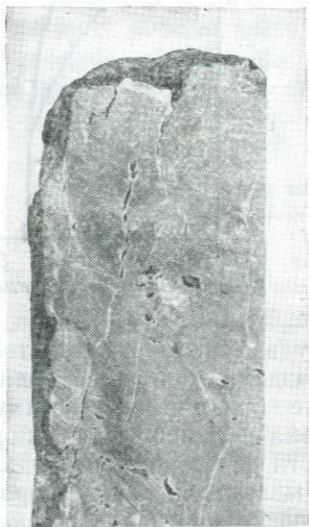


Рис. 12. Каверны (черное) в известняке, образовавшиеся в результате растворения кальцита (фото Ю. Г. Пименова)

Западная Тепловка скв. П-4 (Уральская область), глубина 3689—3692 м. Натур. вел.

Растворение составных частей породы. Минеральные и органические соединения, участвующие в строении горных пород, обладают устойчивостью в определенных термобарических и геохимических условиях. Изменение последних приводит к нарушению равновесия, химическому взаимодействию этих соединений с жидкими и газообразными флюидами. В результате этих процессов некоторые минералы и органические соединения растворяются в подземных водах (рис. 12) и в меньшей степени в нефтях и газоконденсате. Об этом свидетельствуют высокая соленость подземных вод, достигающая 25—30 г/100 г раствора и явно имеющая не седиментационную, а вторичную природу, а также наличие в нефтях и газоконденсате

большого ассортимента химических элементов и металлоганических соединений.

Галоиды, сульфаты, карбонаты, являясь наиболее легко растворимыми образованиями, составляют, как правило, основу солевой части подземных вод. Кроме них растворяются также кварц, алюмосиликаты, некоторые окислы и др. Растворимость минералов регулируется целым рядом факторов, таких как температура, давление (гидростатическое и литостатическое), фильтрационная способность пород, а также свойствами

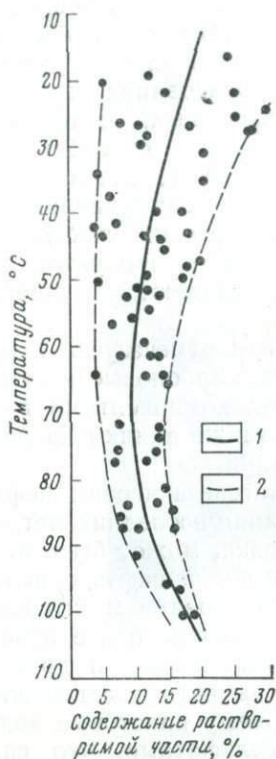


Рис. 13. Изменение содержания растворимой (в 6%-ной HCl) части в песчано-алевритовых породах Прикаспийской впадины с повышением температуры

1 — медианная линия, 2 — контуры поля рассеивания.

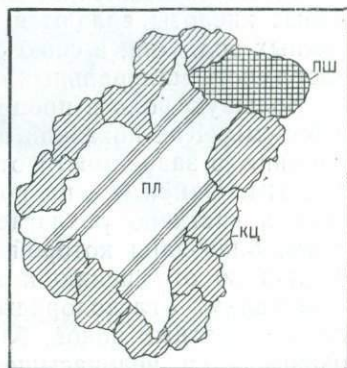
Растворимая часть на 90% и более представлена кальцитом. Каждая точка соответствует среднему арифметическому значению, вычисленному по 5—20 анализам для частей разреза мощностью 200—300 м

Рис. 14. Коррозия зерна плагиоклаза на контакте с кальцитом

Пл — плагиоклаз, КЦ — кальцит.

ПШ — полевой шпат.

Аралсорская сверхглубокая скв. СГ-1, глубина 5922,4—5925,4 м. Увел. 400



мигрирующих флюидов (воды, нефти, газов) — их минерализацией, солевым составом, Eh, pH, составом растворенных и свободных газов и др.

Установлено, например, что в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины содержание кальцита в пористых и проницаемых песчано-алевритовых породах с глубиной в целом понижается до температурной границы 55—60°C (рис. 13). При изучении шлифов были обнаружены многочисленные следы растворения кальцитового цемента. Этот процесс определялся, главным образом, высоким содержанием в породах углекислого газа. Препятствовала растворению повышающаяся температура. При достижении некоторого предела (55—60°C) растворение кальцита прекратилось. Образование стилолитовых швов в известняках также связано с растворением кальцита.

При изучении kernового материала под микроскопом очень часто наблюдаются следы растворения кварца, плагиоклазов и других частей породы в виде коррозии поверхностей зерен (рис. 14) или образования структур растворения под давлением (конформных, инкорпорационных и др.). Растворению кварца способствуют повышающиеся с глубиной температура, давление, а также растворенная в подземных водах углекислота. В непроницаемых породах (глинах, мергелях, некоторых известняках и др.) растворение и вынос продуктов химических реакций практически отсутствуют или происходят в ограниченных масштабах.

Подземные воды растворяют, как отмечалось, и органические соединения. Битумоиды, карбоновые и гуминовые кислоты являются обычными компонентами подземных вод. Они, в свою очередь, также влияют на растворимость минеральных образований.

Большую роль в процессах катагенеза играют нефть и битумы. Как показали исследования последних лет, их влияние, в зависимости от обстановки, может быть различным. Например, на контакте с водой нефть окисляется и частично разлагается с образованием углекислоты, благодаря которой вода становится более агрессивной по отношению к карбонатам, кварцу и другим минералам. Углеводороды могут вызвать восстановление сульфатных ионов, благодаря чему пластовые воды оказываются недонасыщенными сульфатами, что способствует растворению новых порций гипса или ангидрита. Подобные явления наиболее характерны для стадии миграции и формирования залежей углеводородов, когда в смеси находятся нефть, газ и вода. Кроме того, битумоиды способствуют восстановлению некоторых элементов с образованием сульфидов (рис. 15). После разделения флюидов нефть выступает уже в качестве консерванта. Насыщая породы, она изолирует их от воды, тем самым препятствуя растворению минеральной части.

В связи с вышеизложенным следует напомнить, что в процессе разработки нефтяных месторождений, при замещении нефти пластовой водой и особенно при закачивании в пласт пресных вод с целью поддержания пластового давления, происходит нарушение физико-химического равновесия. Последнее обстоятельство, в

зависимости от состава твердых, жидких и газообразных компонентов, составляющих систему, и термобарических условий, может вызвать растворение минералов, их новообразование или преобразование (например, набухание глинистых минералов).

**Минеральные новообразования.** В стадию катагенеза широкое развитие получают процессы аутигенного минералообразования. Среди вторичных мине-

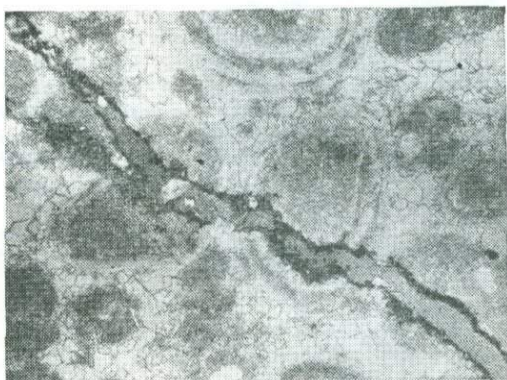


Рис. 15. Трещинка в известняке, заполненная твердым керитоподобным битумоидом

На контакте между битумоидом и породой — выделения сульфидов железа и других металлов (черное). Увел. 56

ралов весьма обычны породообразующие—кварц, халцедон, кальцит, ангидрит, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, глинистые минералы (гидрослюды, хлориты) и др. Исходным материалом для их возникновения в значительной мере являются вещества, растворенные в подземных водах, а также газообразные соединения, содержащиеся в осадочных породах.

Выделение минеральных новообразований из жидкой и газообразной фаз происходит вследствие нарушения равновесия в системе при попадании мигрирующих флюидов в иную термобарическую или геохимическую обстановку. Кроме того, новые соединения возникают в результате взаимодействия минеральных и органичес-

ких образований с подземными водами и растворенными в них солями и газами.

Новообразования кальцита обычно возникают из пластовых вод в условиях повышенных температур (свыше 60—70°C). Часто вторичный кальцит выделяется в открытых трещинах и порах пород (рис.16, 17). Новообразованный кремнезем возникает в зонах повышен-

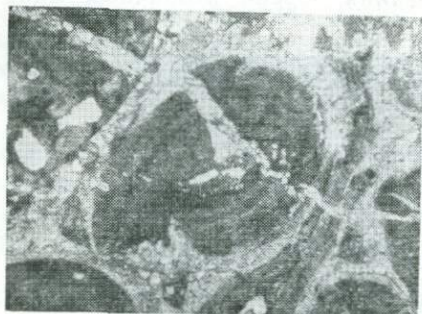


Рис. 16. Вторичный кальцит (белое) выполняет трещинку в известняке

Палеогеновые отложения  
Северной Ферганы.  
Увел. 37



Рис. 17. Новообразованный кальцит из трещинки в аргиллите

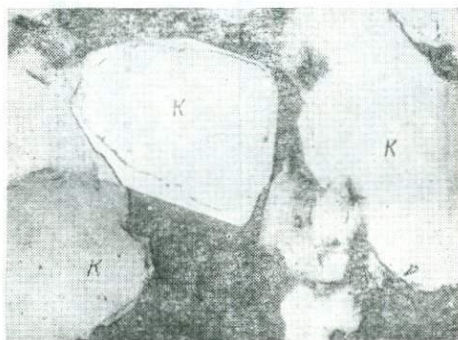
Бикжальская сверхглубокая скв. СГ-2 (Гурьевская область), глубина 5481 м. Увел. 5

ных температур и давлений, в нейтральной или слабо кислой среде. В песчано-алевритовых породах он обычно представлен кварцем и встречается в виде каемок регенерации (рис. 18); для известняков и доломитов более характерен халцедон, который, как правило, выполняет внутренние полости раковин, каверны, а иногда замещает фаунистические остатки. В ряде случаев новообразования кварца наблюдаются и в доломитах в

виде более или менее идиоморфных кристаллов. Очень характерны для стадии катагенеза изменение ассоциации глинистых минералов (рис.19), аутигенные выделения удлиненно-пластинчатых гидрослюд и табличек железо-магнезиального хлорита, образующихся в поровом пространстве песчано-алевритовых пород при высоких температурах и давлениях. Ангидрит также является катагенетическим минералом. Он, например, широко

Рис. 18. Регенерированные зерна кварца (К) в песчанике среднезернистом с кальцитовым цементом

Темные каемки внутри зерен показывают их докатагенетический облик. Поляроиды +, увел. 130



распространен в нижнепермских карбонатных породах северной бортовой части Прикаспийской впадины.

При взаимодействии сульфидов железа с кислород содержащими подземными водами образуются окислы, а взаимодействие кальцита с магнийсодержащими водами в определенных условиях может привести к возникновению доломита.

**Перекристаллизация.** Перекристаллизация вещества весьма обычна для стадии катагенеза. Она заключается в преобразовании кристаллических зерен без изменения их состава и структуры кристаллической решетки и проявляется в укрупнении кристаллов за счет объединения нескольких зерен, изменении формы кристаллов, приспособлении их к поверхностям соседних минералов, освобождении кристаллов от примесей. Перекристаллизация минералов сопровождается уплотнением породы, уменьшением ее удельной поверхности, увеличением устойчивости данной системы в новых термобарических условиях.

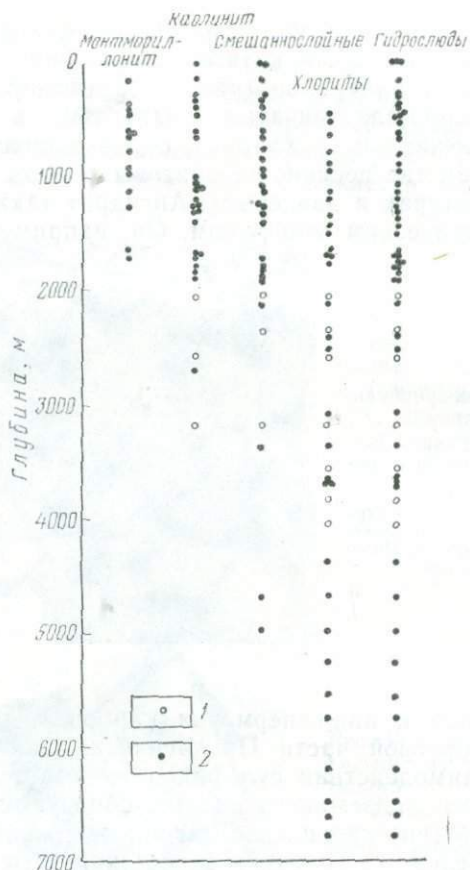


Рис. 19. Изменение ассоциации глинистых минералов при погружении осадочных пород

Породы: 1 — песчано-алевритовые, 2 — глинистые.  
Мезозойские отложения, Прикаспийская впадина

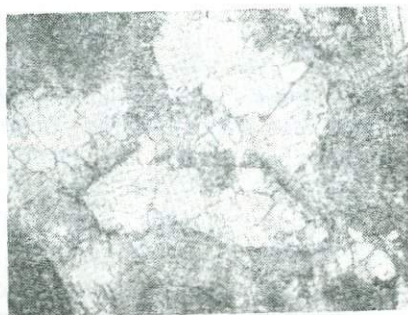
Описываемое явление затрагивает главным образом хемогенные и органогенные породы, а также цемент обломочных и эффузивно-осадочных пород. Наиболее характерна перекристаллизация для таких пород, как известняки (рис.20), доломиты, гипсы.

Кроме перекристаллизации различают еще явление девитрификации (раскристаллизации), заключающееся

В переходе вещества из аморфного состояния в кристаллическое. Девитрификация происходит как в стадию диагенеза (например, в случае известкового ила), так и при катагенезе. Наиболее характерен этот процесс для опаловых пород, фосфоритов и обломков эффузивных пород.

Рис. 20. Известняк оолитовый, перекристаллизованный, среднезернистый

Нижнемеловые отложения. Северное Предкавказье. Поляронд 1, увел. 90



Оба процесса—перекристаллизация и девитрификация вещества происходят вследствие нарушения физико-химического равновесия в породах при изменении термобарической и геохимической обстановок.

По интенсивности вторичных преобразований пород стадию катагенеза подразделяют на две или три подстадии соответственно: ранний (начальный) катагенез—поздний (глубинный) катагенез или протокатагенез (начальный)—мезокатагенез (средний)—апокатагенез (конечный). При двучленном делении граница между подстадиями, по данным разных авторов, проводится в диапазоне температур  $90-120^{\circ}\text{C}$ , при литостатическом (горном) давлении около  $1000 \text{ кгс/см}^2$ . Такие условия достигаются при погружении пород на глубину 3—5 км, однако палеотемпературы внедрения были выше, чем в настоящее время, и это необходимо учитывать при оценке термобарических условий на границе подстадий катагенеза. Следует также помнить о том, что современное глубинное положение осадочных толщ может сильно отличаться от максимальных погружений в геологическом прошлом. В связи с этим пограничная область между подстадиями может быть сильно приближена к поверхности или даже отсутствовать вследствие денуда-

ции (вместе с толщей пород, находившейся на подстадии начального катагенеза).

Для стадии начального катагенеза характерны мало измененные относительно слабо уплотненные ( $K_8 < 0,85$ ) осадочные породы. Примером служат глины, алевроиты, пески, рыхлые или слабо сцементированные песчано-алевритовые породы, мел, ракушечные известняки и др. В глинах на этой стадии характерно присутствие монтмориллонита, каолинита и смешаннослойных образований. Песчано-алевритовые породы отличаются наличием свободного пространства, относительно невысокой прочностью. Последнее относится в полной мере к мелу, ракушечным известнякам и другим породам.

Поздний катагенез характеризуется сильным уплотнением пород ( $K_8 > 0,85 - 0,90$ ), замещением монтмориллонита и каолинита смешаннослойными образованиями, гидрослюдами или хлоритом, переходом глин в аргиллиты, песков и слабоуплотненных песчано-алевролитовых пород — в прочные песчаники или песчано-алевритовые породы, замещением мела известнякам, дальнейшим уплотнением известняков.

## § 2. МЕТАГЕНЕЗ

Метагенез—стадия глубокого минерального и структурного преобразования осадочных пород, происходящего в нижней части стратисферы, на значительной глубине. Основные факторы метагенеза—те же, что и для катагенеза,—температура, давление, подземные воды с растворенными в них солями и газами, окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные свойства флюидов. Наряду с этим надо отметить, что упомянутые факторы в зоне развития метагенеза имеют значительно большие численные значения ( $t = 200-300^\circ\text{C}$ ,  $P > 2-3$  тыс. кгс/см<sup>2</sup>), большую минерализацию и газонасыщенность вод, иные значения рН и Eh (обычно среда более кислая и более восстановленная). Глубинное положение зоны метагенеза в значительной мере зависит от температуры недр. При большом геотермическом градиенте глубина 5—7 км, а при низком—до 15—20 км.

При метазенезе породы максимально уплотняются ( $K_0 = 0,98-1$ ), и их пористость становится минимальной. Перемещение флюидов в этом случае становится возможным только по трещинам или путем диффузии. В эту стадию продолжается изменение минерального состава пород. Все более широкое развитие получают гидрослюды высокой степени преобразованности ( $2M$ ), за счет изменения глин образуется серицит. Происходит хлоритизация биотита, развивается процесс альбитизации плагиоклазов, продолжается регенерация кварцевых зерен.

Изменение минерального состава пород сопровождается перестройкой их структуры. В целом наблюдается укрупнение размеров зерен, упорядочение их ориентировки, дальнейшее развитие структур растворения обломочных зерен и их регенерация. Минеральные зерна стремятся принять призматическую и таблитчатую форму с ориентировкой большей грани перпендикулярно направлению давления. Благодаря этому в соответствующих сечениях, в шлифах, наблюдается листоватая, таблитчатая, волокнистая ориентированная, мозаичная структуры, нередко с зубчатыми, шиповидными окончаниями минеральных зерен.

Для стадии метазенеза характерен определенный комплекс пород: глинистые сланцы, кварциты, песчаники регенерационной структуры, мраморовидные известняки, доломиты и некоторые другие, более редкие породы.

Некоторые исследователи [Логвиненко Н. В., 1974] выделяют ранний (начальный) и поздний (глубинный) метазенез. По термобарическим показателям ( $t > 300^\circ\text{C}$ ,  $P > 3000$  кгс/см<sup>2</sup>) последний соответствует метаморфической фации зеленых сланцев, поэтому целесообразность такого подразделения вряд ли может быть оправдана.

### § 3. ГИПЕРГЕНЕЗ

Под гипергенезом понимают химические изменения горных пород и минералов, происходящие на поверхности и в приповерхностной зоне. Объем зоны гипергенеза определяют глубиной проникновения грунтовых вод. В зависимости от состава и свойств пород, рельефа

местности, структурных и климатических условий мощность этой зоны может составлять единицы и десятки метров, а в отдельных случаях даже сотни. Гипергенез осадочных, магматических и метаморфических пород протекает неодинаково, что определяется существенными различиями минерального состава и структуры пород, а также их физических свойств.

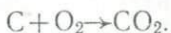
Характерной особенностью гипергенеза является то, что он осуществляется в термобарических условиях, свойственных земной поверхности. Наиболее характерны для осадочных пород процессы окисления, восстановления гидратации, гидролиза, растворения и катионного обмена. В зависимости от внешних условий и сочетания действующих факторов гипергенез может иметь различную направленность. Более того, даже в сходных условиях, но при разном составе осадочных отложений конечные продукты гипергенных реакций не будут одинаковыми.

Описание основных гипергенных процессов в осадочных породах приводится ниже.

**Окисление.** В стадию гипергенеза широкое развитие получают процессы окисления, заключающиеся в потере электронов атомами или ионами окисляющегося вещества. Элементы с переменной валентностью при этом переходят в состояние более высокой валентности

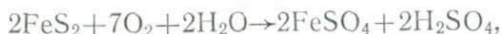


В условиях зоны гипергенеза в больших масштабах происходит окисление органических веществ—каменных углей различных марок, нефти, рассеянного органического вещества и др. В результате реакции происходит выделение углекислоты со значительным количеством тепла



При полном окислении органического вещества окраска пород существенно осветляется. Окисление в породе закисных соединений железа сопровождается изменением окраски от серой, черной или зеленовато-серой до желтой, оранжевой, кирпично-красной или бурой (в зависимости от содержания воды и степени окисленности вещества),

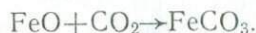
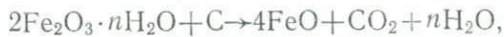
Очень распространенным является процесс окисления пирита, который развивается ступенчато:



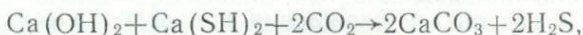
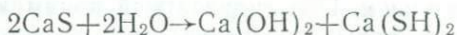
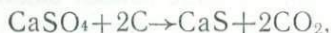
Кроме закисных соединений железа (марказит, сидерит, шамозит), окисляются карбонаты марганца (родохрозит), сульфиды никеля, меди и др.

**Восстановление.** Восстановление—по своей природе процесс, противоположный окислению. Он заключается в присоединении электронов катионами и обычно проявляется в потере кислорода восстанавливаемыми веществами. В зоне гипергенеза восстановительная обстановка возникает при застойном режиме грунтовых вод вследствие жизнедеятельности бактерий или разложения органического вещества, а также при окислении просачивающейся к поверхности нефти. Энергичными восстановителями являются углерод и водород.

Реакция восстановления окисных соединений железа органическими веществами представляется в следующем виде:



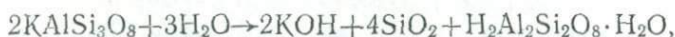
Широко известна реакция восстановления сульфатов нефтями и битумами с образованием серы:



При восстановительных реакциях в зоне гипергенеза могут образовываться пирит, марказит и многие другие минералы.

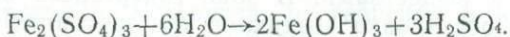
**Гидролиз.** Гидролиз—один из самых распространенных процессов в зоне гипергенеза. Он заключается во взаимодействии вещества с водой, при котором составные части вещества соединяются с составными частями воды ( $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}^+$ ). Очень характерны реакции гидролиза для алюмосиликатов, силикатов и многих оксидов.

Гидролиз ортоклаза или микроклина протекает, например, по следующей схеме:

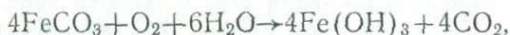


при этом образуются гидрат окиси калия, кремнезем и глинистый минерал каолинит.

Нередко гидролиз сопровождается реакции окисления. Как было уже показано, при окислении сульфидов железа в зоне гипергенеза образуются водные и безводные сульфаты, которые вступая во взаимодействие с водой образуют гидраты окиси железа:



Подобное происходит и с сидеритом:



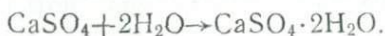
окраска породы при этом изменяется от серой или темно-серой до бурой.

При гидролизе ионы  $\text{OH}^-$  образуют с металлами подвижные соединения и выносятся из зоны гипергенеза, а при реакции ионов водорода с анионами часто возникают трудно растворимые соединения (например, каолинит, гидрослюда), которые могут оставаться на месте или выноситься в виде взвеси водой или атмосферой.

**Гидратация.** Под гидратацией понимают процесс присоединения воды к химическому соединению или породе в результате вхождения в кристаллическую решетку или адсорбции поверхностью частиц. Процесс присоединения воды обычно сопровождается увеличением объема. Гидратация часто сопровождает процессы окисления, карбонатизации и др. При гидратации окисных соединений железа, например гематита, образуется лимонит:



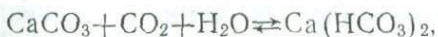
Подобная картина наблюдается и при гидратации сульфатов (ангидрита, тенардита и др.)



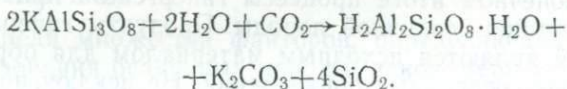
При этой реакции объем новообразованного соединения увеличивается на 30%. Существенно увеличивается при гидратации объем монтмориллонитовых глин, вермикулита и многих других соединений.

**Растворение.** В зоне гипергенеза растворение минеральных образований—процесс весьма распространенный. Растворимость природных соединений варьирует в широких пределах—от единиц миллиграммов до десятков граммов в 100 г воды. Для конкретного минерала растворимость в значительной мере определяется внешними условиями (температура, давление) и качеством воды (щелочно-кислотные, окислительно-восстановительные свойства, минерализация, солевой состав и др.). Для большинства минералов растворимость с повышением температуры повышается, однако для каменной соли при изменении температуры воды от 0 до 100°C она остается почти постоянной (36—40 г на 100 г воды), а у кальцита даже понижается.

В кислых водах ( $\text{pH} < 7$ ) энергично растворяются карбонаты (кальцит, доломит), полевые шпаты, плагиоклазы. Особенно благоприятствует их растворению присутствие углекислоты (которая образуется при окислении органического вещества):



возникающий при реакции бикарбонат кальция легко переходит в раствор. При воздействии кислых вод на полевые шпаты происходит их разложение с образованием легко растворимых соединений:



Карбонат калия (поташ), частично и кремнезем при этой реакции переходят в растворенное состояние, а каолинит остается нерастворимым. Способствуют растворению также серная (образующаяся при окислении сульфидов) и органические кислоты.

Присутствие растворенных солей и газов вызывает изменение растворимости минералов. Так, увеличение содержания  $\text{NaCl}$  в воде от нуля до 2 моль/1000 г вызывает повышение растворимости  $\text{CaCO}_3$ . Дальнейшее по-

вышение количества NaCl в растворе понижает растворимость кальцита.

В пресных водах очень высокой растворимостью обладают нитраты и галоиды, ниже растворимость у сульфатов, карбонатов, фосфатов.

Процессы растворения в зоне гипергенеза сопровождаются выносом вещества из породы, образованием пор (например, при выносе цемента из песчаников), каверн и более крупных полостей—карстовых воронок, пещер. В результате этого понижается прочность пород, их устойчивость по отношению к воздействию бурового инструмента, вместе с этим возрастает емкость пород для нефти, газа, воды.

**К а т и о н н ы й о б м е н.** В природных условиях, в зоне гипергенеза нередко наблюдается изменение состава минералов без изменения их структуры, связанное с замещением одних, непрочно удерживающихся в кристаллической решетке катионов другими.

В процессе такого замещения одни катионы поглощаются твердой фазой, а другие, наоборот, выделяются в раствор. Следствием этого является, например, накопление калия в осадке и вынос натрия в океан. В осадочных образованиях это явление очень характерно для глинистых минералов, в которых обменные катионы располагаются в межслоевом пространстве. Наибольшей способностью к катионному обмену обладают минералы группы монтмориллонита (монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, сапонит и др.). Основными обменными катионами являются  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{H}^+$ .

В конечном итоге процессы гипергенеза приводят к уничтожению осадочной породы. Продукты гипергенных реакций являются исходным материалом для образования новых осадочных образований. Не исключено, однако, что частично измененная порода при колебательных движениях отрицательного знака погрузится и, таким образом, сохранится от окончательного разрушения. Типичным примером таких пород являются известняки и доломиты с широким развитием каверн, карстовых и других крупных полостей, нередко залегающие на значительных глубинах (несколько километров) и являющиеся прекрасными коллекторами нефти и газа.

## ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Выяснение условий формирования и познание закономерностей образования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых является одной из главнейших задач литологии. Ее решение имеет большое научное и практическое значение, поскольку позволяет расшифровать детали формирования осадочной оболочки нашей планеты и открывает возможность наиболее эффективно осваивать ее недра.

Решением этой литологической задачи наука занимается практически со времени ее зарождения. Особенно плодотворными являются последние 30—40 лет, знаменующиеся установлением периодичности и эволюции осадкообразования, определением основных движущих сил процесса, разработкой основ теории литогенеза и т. д. Значительный вклад в дело решения задачи внесли советские ученые Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, М. С. Швецов и др.

Образование осадочных пород — сложный процесс, происходящий в различных природных условиях, регламентируемый многими факторами и силами земного и космического происхождения. Их роль в формировании осадка и основные закономерности образования осадочных пород рассматриваются ниже.

### § 1. ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ И КЛИМАТА НА ЛИТОГЕНЕЗ

Среди множества факторов, определяющих условия образования осадочных пород и закономерности их формирования, ведущее положение занимает тектоника и, в частности, режим колебательных движений земной коры. Большое влияние на общий ход осадочного процесса оказывает климат, но его роль в определенной мере регулируется тектоникой. Кроме того, на формирование осадочных толщ оказывают влияние рельеф, жизнедеятельность организмов, солевой состав и соленость вод,  $Eh$ ,  $pH$  и т. д., но все они имеют подчиненное значение и во многом их роль ограничена общим ходом тектонического развития планеты и климатом.

**Роль тектоники в процессе литогенеза.** Как уже отмечалось, тектоника оказывает огромное влияние на седиментогенез. Интенсивность, частота, региональность тектонических колебательных движений существенным образом отражаются на составе, строении (структуре, текстуре), скорости накопления и мощности осадка, а также на форме осадочных тел.

Как известно, колебательные движения вызывают трансгрессии и регрессии морских водоемов и, следовательно, перемещение береговых линий. Вместе с изменением положения берега меняется и состав осадка. Например, при трансгрессии в заданной точке водоема откладываются глинисто-алевритовые осадки, в случае регрессии здесь же возможно накапливание более крупнозернистых отложений. Колебательные движения могут привести к образованию мелководных водоемов, с весьма ограниченной связью с открытым морем. В таких мелководных водоемах при пенеппене и интенсивном испарении терригенное осадконакопление может смениться накоплением различных солей. Примером такого бассейна является современный залив Кара-Богаз-Гол. Наконец, колебательные движения могут привести к заболачиванию местности, возникновению торфяников. Примером может служить восточное побережье Северного Сахалина.

Колебательные тектонические движения в пределах суши приводят к изменению положения области сноса осадочного материала, изменению базиса эрозий, что в свою очередь отражается на составе накапливающегося осадка. Наконец, тектоника отражается на характере продуктов выветривания, возможности образования коры выветривания и т. д. В областях с соляной тектоникой и засушливым климатом образуются соляные озера, в которых откладываются каменная соль (оз. Баскунчак), каменная соль с тенардитом и другими сульфатами (оз. Эльтон) и т. д.

Тектонические колебательные движения являются одной из основных причин слоистого строения осадочных толщ, чередования в разрезе пород разного состава. Поскольку граница между слоями бывает выражена достаточно четко, надо полагать, что смена одной обстановки осадконакопления другой совершается достаточно быстро. Одной из причин этого являются колеба-

тельные тектонические движения, которые совершаются, по-видимому, не плавно, а прерывисто, с паузами, сопровождающимися стабилизацией обстановок осадконакопления.

Колебательные движения являются одной из главных причин периодичности седиментогенеза — неоднократной повторяемости в геологических разрезах литологически одноименных или близких по составу осадочных пород. Продолжительность и масштаб колебательных движений варьируют в широких пределах, поэтому и чередующиеся отложения могут быть широко распространенными и мощными или наоборот — локально залегающими и небольшой мощности. В связи с этим различают периодичность низшего и высшего порядков. Периодичность низшего порядка представляет собой чередование двух-трех разностей пород, слагающих слои небольшой мощности, в сумме составляющих от долей сантиметров до первых метров. Определяется она различными причинами, но может возникнуть и за счет неоднократной смены трансгрессий регрессиями и наоборот. Периодичность высшего порядка связана с эпейрогеническими движениями регионального масштаба большой продолжительности. Результатом этого является чередование сходных по составу и строению крупных литологических комплексов мощностью в десятки и сотни метров.

Тектоника оказывает огромное влияние на скорость накопления осадков и их мощность. Это влияние осуществляется через направленность и скорость колебательных движений, продолжительность стабильного состояния тектонического режима, относительное гипсометрическое положение территории, рельеф поверхности бассейна осадконакопления (суши или дна водоема), направление и скорость водных потоков, а также в какой-то мере через климат.

Скорость современного осадконакопления колеблется в широких пределах. Максимальных значений она достигает у горных подножий, в конусах выноса, достигая в ряде случаев нескольких метров в год. Значительна скорость накопления в дельтах крупных рек, достигающая десятков сантиметров в год. Иллюстрацией этого является, например, тот факт, что дельта р. Хуанхэ выдвинулась в Желтое море в течение пяти лет (1947—1952 гг.) на 25 км (правда, в этом случае интенсивность

накопления осадков определялась еще и низкой прочностью отложений слагающих берега и ложе водотока). В районах развития мутьевых (турбидных) потоков скорость накопления современных осадков составляет в среднем 0,5 мм в год, а в центральных частях океанов— 0,008—0,06 мм в год.

Изучение разрезов ископаемых осадочных толщ позволило установить, что скорость накопления осадков в геосинклинальных областях значительно выше, чем в платформенных. По данным ряда авторов она соответственно составляет 0,01—0,3 и 0,003—0,02 мм в год.

Из приведенных данных, однако, не следует вывод о том, что скорость современного осадконакопления выше, чем в прошедшие этапы геологической истории. Дело в том что современные осадки — рыхлые, тогда как ископаемые отложения существенно уплотнены, к тому же для современных отложений приведены крайние значения скоростей. Кроме того, при расчете интенсивности осадконакопления в историческое время не учитывались возможные размывы, денудация и перерывы в накоплении осадков. В связи с этим в историческом аспекте правильнее говорить не о скорости осадконакопления, а о скорости накопления осадочных толщ.

Несомненно, что и в древние эпохи скорость накопления осадков в значительной мере определялась особенностями тектонического строения территорий (антиклинории, синклинории и т. п.) и связанными с ними формами рельефа.

Максимальные мощности и соответственно скорости осадконакопления в крупных водных бассейнах характерны для областей компенсированного прогибания (впадинах, прогибах). Такие области известны как в геосинклинальных, так и в платформенных условиях.

Следует вместе с тем заметить, что скорость накопления и мощность осадков в значительной мере зависят от количества поступающего осадочного материала. В тех случаях, когда его количество незначительно, прогибание не в состоянии обеспечить большую скорость накопления и мощность осадка. При обильном поступлении осадочного материала, превышающем необходимое количество для компенсации прогибания, будет происходить обмеление бассейна и изменение условий

осадконакопления, а в конечном итоге аккумуляция может смениться денудацией.

Тектонический режим в значительной мере определяет форму и размер осадочных тел. При региональном продолжительном погружении территории образуются мощные, огромные по площади пласты более или менее однородного состава. Примером этого могут служить известняки нижневолжского подъяруса верхней юры Прикаспийской впадины, имеющие мощность 80—130 м и площадь распространения более 40 тыс. км<sup>2</sup>. В крайних прогибах осадочные тела часто имеют значительную протяженность (до 1000 км и более), при относительно небольшой ширине.

С колебательными тектоническими движениями связано образование рифовых тел, представляющих собой карбонатные органогенные постройки, возникшие в зонах прогибания дна морского бассейна. Рифовые постройки имеют широкое распространение в палеозойских отложениях Волго-Уральской, Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций, в верхнеюрских отложениях Западного Узбекистана и Восточной Туркмении, а также в других регионах.

Вдоль крупных тектонических разломов на суше в результате деятельности рек нередко формируются рукавообразные осадочные тела.

Большое влияние на литогенез оказывают горообразовательные тектонические движения и магматизм. Благодаря их проявлению в сферу осадкообразования вовлекаются огромные массивы магматических, метаморфических и осадочных пород, а образующиеся при этом сильно пересеченные формы рельефа способствуют интенсивному их выветриванию и денудации. Горные системы, возвышенности, низменности, равнины, а также холмы, долины, горы и т. д. — в условиях существования на Земле силы тяжести существенным образом влияют на течение отдельных этапов седиментогенеза.

В условиях континента рельеф определяет общий ход механического разрушения материнских пород. В горных районах с крутыми склонами может образовываться крупный обломочный материал размером от единиц до десятков сантиметров и даже метров. В равнинных районах формируется, как правило, мелкий обломочный материал — песчаный, алевроитовый, пелитовый.

Особенностями рельефа определяются скорость течения и транспортирующие возможности водных потоков. В горных районах с крутым уклоном ложа они обладают значительной энергией и скоростью перемещения водной массы (до 7—10 м/с). В зонах деятельности горных рек и временных потоков переносится разнообразный обломочный материал, в том числе гравий, галька и даже валуны. При понижении энергетической способности

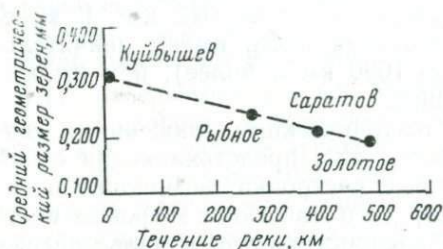


Рис. 21. Изменение среднего размера зерен песков в сериях образцов, взятых вдоль р. Волги (по Л. Б. Рухину)

потока наиболее крупные обломки переходят в осадок. Равнинные реки имеют небольшую скорость течения, обычно 0,2—0,5 м/с и, как правило, не превосходят 1,0—1,5 м/с. В таких условиях переносится более мелкий обломочный материал — песок, алеврит, пелит. В общем виде скорость течения и транспортирующие возможности большинства водных потоков убывают от истока к устью (рис. 21), что определяется в основном выполаживанием рельефа. Особенно отчетливо эта закономерность проявляется у горных рек при их выходе на равнинные участки.

Обломочный материал задерживается близ мест образования и находится в состоянии транспортировки в равнинных областях значительно дольше, чем в горных. В связи с этим, а также благодаря большей дисперсности обломочные частицы в областях пенеплена (при прочих равных условиях) подвергаются более глубокому преобразованию при воздействии факторов химического разложения. В результате этого быстрее исчезают неустойчивые и малоустойчивые минералы (амфиболы, пироксены, основные плагиоклазы и др.), упрощается минеральный состав (происходит «созревание» обломочной части). Рельеф поверхности отражается также и на составе и структурных особенностях осадков. Так, например, в горных районах накапливаются пролювиаль-

ные и делювиальные отложения, представленные щебенкой, дресвой, сменяющимися вниз по склону более мелкозернистыми образованиями. Обломки обычно неокатанные, полуугловатые, слабо сортированные. В равнинных районах такие отложения не характерны, но здесь в континентальных водоемах, в условиях аридного климата, откладываются различные хемогенные осадки (доломиты, сульфаты, галонды), а в гумидных областях — органогенные (торфяники), пелитовые и др.

В морских и океанических условиях рельеф дна бассейна и прилегающей суши также оказывают большое влияние на облик и свойства осадков. От рельефа суши прежде всего зависит размер поступающих в бассейн обломков, а рельеф дна в значительной мере предопределяет особенности распределения осадочного материала. При большом уклоне поверхности суши в бассейны поступает более крупный обломочный материал, то же происходит и в случае крутых, обрывистых берегов, сложенных прочными породами. При пологом, равнинном рельефе суши и значительном удалении (сотни километров) источника сноса в море поступает мелкий обломочный материал (песок, алеврит, пелит).

Под действием волнений и течений поступивший в бассейн осадочный обломочный материал продолжает свое перемещение. На пути его встречаются поднятия и углубления дна. Относительно пониженные участки благоприятны для аккумуляции осадка, наоборот повышенные нередко подвергаются размыву, причем в первую очередь удаляются наиболее мелкозернистые фракции. Вследствие этого на повышенных участках морского дна остаются более крупные, лучше отсортированные частицы, но мощность осадка при этом уменьшается. С увеличением энергии волн и течений в движение вовлекаются все более крупные частицы. Они выносятся и отлагаются в пониженных участках рельефа, в которых транспортирующие способности водных масс низки.

От величины уклона дна бассейна зависит размер частиц, слагающих осадок в том или ином пункте. При пологом дне морского бассейна галечный и песочный материал слагает пляж и относительно узкую мелководную зону. При большом уклоне дна (25—30°) во время сильных волнений обломочный материал (галька, гра-

вий, песок) скатывается вниз и задерживается лишь на уступах или в местах выполаживания поверхности дна. Такая картина наблюдается, например, на Черном море, в районе мыса Пицунда. По подводным каньонам обломочный материал может скатываться на большие глубины. По данным Хьюберта, в тальвегах каньонов северо-западной Атлантики гравийный материал находится на глубинах свыше 3000 м, на значительном удалении от береговой линии. Таким образом, крупный размер обломков не всегда является признаком прибрежности или мелководья, хотя в общем случае в морских условиях по мере удаления от берега размер обломочных частиц в осадке уменьшается.

**Влияние климата на литогенез.** Климат планеты определяется множеством факторов, таких как интенсивность солнечной радиации, положение участков поверхности планеты относительно Солнца, прозрачность и состав атмосферы, гипсометрическое положение суши и дна Мирового океана, соотношение площадей суши и моря, излучение внутреннего тепла планеты, направление ветров, направление и температура морских течений и т. д. Из приведенного перечня следует вывод о том, что в числе факторов, определяющих климат, очень многие имеют тектоническую природу и, следовательно, имеется определенная подчиненность климата тектогенезу. Являясь последствием взаимодействия разнообразных факторов и природных явлений, климат существенно влияет на литогенез. Более того, находясь в определенной зависимости от тектоники, климат воздействует на облик будущей породы нередко сильнее, чем все остальные факторы.

Исходя из основных климатических признаков выделяют три типа климата: нивальный, гумидный и аридный. Нивальный климат присущ областям с низкой температурой (среднегодовая ниже  $-10^{\circ}\text{C}$ ). Большую часть года вода находится в виде льда и снега. В теплое время года снег и лед не успевают растаять, поэтому происходит их постепенное накопление. Типичным представителем такого климата является арктический. Гумидный климат — влажный, причем, по крайней мере в течение теплой части года, вода находится в жидкой фазе. К гумидному климатическому типу относятся тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные кли-

маты. Для этой группы климатов характерно обильное развитие растительности. Аридный климат характеризуется сухостью воздуха, сильным прогревом поверхности суши в течение всего года или в отдельные его периоды. Испарение преобладает над выпадением атмосферных осадков, количество которых обычно невелико (менее 150—200 мм в год). Флора представлена разреженными, засухоустойчивыми формами или отсутствует вообще. К аридному климатическому типу относятся климаты пустынь, и сухих степей.

Отдавая климату предпочтение перед другими факторами в части формирования основных признаков осадочных пород, Н. М. Страхов выделил три климатических типа литогенеза: ледовый (нивальный), гумидный, аридный и четвертый — аклиматический, вулканогенно-осадочный.

Ледовый (или нивальный) тип литогенеза характеризуется нахождением воды преимущественно в твердой фазе (лед), и именно в таком состоянии она проявляет свою активность. Низкая температура вызывает существенное замедление химических процессов и подавляет жизнедеятельность организмов. В связи с этим роль осадочного материала химического и органического происхождения при ледовом литогенезе весьма незначительна или не проявляется вообще. Основная часть осадочного материала «... поставляется в первую очередь механическим (морозным) выветриванием скал не покрытых льдом (или снегом); сам ледник, медленно передвигаясь, отрывает от ложа выступающие участки и уносит обломки с собой» [Страхов Н. М., 1960 г.]. Перенос осадочного материала осуществляется преимущественно ледниками и, в незначительной степени, водой подледниковых ручьев. Вследствие этого осадочная дифференциация проявляется очень слабо. В итоге накапливается совершенно неотсортированный осадочный материал, из которого образуются породы моренного типа — глины валунные, супеси, неотсортированные валунники.

Ледовый тип современного литогенеза развит на континентальных массивах высоких широт (Гренландия, Антарктида и др.) и в горных районах выше снеговой линии. Представление о распространенности ледового типа литогенеза в настоящее время можно получить

исходя из следующих цифр: области арктического климата занимают сейчас около 17% поверхности суши или примерно 19% поверхности всей планеты. На протяжении геологического развития Земли эти соотношения существенно менялись.

Гумидный тип литогенеза осуществляется в обстановках тропического, субтропического, влажных умеренного и холодного климата. В каждом из этих климатических режимов породообразование имеет свои специфические черты, при общности основных типовых признаков. Гумидный литогенез развит как на суше, так и в морских условиях.

Генезис осадочного материала при таком типе литогенеза наиболее многообразен. Здесь активно проявляют себя факторы механического разрушения, химического разложения, а также биологические процессы. В связи с этим в осадок возможно поступление обломочной, хемогенной, органогенной и коллоидной частей.

Поскольку в различных климатах гумидного климатического типа температура, количество осадков, жизнедеятельность организмов неодинаковы, к тому же может существенно различаться и рельеф, то образовавшиеся осадки в каждом конкретном случае будут нести свои специфические особенности.

В условиях теплого климата (тропического и субтропического) при равнинном рельефе весьма интенсивно происходит химическое выветривание пород. В обстановке умеренного и холодного климата этот процесс совершается в значительно замедленном темпе, вследствие снижения среднегодовой температуры. Если же выветривание происходит в условиях резко пересеченного рельефа (горные и предгорные области), то даже в зонах теплого климата механическое выветривание начинает существенно преобладать над химическим. Жизнедеятельность организмов и продукты разложения последних (в виде  $\text{CO}_2$  и гуминовых кислот) способствуют с одной стороны механическому и химическому выветриванию пород, а с другой — образованию осадочного материала в виде минеральных скелетных остатков и неполностью разложившегося органического вещества.

В зоны осадконакопления при гумидном литогенезе, таким образом, поступает обломочный и органогенный

Гумидный тип литогенеза в геологическом прошлом резко преобладал над остальными. «Гумидное породообразование было в прошлом наиболее обычным и широко распространенным, а его отложения слагают наибольшую массу пород стратисферы» [Страхов Н. М., 1960, с. II, с. 378]. В современную эпоху этот тип литогенеза также преобладает над всеми остальными. Гумидный тип климата распространен сейчас примерно на 57% суши, а применительно к поверхности всей планеты — на 70%.

Аридный тип литогенеза характеризуется породообразованием в обстановке повышенных температур при преобладании испарения вод над выпадением атмосферных осадков. По Н. М. Страхову, вода благодаря повышенной температуре практически может находиться в жидкой фазе в течение всего года, однако ощущается ее острый дефицит. Аридный литогенез характерен для континентов (пустыни, полупустыни, сухие степи), но имеет развитие и в морских условиях (Красное, Каспийское море и др.).

В обстановке аридного климата на континентах осадочный материал поступает в виде обломочных и растворенных частиц, очень часто из располагающихся по соседству гумидных зон (с гор, вместе с мощными временными потоками, ручьями и реками, возникающими при таянии ледников, или же с равнин — полноводными реками). В пределах областей аридного литогенеза перенос осадочного материала осуществляется главным образом ветром. Этому способствует отсутствие или слабое развитие почвенного слоя и растительности. Ветром из аридных зон выносятся алевритовый и глинистый материал, а накапливается — песчаный. Площади развития современных песчаных отложений огромны (Каракумы — примерно 240 тыс. км<sup>2</sup>, Сахара — 7 млн. км<sup>2</sup>).

В озерах, лагунах и морях аридной зоны осадконакопление может осуществляться за счет химического осаждения, песчаного, алевритового и глинистого материала, приносимого ветром, и продуктов жизнедеятельности растительных и животных организмов. В случае если происходит засоление водоемов, роль организмов в осадкообразовании постепенно уменьшается и может сойти на нет. Доминирующее значение тогда по-

лучает физико-химическая седиментация, превращающаяся в последовательном накоплении сульфата, кальция, хлоридов натрия, калия, магния и др. Количество терригенного материала при этом также становится незначительным. При опреснении водоемов (например, за счет увеличившегося притока пресной воды) седиментация эволюционирует в обратном порядке, с постепенным возрастанием роли терригенного и органического материала.

Таким образом, для аридного типа литогенеза характерен следующий набор пород: золотые пески и песчаники, глинисто-алевритовые образования (иногда засоленные), известняки, доломиты, гипсы, ангидриды, каменная соль.

Эффузивно-осадочный тип литогенеза, как уже отмечалось, является азональным, аклиматическим. Под этим типом литогенеза Н. М. Страхов понимает породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эффузивного процесса.

Отличительной чертой этого типа литогенеза служит то, что осадочный материал в значительной степени поставляется вулканами, однако по мере удаления от очагов вулканизма в осадках все более возрастает роль нормального осадочного материала, образующегося за счет продуктов выветривания.

В состав продуктов вулканической деятельности входят вулканические бомбы, пепел, гидротермальные воды, газы (экспаляции). Твердые продукты извержения образуют эффузивно-осадочные (пирокластические) породы; часть растворенных и газообразных компонентов в условиях земной поверхности или в толще морских и океанических вод в результате химических реакций также переходит в твердую фазу, а затем и в осадок.

Необходимо отметить, что продукты вулканической деятельности осаждаются на поверхности планеты, в зоны конкретного климата. В силу этого обстоятельства вулканогенный материал, перешедший в осадок, подвергается воздействию соответствующих факторов, а образовавшиеся из него породы приобретают черты, присущие данному типу литогенеза. В случае массового накопления вулканогенного материала большой мощ-

ности в течение одного извержения, факторы осадочного литогенеза возможно и не успеют наложить своего отпечатка, но тогда породы будут представлять туфы или подобные им образования, не относящиеся к осадочным.

## § 2. ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изучение стратисферы показало, что в разрезе осадочной оболочки Земли наблюдается неоднократная повторяемость на первый взгляд близких по составу и строению пород или даже целых комплексов. Эта повторяемость происходит на фоне общего поступательного развития нашей планеты и носит название периодичности осадконакопления. В отдельных разрезах внимание на это явление обращалось уже давно, но в планетарном масштабе впервые отметил и дал ему принципиальное толкование Л. В. Пустовалов (1940 г.).

Периодичность имеет различные масштабы — перемежаются тонкие (толщина — доли и целые сантиметры) однородные по литологическому составу элементы — слойки, слои умеренной мощности (десятки сантиметров, метры), целые литологические комплексы (единицы, десятки метров), каждый из которых состоит из сходного набора пород, залегающих в определенной последовательности и, наконец, сменяют друг друга осадочные формации мощностью в сотни и тысячи метров. Последние представляют сообщества осадочных образований, парагенетически связанных между собой, устойчиво образующиеся в течение продолжительного времени на значительной территории. Такая разномасштабность явления дала основание для выделения периодичности низшего порядка (чередование элементарных слойков или слоев) и высшего (чередование литологических комплексов и формаций). В специальной литературе первую нередко называют ритмичностью, а вторую — цикличностью<sup>1</sup>. Материальное выражение пе-

---

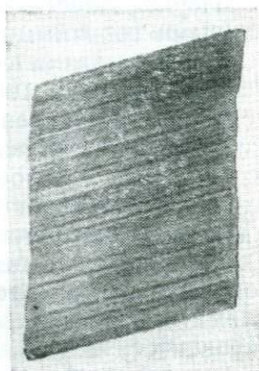
<sup>1</sup> Следует отметить, что единства в терминологии нет. Н. М. Страхов, например, во всех случаях использует термин ритмичность, а Н. Б. Вассович — цикличность.

риодичности — неоднократно и закономерно сменяющиеся в разрезе сочетания слоев, слоев или осадочных комплексов; каждое сочетание характеризуется подобием строения и литологически сходными наборами пород, залегающих в определенной последовательности, и составляет ритм или цикл.

Периодичность низшего порядка является частью, элементом (или стадией во временном понимании) периодичности высшего порядка. В этом первичном элементе однозначные слои практически неотличимы друг от друга. Периодичность высшего порядка характеризуется тем, что родственные члены вышележащего

Рис. 23. Ритмичность в нижнетриасовых отложениях Прикаспийской впадины. Чередование слоев светло-серого алевролита (светлое) и бурых глин (черное)

Аралсорская скв. СГ-1, глубина 4132,8—4136,3. Керн, натур. вел.



цикла (слой, пласты), как и цикл в целом, при всем их сходстве не являются полным повторением нижележащих. Отдельные составляющие цикла могут варьировать по мощности, составу пород, а иногда даже и выпадать из разреза. Каждый новый этап периодичности осадконакопления высшего порядка протекает во все более и более усложняющейся обстановке, связанной с эволюцией внешних геосфер Земли.

Одним из наиболее простых проявлений периодичности является чередование слоев каких-либо двух пород, например, алевролита и аргиллита в нижнетриасовых отложениях Прикаспийской впадины (рис. 23) или чередование глинистых и песчаных слоев в современных речных отложениях равнинных областей. Подобного вида периодичность может проявляться и в других сочетаниях:

1. Чередование слоев или слоев различных хемогенных пород, как это имеет место в заливе Кара-Богаз-Гол.

2. Чередование слоев обломочных и хемогенных пород.

3. Чередование слоев терригенных и биогенных пород и т. д.

Иногда наблюдается трех- и даже четырехчленная периодичность, а мощность всего комплекса слоев или слоев может достигать метра и более. Рассматриваемое явление наблюдается как в морских, так и в континентальных отложениях, причем более четко в образованиях, возникших в водной среде.

Периодичность низшего порядка определяется сезонными годовыми и многолетними изменениями климата, связанными с циклами солнечной активности 11, 22, 35, 105, 150, 160, 200-летней и большей продолжительности. Интересно отметить, что подобная периодичность была выявлена при изучении срезов деревьев, известковых водорослей, кораллов и других организмов, что свидетельствует о существовании единой первопричины, вызывающей это явление [Ботвинкина Л. Н., 1977 г.].

На характере периодичности низших порядков несомненно отражаются также колебания (изменения) климата, связанные с периодичностью изменения ориентировки оси земной орбиты (21 тыс. лет), колебанием наклона земной оси в плоскости ее орбиты (около 40 тыс. лет) и варьированием формы (эксцентриситета) последней (92 тыс. лет), однако масштабы влияния этих явлений пока недостаточно ясны.

Периодичность высших порядков, даже в геологическом понимании, охватывает значительные отрезки времени — от десятков тысяч до десятков и сотен миллионов лет (максимум, по-видимому, составляет до 200—220 млн. лет). С целью конкретизации понятия Н. Б. Вассоевич (1975 г.) предложил именовать периодичность продолжительностью:  $5 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^6$  лет — мезоциклами,  $1 \cdot 10^6$ — $6 \cdot 10^7$  лет — макроциклами,  $1,5 \cdot 10^8$  лет — мегациклами, или — серия циклов составляет мезоцикл, серия мезоциклов — макроцикл. Мегацикл состоит из серии макроциклов. Периодичность высшего порядка может быть выражена десятками и сотнями слоев при мощности циклов до сотен и тысяч метров.

Общая характеристика циклов, комплекс слагающих их пород зависят от особенностей изменения и сочетания множества явлений и факторов, таких как интенсивность и частота тектонических движений, рельеф и климат местности, вулканическая деятельность, глубина водоемов, физико-химическая характеристика вод, термобарические условия, растительные и животные сообщества и др. Ведущим фактором, первопричиной периодичности осадконакопления считают возмущающее влияние на Землю различных космических тел — Солнца, Луны, планет, а также галактической системы в целом. Они в конечном итоге определяют интенсивность и частоту колебательных движений земной коры, а последние в свою очередь регламентируют большую часть всех остальных факторов. Естественно, что ритмы или циклы, возникшие в тектонически активных областях планеты, отличаются от разновозрастных циклов в более спокойных регионах, циклы, сформировавшиеся в прибрежно-морских и глубоководных условиях имеют также существенные отличия, и т. д.

Как уже отмечалось, периодичность высшего порядка в значительной мере регламентируется тектоническим фактором. Наиболее простым примером периодичности такого типа являются широко известный флиш (Средний и Южный Урал, Карпаты, Северный Кавказ и др.). Каждый элемент флиша имеет трехчленное строение, при этом снизу вверх размер обломочных частиц уменьшается. Это могут быть, например, такие триады: песчаник—алевролит—аргиллит; обломочный известняк (псаммитовой структуры) — алевролит, иногда с прослойками мергелей, — мергели (или глины). Далее происходит повторение элемента, причем нижний его слой часто залегает на размывтой поверхности верхнего члена предыдущего комплекса. Мощность пластов внутри комплекса, а также родственных по составу пластов в соседних циклах может существенно отличаться. Мощность элемента флиша варьирует от десятков сантиметров до нескольких метров. Суммарная мощность флишевых формаций достигает нескольких сотен метров и даже первых километров.

Образование флиша в настоящее время связывают с выпадением осадков в морских и океанических бассейнах из суспензионных (мутьевых) потоков, возникаю-

щих при подводных землетрясениях. При замедлении скорости суспензионного потока на подводной равнине или в каньоне в первую очередь осаждаются наиболее крупнозернистые осадки, постепенно сменяющиеся все более и более тонкозернистыми и, наконец, пелитовыми. Периодическое возникновение суспензионных потоков и явилось причиной периодичности осадконакопления описываемого вида. Не исключено, что в ряде случаев формирование флиша определялось и колебательными движениями земной коры. Поднятие в области сноса и последующая денудация способствовали накоплению в бассейне седиментации сначала более крупнозернистых отложений, постепенно по мере денудации сменявшихся алевритовыми и пелитовыми. Новое поднятие в области сноса приводило к частичному размыву верхней пелитовой части предыдущего флишевого комплекса (ритма) и новому накоплению осадков в описанной выше последовательности.

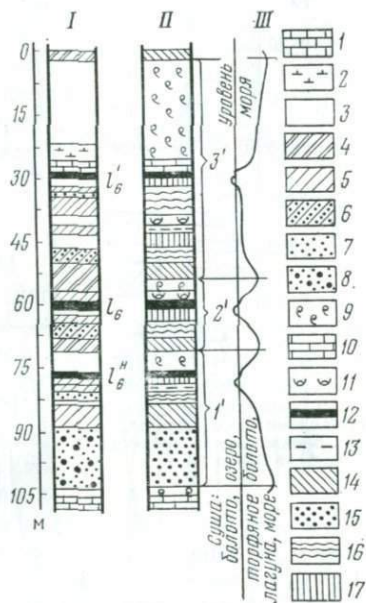
Периодичность более высокого порядка представляют осадочные циклы. Их образование в значительной мере определяется тектоническим фактором. Наиболее полно изученные угленосные циклы по современным представлениям образуются следующим образом: на фоне медленного регионального погружения земной коры происходят относительно кратковременные движения положительного знака, которые приводят к регрессии моря. На возникшей суше при этом происходят формирование речной сети и накопление аллювиальных осадков, но преобладают эрозия и денудация. В прибрежной части водоема наоборот — за счет этих процессов осадки накапливаются, при этом более грубозернистые, чем прежде. Таким образом происходит общая нивелировка местности с образованием лагун и болот. Последующее погружение территории сопровождается трансгрессией моря.

Каждая из отмеченных обстановок в условиях влажного умеренного или жаркого климата сопровождается накоплением осадочных образований определенного состава и строения. В основании цикла залегает регрессивная серия отложений, представленная в пределах бывшей суши обычно аллювиальными отложениями (часто залегающими на размывтой поверхности более древних пород), а в прибрежной части моря — песчаны-

ми или алевритовыми образованиями, нередко с обильными растительными осадками. Выше следуют лагунные, а затем болотные отложения, представленные соответственно глинистыми или алевритово-глинистыми образованиями с обилием обугленной растительной органики и пластами угля. Завершает цикл трансгрессивная серия, в нижней части обычно сложенная глинисты-

Рис. 24. Циклическое строение угленосных отложений Донбасса (по Л. Н. Ботвинкиной)

I — литологическая колонка разреза ( $L_6$ ,  $l_6$ ,  $l'_6$  — угольные пласты), II — колонка фаций ( $1'$ ,  $2'$ ,  $3'$  — циклы осадконакопления), III — кривая цикличности. Породы: 1 — известняк, 2 — известковый аргиллит, 3 — аргиллит, 4 — переслаивание алевритов, 5 — алевриты, 6 — чередование тонких слоев песчавика и алеврита, 7 — песчаник мелкозернистый, 8 — песчаник среднезернистый; отложения разного происхождения: 9 — морские глинистые, 10 — морские известковистые, 11 — лагунные глинисто-алеваевритовые, 12 — торфяного болота, 13 — озерные, 14 — морские алевритовые зоны волнений, 15 — морские песчаные зоны течений, 16 — лагунные алевритово-песчаные зоны волнений, 17 — болотные



ми породами с остатками прибрежно-морской и морской фауны, а выше — мергелями или известняками типично морского генезиса. Все эти отложения и составляют осадочный цикл (рис. 24). В дальнейшем на фоне продолжающегося регионального погружения вновь проявляются кратковременные восходящие движения, дающие начало новому циклу и т. д. Серия циклов подобного рода, последовательно сменяющих друг друга, объединяется в угленосную формацию.

Периодические колебательные движения без осушения дна водоема или в иных ландшафтно-климатических условиях приводят к возникновению циклов иного литологического состава и строения. Например, в разрезе

ангидритовой толщи (кунгурский ярус нижней перми), вскрытой Биикжальской сверхглубокой скважиной (Прикаспийская впадина), наблюдается семь циклов, представленных закономерным чередованием пластов ангидрита мощностью 5—20 м с менее мощными (2—7 м) пластами доломита и глин (рис. 25). Суммарная мощность цикла варьирует в пределах от 9 до 23 м.

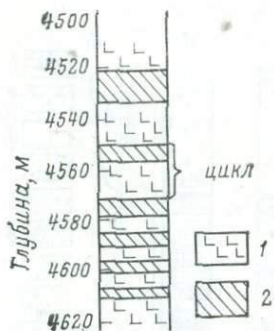


Рис. 25. Цикличность в ангидритовой толще кунгурского яруса

1 — ангидрит; 2 — глинисто-доломитовые породы.  
Биикжальская сверхглубокая скважина СГ-2

В целом мощности осадочных циклов варьируют от единиц до десятков и даже сотен метров, а продолжительность их формирования составляет десятки и сотни тысяч лет. В строении цикла могут участвовать десятки и даже сотни слоев.

Н. М. Страховым в послерифейских осадочных образованиях выделена периодичность продолжительностью 40—60 млн. лет. За геологическое время от кембрия до наших дней он выделяет 12—13 основных осадочных ритмов и считает весьма вероятным установление подобных ритмов в более древних осадочных отложениях. Возникновение этих крупных ритмов (или макроциклов, по Н. Б. Вассоевичу) Н. М. Страхов связывает с орогеническими фазами. Полный ритм охватывает связанные с орогенезом трансгрессию океана, стабилизацию режима, регрессию и вновь стабилизацию. В каждую из стадий ритма накапливается свой комплекс осадков, но поскольку в каждом ритме одноименные стадии повторяются, то набор осадков и последовательность их залегания в данном комплексе будут иметь большое сходство с предыдущим (рис. 26).

Намеченная Н. М. Страховым периодичность накопления осадков (рис. 27) находит подтверждение в фанерозойских отложениях Русской платформы. Периодичность осадконакопления самого высшего порядка впервые была намечена Л. В. Пустоваловым в фанерозойских отложениях (1940 г.). По его представлениям периоды осадконакопления длительностью

Намеченная Н. М. Страховым периодичность накопления осадков (рис. 27) находит подтверждение в фанерозойских отложениях Русской платформы.

Периодичность осадконакопления самого высшего порядка впервые была намечена Л. В. Пустоваловым в фанерозойских отложениях (1940 г.). По его представлениям периоды осадконакопления длительностью

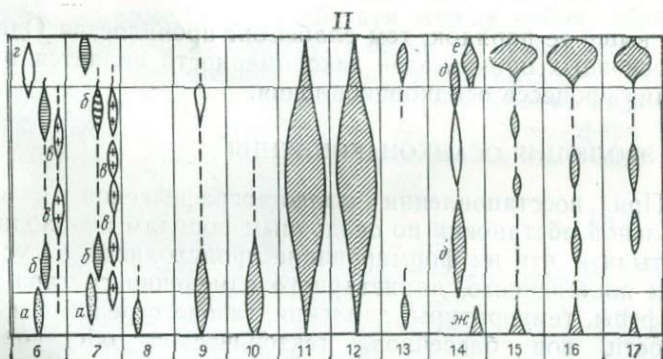
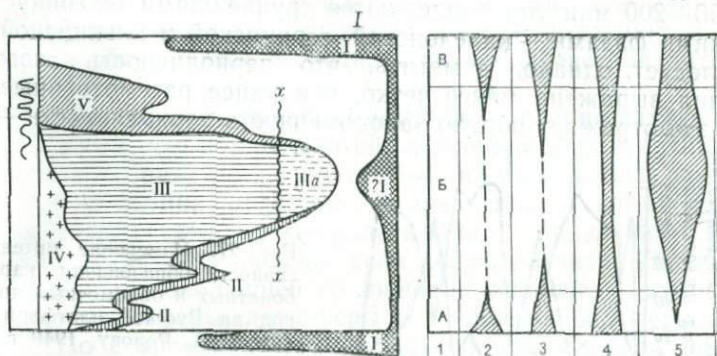


Рис. 26. Схема строения основного осадочного ритма (по Н. М. Страхову) послерифейского литогенеза (I) и размещения осадочных пород по стадиям осадочного ритма (II)

I — кора выветривания; II — трансгрессивный комплекс; III — стабильный комплекс (IIIa — уничтоженная размывом его часть, x-x — граница размыва); IV — эффузивно-осадочный комплекс; V — регрессивный комплекс.

1 — последовательность динамических комплексов: A — стадия трансгрессии, B — стадия стабильного состояния моря, B — регрессивная стадия; обломочные породы: 2 — конгломераты, 3 — пески, 4 — алевроиты, 5 — глины; органические и химически осажденные породы; 6 — железные руды; а — оолитовые гидрогетит-шамозитовые, б — сидеритовые морские, в — эффузивно-осадочные, г — сидериты угленосных толщ; 7 — марганцевые руды; а — оолитовые, б — карбонатные (осадочные), в — эффузивно-осадочные; 8 — бокситы (бобовые); 9 — глауконит; 10 — фосфориты; 11 — карбонатные породы; 12 — кремнистые породы; 13 — скопления меди; 14 — горючие сланцы; д — морского типа, е — угленосных толщ, ж — лагунного типа; 15 — гипсы; 16 — каменная соль; 17 — калийные соли

150—200 млн. лет разделяются крупнейшими тектоническими фазами — каледонской, герцинской и альпийской. Следует, однако, заметить, что периодичность этого типа выражена менее четко, чем ранее рассмотренные, и это отражает общую закономерность периодичности —

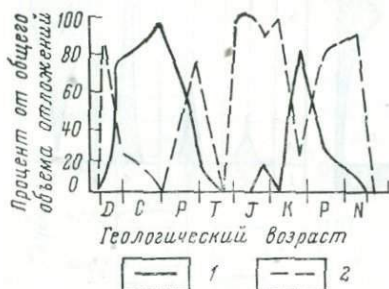


Рис. 27. Изменение интенсивности образования карбонатных и обломочных пород на Русской платформе (по А. Б. Ронову, 1949 г.)  
Породы: 1 — карбонатные; 2 — обломочные

чем выше ее порядок, тем слабее она проявляется. Одной из основных причин этой закономерности является эволюция процесса осадконакопления.

### § 3. ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

При восстановлении палеогеографической и фациальной обстановки по осадочным породам необходимо учитывать, что их формирование происходило в условиях постепенного, планетарного изменения состава атмосферы, температуры, давления, газового режима и солености вод бассейнов, тектонической обстановки, форм и интенсивности органической жизни. Все это приводило к тому, что и состав осадочных пород, и относительная распространенность их различных типов существенно изменялись в течение геологической истории Земли.

Эта проблема рассматривалась в общих чертах в трудах геохимиков и геологов уже несколько десятилетий тому назад, но особенно большое внимание уделяется ей в настоящее время. Л. В. Пустовалов, рассматривая сильные и слабые стороны принципа актуализма в геологии, уже в 1940 г. отмечал, что нельзя автоматически переносить условия образования современных осадков на древние отложения. Он считал необходимым вносить в такие аналогии «поправки на время», восстанавливать

по возможности те условия, которые существовали в действительности. В настоящее время эта проблема получила название «эволюция осадконакопления» и широко обсуждается в специальной геологической литературе.

Практически эволюция осадконакопления заключается в том, что во времени образование одних осадков постепенно затухает, а вместо них из родственных компонентов возникают другие, отличающиеся своими физико-химическими и минералогическими признаками. Эти изменения обусловлены всем ходом развития Земли и связаны с эволюцией ее внешних оболочек — атмосферы, гидросферы, литосферы, а позднее и биосферы.

По современным представлениям, атмосфера Земли возникла за счет дегазации верхней мантии при ее зонной плавке. На поверхность при извержении поступали пары воды, углекислота, окись углерода, сероводород, водород, аммиак, метан, хлористый водород и другие газы, которые, взаимодействуя между собой, образовали первичную атмосферу. Состав ее существенно отличался от современной прежде всего высоким содержанием углекислоты и отсутствием или крайне низким количеством кислорода. Возможно, что атмосфера Земли в свое время по составу была близка к современной газовой оболочке Венеры (табл. 9).

Таблица 9

**Состав атмосферы планет**

Газы	Земля	Венера	Газы	Земля	Венера
	Объемное содержание газов, %			Объемное содержание газов, %	
Азот	78,084	2	Углекислый газ	0,033	97
Кислород	20,946	0,1	Прочие	0,003	1
Аргон	0,934	?			

Последующее изменение количества углекислого газа в атмосфере Земли может быть объяснено переходом его в связанное состояние. Он входит в состав таких широко распространенных осадочных пород, как карбонаты (известняки, доломиты, мел и др.), а входящий в его состав углерод является важнейшим компонентом нефти, каменных углей, горючих сланцев, торфа и т. д.

Углекислый газ и пары воды сильно адсорбируют инфракрасную радиацию, создавая так называемый парниковый эффект. В связи с этим изменение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере должно сопровождаться существенными температурными изменениями. Подсчитано, что увеличение этого газа в атмосфере в 3 раза по сравнению с современным повысит среднюю годовую температуру на поверхности Земли на  $7,3\text{--}9,3^\circ\text{C}$ . Расчетное

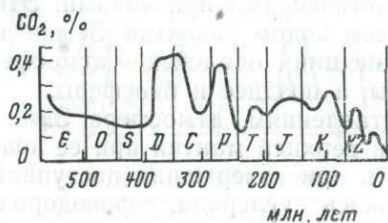


Рис. 28. Изменение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере Земли в фанерозое (по М. И. Будыко)

содержание углекислоты на протяжении фанерозоя в атмосфере Земли приводится на рис. 28. В связи с этим интересно отметить эксперимент американского биолога Фарнелиуса, который установил, что в атмосфере, содержащей  $0,5\%$   $\text{CO}_2$  (вместо  $0,033\%$ ), примерно в 10 раз увеличивается темп роста кукурузы и подсолнечника.

Таким образом, углекислота и изменение ее концентрации в атмосфере важнейшим образом влияет на климат, биологические и химические процессы, а также на химизм и общий ход осадконакопления.

Как уже отмечалось, первичная атмосфера, по имеющимся данным, практически не содержала кислорода. Последний начал быстро накапливаться только тогда, когда появилась жизнь и связанный с ней процесс фотосинтеза. При воздействии ультрафиолетового света достаточной энергии на молекулу кислорода ( $\text{O}_2$ ) образуются два атома кислорода высокой активности. Взаимодействуя с молекулой кислорода, они образуют озон. Последний, концентрируясь на высоте около 20 км, образует озоновый слой, интенсивно поглощающий ультрафиолетовую солнечную радиацию. Толщина озонового слоя со времени зарождения жизни на Земле существенно возросла, а следовательно, проникновение ультрафиолетовой радиации на поверхность планеты пони-

лось. Это обстоятельство благоприятствует сохранению и развитию жизни на Земле. Наличие свободного кислорода обуславливает течение окислительных процессов, переход закисных соединений металлов в окисные, окисление вулканических газов ( $\text{SO}_2$  в  $\text{SO}_3$ ,  $\text{H}_2$  в  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$  в  $\text{CO}_2$  и т. д.) и, следовательно, накладывает существенный отпечаток на весь процесс осадконакопления. Исходя из этого есть все основания считать, что постепенное повышение содержания свободного кислорода в атмосфере существенным образом влияло и влияет на эволюцию осадконакопления.

Гидросфера в настоящее время покрывает 70,8% поверхности земного шара. Она представляет собой совокупность океанов, морей, континентальных водоемов и ледяных покровов. 98,3% массы гидросферы сосредоточено в морях и океанах, 1,6% — в материковых льдах.

Соленость природных вод весьма разнообразна, однако большая часть, заключающаяся в Мировом океане, характеризуется средней соленостью 3,5% при вариации от 3,3 до 3,7%. Максимумы солености наблюдаются в зонах, тяготеющих к приэкваториальным засушливым областям континентов. Воды речных и большинства озерных водоемов (см. табл. 10), а также континентальные и морские льды имеют существенно меньшую соленость. Повышенной соленостью выделяются находящиеся в областях жаркого засушливого климата некоторые озера (Большое Соленое в США, Эльтон в СССР и др.) лагуны, заливы (Кара-Богаз-Гол) и внутриконтинентальные моря (Мертвое).

В прибрежных зонах морей, вблизи впадения крупных рек соленость вод также ниже нормы (в Финском заливе Балтийского моря соленость воды около 0,1—2%). В столбе океанической воды соленость не является строго постоянной, наблюдаются небольшие колебания с общей тенденцией к увеличению минерализации по мере углубления.

Солевой состав морских и океанических вод довольно постоянен; количественные соотношения между отдельными ионами остаются постоянными в различных частях Мирового океана при разной величине солености.

Солевой состав речных, озерных, лагунных, болотных и солончаковых вод, а также заливов обычно бывает таким же, как и у морских, но количественные со-

отношения между отдельными ионами могут существенно отличаться (табл. 10).

Возникает вопрос, насколько постоянны минерализация и ионный состав природных вод во времени. Если говорить о мелких водоемах (реках, озерах, лагунах, болотах), то надо полагать, что в течение геологи-

Таблица 10

Состав и концентрация ионов в естественных водоемах

Ионы	Енисей	Дунай	Мировой океан	Оз. Иссык-Куль	Мертвое море	
	Концентрация ионов, мг/л					
Катионы						
Na <sup>+</sup>	1,1	4,4	10 760	} 1475	25 810	
K <sup>+</sup>	0,4	0,9	387		4450	
Mg <sup>2+</sup>	4,0	13,5	1294		294	23 220
Ca <sup>2+</sup>	19,3	58,2	413		114	7810
Анионы						
Cl <sup>-</sup>	2,6	2,6	19 353	1585	126 320	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	73,2	236	142	240	110	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	4,0	15,4	2712	2115	730	
Сумма ионов	104,6	331,0	35 000	5823	188 450	

ческого времени характеристика наполняющих их вод может сильно изменяться в результате изменения климата, эволюции органического мира, притока пресных вод или наоборот, изоляции водоема и т. д. Что касается морских и океанических вод, то и здесь, по-видимому, происходили существенные изменения. Считают, что Мировой океан образовался из водяных паров и газов мантии. Мнения о величине первичной солёности вод расходятся, качественные же изменения их несомненны. Согласно представлениям А. П. Виноградова и Н. М. Страхова, первоначально воды были сильно кислыми. В них присутствовали анионы Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, BO<sub>3</sub><sup>3-</sup>, H<sub>2</sub>S, а уже потом в результате взаимодействия этих компонентов с горными породами воды. Мирового океана пополнились катионами Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>,

$Mg^{2+}$ . Постепенно, к началу фанерозоя, в значительной мере за счет понижения содержания углекислоты, реакция вод стала щелочной (по Н. М. Страхову). Поскольку при зарождении океана атмосфера была иной, то вполне естественно представление о первоначально повышенном содержании в воде газообразной углекислоты, об отсутствии кислорода (сейчас среди растворенных в воде газов кислород составляет 34—36%) и невысокой доле азота.

В настоящее время из основных элементов, формирующих солевой состав, только кальций в некоторых тепловодных морях достигает предела концентрации. В озерах и лагунах такие примеры не единичны. В связи с этим есть основание полагать, что минерализация вод Мирового океана может в дальнейшем повыситься. Не исключено, что в периоды оледенений, когда уровень Мирового океана мог понижаться на 100—150 м (в результате образования ледников на континентах), соленость вод была несколько выше, чем в настоящее время.

Литосфера является одним из основных источников осадочного материала и от того, что она будет поставлять в бассейн седиментации, в значительной мере зависят состав и облик будущей осадочной породы. Несомненно, что продукты разрушения литосферы в течение геологического времени качественно менялись. Первоначально главным источником осадочного материала являлись интрузивные и эффузивные горные породы, а также продукты вулканической деятельности и химических реакций. Постепенно, по мере развития литосферы среди источников сноса появляются обломочные и хемогенные осадочные, метаморфические, а затем и биогенные осадочные породы.

Появление новых источников сноса, смешивание осадочного материала на путях переноса усложнение его состава, дифференциация, созревание и неоднократное переотложение явились важными факторами эволюции осадконакопления.

Существенную роль в эволюции осадконакопления сыграла биосфера, роль которой начиная с протерозоя все более прогрессировала. Органический мир постепенно развивался, что знаменовалось появлением все более высокоорганизованных организмов. В настоящее

время на нашей планете имеется около 500 тыс. видов растений и до 1500 тыс. видов животных организмов (в том числе свыше 1000 тыс. насекомых). Вместе с развитием органического мира биосфера охватывала все новые пространства — прибрежные зоны морей, пелагиаль, поверхность прибрежной, а затем и внутриконтинентальной суши, внутренние водоемы, атмосферу и литосферу. Организмы в биосфере распространены весьма неравномерно. Они обитают преимущественно в верхнем этаже гидросферы (примерно до глубины 100 м), на поверхности суши и в почве, при этом в пустынях и областях оледенения материков органическая жизнь весьма угнетена и ограничена.

Продукты жизнедеятельности организмов представляют собой минеральные скелетные остатки и органическое вещество, являющееся важными составными частями осадочных пород. Количество производимой организмами биомассы в течение геологической истории Земли существенно колебалось, но в целом постепенно возрастало. В настоящее время по приближенной оценке [Виноградов А. П., 1967 г.] органическая продукция Мирового океана составляет  $8,9 \cdot 10^{11}$  т/год (или около 2,5 кг на каждый квадратный метр его поверхности), а растительности суши —  $2 \cdot 10^{10}$  т/год.

По мере эволюции жизни менялись и продукты жизнедеятельности, накапливавшиеся в осадках. Биогенный осадочный материал обусловил появление и эволюцию каустобиолитов, биогенных карбонатных, кремнистых и других групп пород.

Вышеизложенный материал свидетельствует о том, что внешние геосферы Земли на протяжении геологической истории существенно эволюционировали. Это обстоятельство не могло не отразиться на составе и строении образующихся осадков. В этой связи весьма интересными представляются данные, рассчитанные А. Энгелем для Северной Америки (табл. 11). Эти материалы наглядно показывают, что содержание главных элементов в литосфере со временем постепенно менялось, вместе с эволюцией наружных геосфер Земли. Обращает на себя внимание существенное (в 2 раза и более) повышение за рассматриваемый период доли трехвалентного железа, кальция и калия и понижение содержания двухвалентного железа и натрия. Роль

трехвалентного железа повысилась за счет окисления двухвалентного, натрий выносился в гидросферу. Повышение количества калия и кальция в породах, по-видимому, произошло за счет накопившихся ранее «запасов» в кислых океанических водах. Калий переходил в осадок при образовании гидрослюд, а кальций после ощелачивания вод, главным образом в результате жизнедеятельности организмов.

Таблица 11

Средний химический состав (в %) осадочных толщ крупных стратиграфических комплексов (по А. Энгелю)

Химические компоненты	Криптозой			Химические компоненты	Криптозой		
	нижний докембрий	средний докембрий	Фанерозой		нижний докембрий	средний докембрий	Фанерозой
	3,2—2,5	2,5—1,8	0,6—0		3,2—2,5	2,5—1,8	0,6—0
SiO <sub>2</sub>	66,0	62,2	58,8	MgO	2,2	2,3	2,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	14,1	13,6	CaO	2,8	3,1	6,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4	1,7	3,5	Na <sub>2</sub> O	3,0	2,8	1,2
FeO	3,9	2,9	2,1	K <sub>2</sub> O	1,4	2,6	2,9

Несомненно, определенную роль в эволюции осадко-накопления играли и такие факторы, как радиоактивный распад, сопровождавшийся выделением тепла, постепенное охлаждение внешних геосфер планеты, изменение положения земных полюсов и др. Наглядное, хотя и не совсем полное представление об эволюции главных типов осадочных пород дает схема А. Б. Ронова (рис. 29). На ней показано, как постепенно породы развиваются, достигают расцвета, а затем деградируют и даже исчезают в более молодых осадочных образованиях. Все это является отражением эволюции внешних геосфер Земли. В целом же в процессе формирования осадочной оболочки нашей планеты происходит постепенное расширение комплекса слагающих ее пород и усложнение состава осадочных толщ. Ниже приводятся примеры эволюции некоторых осадочных пород.

Карбонатные осадочные породы известны в земной коре начиная с архейского времени. Согласно существующим представлениям (Н. М. Страхова, А. Б. Ронина и др.), самые ранние карбонаты состояли из доломитов. В протерозойско-рифейский этап карбонаты развиваются шире, причем наряду с хемогенными доломитами появляются биогенные водорослевые известняки и долами-

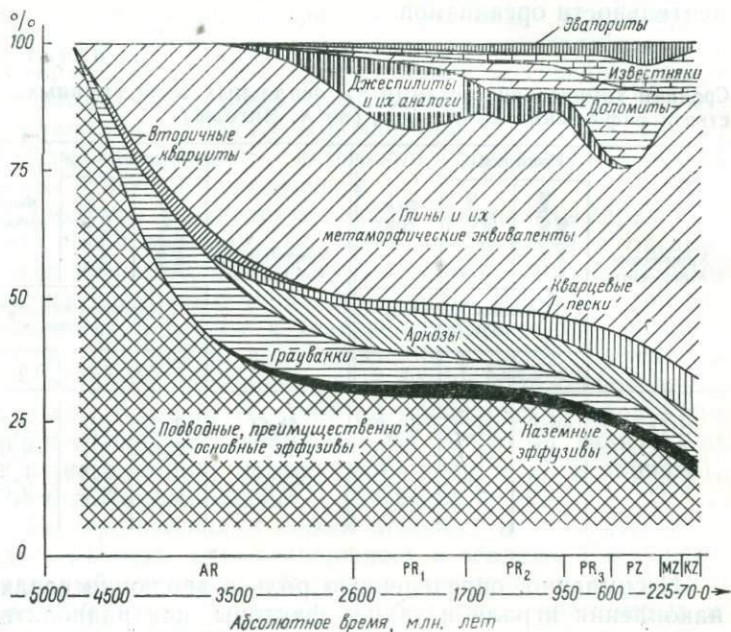


Рис. 29. Схема эволюции состава осадочных пород (по А. Б. Ронину)

ты. Позднее, уже в начале кембрия доломиты постепенно уступают позиции известнякам и все более тяготеют к областям аридного литогенеза. Известковые (кальцитовые) осадки, наоборот, развиваются все шире в областях как гумидного, так и аридного климата. Примечательно при этом резкое преобладание биогенных известняков над хемогенными, что определяется бурным развитием известьевыделяющих организмов. Начиная с мезозойской эры биогенные известняки образуются не только в мелководной прибрежной зоне морей,

но и в глубоководной за счет широкого распространения планктонных организмов, строящих свои скелеты из кальцита (кокколитофориды, фораминиферы и др.). Весьма интересен факт появления в процессе эволюции, в верхнемеловую эпоху, белого писчего мела, породы, не повторяющейся в отложениях других стратиграфических подразделений.

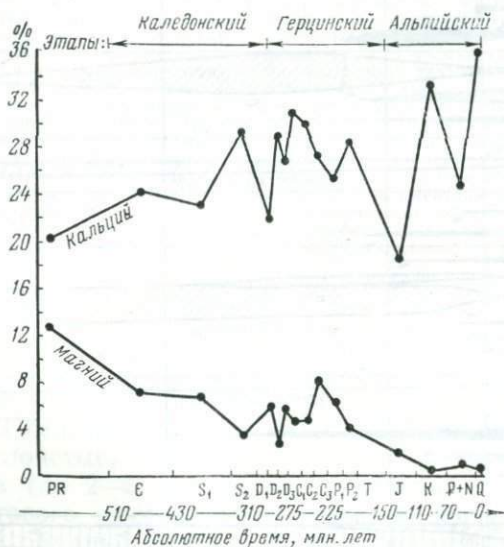


Рис. 30. Изменение содержания кальция и магния в карбонатных породах Русской платформы (по А. П. Виноградову, А. Б. Ронову, В. Н. Ратынскому)

Эволюция карбонатных пород на Русской платформе рассмотрена А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским (1952 г.). По их данным, начиная с докембрия, содержание магния в карбонатных породах постепенно убывает, а количество кальция, наоборот, возрастает (рис. 30), что вполне согласуется с общей схемой эволюции карбонатных пород.

Существенные изменения в течение геологической истории Земли произошли с накоплением железистых отложений. Как известно, в древнейшие этапы геологиче-



Рис. 31. Схема эволюции внешних геосфер и осадочного-породообразования в истории Земли (по Н. М. Страхову)

**Атмосфера.** *СТА* — современный тип атмосферы, *ПТА* — переходный тип атмосферы (много  $\text{CO}_2$ , остатки  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ , меньше  $\text{O}_2$  и  $\text{N}_2$ ), *ДТА* — древний тип атмосферы ( $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ , нет или следы  $\text{O}_2$  от фотодиссоциации).  
**Гидросфера.** Воды: *Х-СВ* — хлоридно-сульфатные, *Х-К-СВ* — хлоридно-карбонатно-сульфатные, *Х-КВ* — хлоридно-карбонатные, *ХВ* — хлоридные.  
**Биосфера.** Биомасса организмов: *М* — морских, *Н* — наземных.  
**Литосфера.** Платформы: *1* — южного полушария (Гондвана), *2* — северного полушария. Соотношения типов литогенеза. *В-О* — вулканогенно-осадочный, *Г* — гумидный, *А+Л* — аридный + ледовый литогенез. Литогенез гумидного типа. Угли: *п* — паралические, *к* — внутриконтинентальные; горючие сланцы: *ПЛ* — планктоногенные, *б* — бентогенные. Бокситы: *1* — в коре выветривания, *2* — озерные и карстовые, *3* — морские (*а* — с обломочной текстурой, *б* — хомогенные). Железные руды и кремнистые породы: *1* — в коре выветривания, *2* — озерные, *3* — оолитовые гидрогетит-шамозитовые, *4* — джеспилиты (*а* — с железом  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , *б* — только с  $\text{Fe}^{2+}$ ), *5* — вулканогенно-осадочные, *6* — глауконит, *7* — хомогенные кремнистые породы, *8* — биогенные кремнистые породы. Марганцевые руды: *1* — коры выветривания, *2* — морские. Фосфориты и карбонатные породы: *1* — фосфориты (главным образом желваковые), *2* — известняки органогенные, *3* — карбонаты (*а* — известняки хомогенные, *б* — доломиты хомогенные). Литогенез аридного типа. *1* — первичные доломиты в морях, *2* — седиментационно-диагенетические морские доломиты, *3* — лагунные доломиты (как обязательная стадия), *4* — то же (факультативная стадия), *5* — фосфориты, *6* — руды меди, свинца, цинка и урана, *7* — гипсы, *8* —  $\text{NaCl}$ , *9* — калий-магниевые соли

ского развития среди железистых осадочных образований, по крайней мере в течение первых 3—3,5 млрд. лет, резко преобладали джеспилиты (железистые кварциты). Последние представляют собой тонкополосчатые (тонкослоистые) породы, состоящие из чередующихся слоек (до 2—3 см) кварц-магнетитового или кварц-гематитового состава с примесью хлорита, серицита, роговой обманки, биотита. Тонкослоистость четко выражена благодаря окраске, обусловленной преобладанием того или иного компонента. Осадконакопление происходило в пелагической области. Лишь в конце рифея — начале палеозоя образование джеспилита прекращается. В начале протерозоя вместе с джеспилитами (по Н. М. Страхову, 1963 г.) получили распространение вулканогенно-осадочные железистые отложения, которые, постепенно убывая, прослеживаются до середины палеозоя. В начале рифея появляются глаукониты, роль которых постепенно возрастает вплоть до настоящего времени, особенно после исчезновения джеспилитов и вулканогенно-осадочных железистых отложений. Со второй половины рифея в разрезе появляются оолитовые гидрогетит-шамозитовые руды, которые известны и в современных бассейнах. По-видимому, одновременно с вышеописанными образованиями появляются желе-

зистые окисные озерные отложения и руды коры выветривания.

В целом эволюция железистых осадочных образований идет в направлении повышения роли трехвалентного железа и количества воды в железистых минералах. Кроме того, в процессе эволюции железистые накопления из типично морских превратились в прибрежные или континентальные, что связано с постепенным повышением рН вод, способствующих выпадению железистых соединений в осадок на ранних этапах литогенеза, вследствие чего вынос в море растворенных соединений железа ограничивается (по Н. М. Страхову). Четко проявляется и эволюция каустобиолитов. На заре геологической истории в первую половину протерозойской эры, когда жизнь только зарождалась, осадки практически не содержали органического вещества. Позднее, во вторую половину протерозоя, вместе с глинистыми морскими осадками стал накапливаться планктонный органический материал, роль которого постепенно возрастала; таким образом возникали условия для формирования горючих сланцев. С развитием придонных организмов их отмершая органическая часть вместе с планктоном принимает все большее участие в формировании осадка, способствуя широкому распространению горючих сланцев и повышению в них доли органического вещества. В палеозойскую эпоху, когда растительность стала бурно развиваться и на суше, создались условия, благоприятные для накопления осадка, более чем наполовину состоящего из органического вещества; аналогичные осадки стали возникать и в прибрежно-морских заболоченных участках. Количественные изменения соотношений глинистой и органической частей осадка привели к качественным — наряду с горючими сланцами стали образовываться угли (в стадию катагенеза, преобразующиеся из бурых в каменные, а затем и в антрациты).

Общая схема эволюции осадконакопления по Н. М. Страхову приводится на рис. 31.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочные горные породы обладают целым рядом признаков, свойств и особенностей строения, одни из которых определяют в полевых условиях — в обнажениях, крупных штуфах или колонках керна, вторые устанавливаются в лабораториях — при оптических, химических исследованиях или физических испытаниях образцов. В зависимости от задач, стоящих перед исследователем, применяется тот или иной комплекс полевых и лабораторных методов познания осадочных горных пород. Например, при оценке качества песчаных коллекторов в полевых условиях устанавливают мощность пласта, его однородность и распространение по площади. В лабораторных условиях определяют гранулометрический состав, содержание цемента, структуру порового пространства, пористость, проницаемость и некоторые другие свойства. При работах с целью поисков песка для стекольной промышленности в полевых условиях определяют мощность и другие размеры геологического тела, а в лабораторных условиях производят гранулометрический, минералогический, химический и некоторые другие анализы.

§ 1. ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Лабораторные исследования осадочных пород позволяют уточнить детали строения пород, установить их точный минеральный и химический состав, а также определить физические свойства. Знание этих особенностей пород в совокупности с материалами, полученными при полевых работах, позволяет установить условия образования пород, области их распространения, восстановить палеогеографическую обстановку и решить множество других задач, а также наметить конкретные пути поисков и способы разработки различных полезных ископаемых. Для решения каждой конкретной задачи используют свой наиболее рациональный комплекс аналитических работ. В данном учебнике приводится лишь краткая характеристика и указывается назначение наиболее распространенных методов ла-

бораторных исследований. Все лабораторные исследования горных пород по возможности следует выполнять на материале из одного образца.

Определение нерастворимого остатка производится с целью установления количественных соотношений между нерастворимой частью породы, представленной в основном обломками минералов и пород, и растворимой частью, состоящей из карбонатов, сульфатов, окислов железа и др. Этот вид исследования обычно применяется при изучении обломочных (песчаных, алевритовых, гравийных), глинистых и карбонатных пород. Результаты анализа позволяют уточнить классификационное положение породы, оценить ее с точки зрения коллекторских и экранирующих возможностей, а также получить данные для палеогеографических реконструкций.

Не останавливаясь на деталях исследования, подробно изложенных в специальных руководствах, отметим лишь основные моменты. Из раздробленной на мелкие обломки (обычно мельче 5 мм) породы после квартования берут небольшую навеску (3—5 г) и обрабатывают ее растворителями. В случае если растворимая часть представлена карбонатами или сульфатами, на перенесенную в стакан навеску действуют слабой (5%-ной) соляной кислотой при температуре около 70°C в течение часа. Далее путем фильтрования отделяют нерастворимый остаток и промывают его горячей дистиллированной водой. После высушивания пробу взвешивают, а затем вычисляют весовое и процентное содержание нерастворимого остатка.

Если растворимая часть породы представлена хлоридами ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$  и др.), то для получения нерастворимого остатка используют дистиллированную воду. Окислы железа растворяются в 10%-ной соляной кислоте с кипячением, до исчезновения бурой окраски осадка. В ряде руководств для определения нерастворимого остатка рекомендуется 5—10%-ная уксусная кислота (в случае присутствия карбонатов) и 15%-ный раствор лимоннокислого аммония (в случае присутствия сульфатов) [Логвиненко Н. В., 1974].

Гранулометрический анализ заключается в установлении процентного содержания обломочных частиц определенных размерных интервалов в осадоч-

ной горной породе. Этот вид анализа выполняется преимущественно для обломочных песчано-алевритовых, реже гравелитовых пород. При выделении размерных интервалов (фракций) принимают различные границы. У нас в СССР при литологических исследованиях принято выделять фракции (в мм):  $>10$ ,  $7-10$ ,  $5-7$ ,  $3-5$ ,  $2-3$ ,  $1-2$ ,  $0,5-1$ ,  $0,25-0,5$ ,  $0,1-0,25$ ,  $0,05-0,1$ ,  $0,025-0,05$ ,  $0,01-0,025$ ,  $<0,01$ .

Для анализа пород методом квартования берут пробу породы массой  $30-50$  г, помещают ее в стеклянный стакан емкостью  $500-1000$  мл и обрабатывают 5%-ной соляной кислотой с целью растворения цемента и дезинтеграции обломочных частиц. При нагревании до температуры  $70^{\circ}\text{C}$  время обработки должно составлять около 1 ч., а без нагревания — около 1 сут. В некоторых случаях, отмеченных при описании методики определения нерастворимого остатка, породу обрабатывают уксусной, слабой азотной кислотами или щелочами (калиевой, натриевой). После этих процедур нерастворенный остаток промывают водой, при этом одновременно удаляется пелитовая часть (фракция  $<0,01$  мм). Высушенную нерастворившуюся часть взвешивают и рассортировывают на ситах с размером ячеек  $10$ ,  $7$ ,  $5$ ,  $3$ ,  $2$ ,  $1$ ,  $0,5$ ,  $0,25$ ,  $0,1$  мм. Если в породе нет гравия, то сита с размером ячеек  $1$  мм и крупнее не используют. Частицы, прошедшие через отверстия диаметром  $0,1$  мм, целесообразно разделять на фракции путем отмучивания в воде (по методу Сабанина).

Сущность метода Сабанина заключается в следующем: в воде при равных условиях крупные частицы осаждаются быстрее мелких и, следовательно, они перейдут в осадок в первую очередь. Слив суспензию, отделим эти частицы от остальных. Последовательно увеличивая время пребывания суспензии в сосуде, будем получать все более мелкие фракции. Время, необходимое на переход в осадок каждой из заданных фракций, зависит от объема и высоты сосуда, в котором производится разделение, количества разделяемого материала, плотности воды и других причин. Его можно рассчитать, но надежнее определить экспериментально, при постоянном контроле под микроскопом.

Зная процентное содержание нерастворимого остатка — из предыдущего исследования — и массу исходной

навески для гранулометрического анализа, определяют в ней массу нерастворимой части. Разность между последней и суммой масс всех обломочных фракций представляет собой пелитовую часть (она была удалена при промывке пробы водой после обработки кислотой). Таким образом, по итогам анализа получают массы нерастворимого остатка пробы породы, каждой обломочной фракции, пелитовой части. На основании этого рассчитывается процентное содержание каждой фракции и пелитовой части, в сумме составляющих 100%.

Описанный способ пересчета данных анализа позволяет сделать ряд специальных графических построений (кривую распределения, гистограмму, кумулятивную кривую и др.) и вычислить некоторые петрографические коэффициенты (медиану, коэффициент отсортированности, моду). Наряду с достоинствами способ имеет и известные дефекты — пересчитанные данные не дают полной характеристики породы, поскольку не учитывается растворимая часть, содержание которой может варьировать в широких пределах. Ряд построений, в том числе палеогеографического и литолого-фациального направлений, в этом случае не может быть выполнен. Для этих целей пересчеты производят, принимая за 100% всю исходящую навеску, а не один нерастворимый остаток.

Кристаллооптический метод при петрографических исследованиях является одним из основных. Он дает возможность определить минеральный состав и структуру породы, вычислить количественные соотношения между составными компонентами, установить наличие и видовую принадлежность органических остатков и т. д. Современные модели поляризационных микроскопов позволяют исследовать породы в шлифах, а их отдельные компоненты — в специальных препаратах (например, зерна обломочных минералов) с увеличением до 1000 раз и более.

Приемы кристаллооптических исследований пород в шлифах изучались в курсе «Петрография» и поэтому здесь не описываются. Метод анализа обломочных минералов в зернах с использованием иммерсионных жидкостей менее распространен, но для исследования осадочных пород он находит довольно широкое применение. Дело в том что количество обломочных минералов

в породе варьирует в очень широких пределах, а доля аксессуарных минералов в общей массе обломков составляет лишь незначительную часть (обычно менее 3%). Для определения материнских пород и расположения областей питания, для корреляции отложений необходимо знать состав и количественные соотношения между пороодообразующими и аксессуарными минералами, а также содержание минералов в каждой из этих групп. Поскольку разыскать аксессуарные минералы, а тем более установить количество каждого из них в общей массе обломков очень сложно, прибегают к искусственному обогащению проб посредством разделения обломочного материала на легкую (плотность  $\leq 2,7$  г/см<sup>3</sup>) и тяжелую (плотность  $> 2,7$  г/см<sup>3</sup>) фракции. Фракционирование осуществляют с помощью центрифуги или тяжелых жидкостей с точно известной плотностью — 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup> (бромформ —  $\text{CBr}_4$ , жидкость Туле — водный раствор солей  $\text{KI}$  и  $\text{HgI}_2$  и др.). Легкие минералы при этом всплывают, а тяжелые осаждаются на дно сосуда. После разделения, промывки и высушивания определяют процентное содержание каждой фракции.

Для минералогических исследований используют полученные при гранулометрическом анализе фракции 0,05—0,1 или 0,1—0,25 мм. Пороодообразующие минералы — кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, халцедон и другие — составляют легкую фракцию, а аксессуарные — гранат, циркон, сфен, рутил, лейкоксен, турмалин, ставролит, дистен, магнетит, ильменит и другие — концентрируются в тяжелой фракции. В ряде случаев тяжелую фракцию дополнительно разделяют на три—четыре части с помощью магнита и электромагнита.

Определение минерального состава легкой и тяжелой фракций производят в специально приготовленных препаратах, используя для этого известные константы: форма зерна, цвет, плеохроизм, спайность, сила двойного лучепреломления (относительная, низкая — при наличии цветных каемок и высокая — при отсутствии цветных каемок на зерне). Очень важной константой является показатель преломления, который определяется с помощью иммерсионных жидкостей. Последние представляют собой в основном органические соедине-

ния с более или менее постоянным показателем преломления. В наборе насчитывается до 100 жидкостей с показателем преломления от 1,3 до 1,8. Иногда готовят жидкости или твердые сплавы и с более высокими показателями преломления (до 2,5—2,7).

По совокупности оптических признаков по справочникам опознают минерал, а затем в пробе из 300—500 зерен подсчитывают его количество. На основании этого устанавливают содержание минерала в процентах от числа подсчитанных зерен. Такие определения делают для каждого из минералов отдельно для тяжелой и легкой фракции.

Электронно-микроскопические исследования применяются для выявления тонкодисперсных минералов и структуры горных пород. Наибольшее применение этот вид исследований находит при изучении глинистых минералов, цемента обломочных пород, структуры порового пространства глинистых и карбонатных пород и т. д.

По принципу действия электронные микроскопы разделяются на просвечивающие, отражательные, эмиссионные, растровые и теневые. Наиболее распространенными в петрографии являются просвечивающие, кроме того, в последние годы все шире применяются растровые (или сканирующие). Электронный микроскоп просвечивающего типа состоит из нескольких крупных узлов, основными из которых являются источник электронов (электронная пушка) и набор электромагнитов и магнитов, выполняющих роль линз. В колонне (тубусе) электронного микроскопа поддерживается высокий вакуум ( $1 \cdot 10^{-4}$  мм рт. ст.), необходимый для обеспечения свободного прохождения потока электронов. Последние, ускоряемые напряжением до 100 000 В, достигают исследуемого объекта (толщина его должна быть не более 0,03 мм), сталкиваются с атомами вещества, при этом часть из них отклоняется от первоначального направления. До экрана доходят только те электроны, которые не изменяют своего направления или отклоняются незначительно. Более плотные вещества или их утолщенные участки сильнее рассеивают электроны и поэтому на экране они выглядят темнее, чем менее плотные, тонкие. В результате на флюоресцирующем экране получается сильно увеличенное, как бы теневое,

изображение объекта (рис. 32). Это изображение может быть получено на фотопленке. Используя различные методы подготовки объекта для исследования и способы фиксации последствий электронного облучения, можно установить размер, форму и характер поверхности, а также получить стереоскопическое изображение изучаемого вещества.

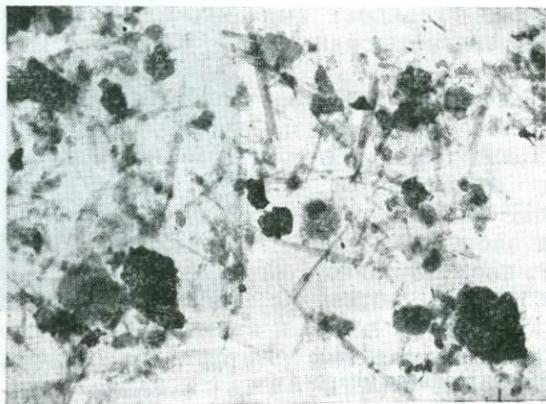


Рис. 32. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда  
Фотография с электронного микроскопа. Увел. 5000  
(по С. Г. Саркисяну, Д. Д. Котельникову)

Современные электронные микроскопы имеют разрешающую способность до  $2,5 \text{ \AA}$  и позволяют получить увеличение до 200 000 раз. Наиболее употребительные увеличения при изучении горных пород 5000—25000 раз.

Растровый (сканирующий) электронный микроскоп (РЭМ) начал применяться при петрографических исследованиях с середины 60-х годов. Устройство микроскопа основано на телевизионном принципе развертки тонкого пучка электронов или ионов по поверхности образца. Принципиальная схема РЭМ показана на рис. 33 (по Р. А. Бочко, 1975 г.). Пучок электронов с катода 1 при ускоряющем напряжении до 50000 В проходит через систему магнитов и электромагнитов, выполняющих роль линз 2, 4 и фокусируется в плоскости образца 5. Часть электронного тока с образца собирается

коллектором 6, образуя видеосигнал. Последний, после усиления 7 модулирует ток в луче кинескопа 10. Синхронное отклонение луча в приборе и электронно-лучевой трубке производится с помощью генератора пилообразных сигналов (8, 3, 9 — отклоняющие катушки).

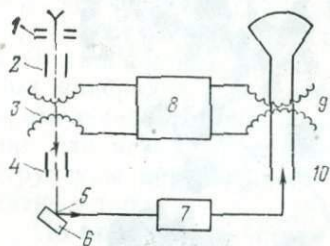


Рис. 33. Принципиальная схема растрового электронного микроскопа (по Р. А. Бочко)

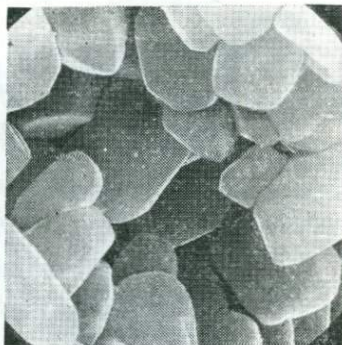


Рис. 34. Известняк хемогенный  
Фотография с кинескопа растрового электронного микроскопа. Увел. 12 000 (из коллекции Р. А. Бочко)

Для исследования используют свежие сколы или шлифовки горных пород. С целью предотвращения скопления электрического заряда на поверхности образца на нее в вакуумной установке наносится тончайшая пленка металла (слоем 100—200 Å или несколько больше). Материалом для напыления служат золото, серебро, платина и некоторые другие металлы.

Растровый электронный микроскоп дает возможность наблюдать визуально и фотографировать с кинескопа четкое, прямое, объемное изображение структуры породы, поверхности обломочных зерен (рис. 34), морфологические особенности тонкодисперсных и аморфных минералов, а также структуру порового пространства и ее мельчайшие детали. Современные модели РЭМ позволяют получать увеличение от 12 до 150 000 раз, их разрешающие способности составляют около 100 Å.

Спектральный анализ — один из современных методов определения элементного состава минералов и пород. Он базируется на свойстве вещества испаряться при высокой температуре, возбуждаться до испускания его атомами излучения в виде линейчатого спектра. Источниками возбуждения служат вольтова дуга постоянного или переменного тока или же дуговой разряд. С помощью специальных приборов — спектрографов — спектр фотографируют, а затем, сравнивая с эталонами, помещенными в специальных таблицах спектральных линий, определяют элементы, присутствовавшие в испытуемой пробе.

Спектральный анализ обладает высокой чувствительностью (для каждого элемента своей). Он дает возможность очень быстро получить подробное представление о химическом составе исследуемого вещества, при этом по очень малому его количеству. Проба массой 50—100 мг позволяет установить присутствие и дать с известной степенью точности количественную оценку до 60 химических элементов, часто составляющих сотые доли процента и менее. Этот метод исследования обычно предшествует химическому анализу.

Химический анализ широко используется при изучении хемогенных осадочных пород, а в ряде случаев и при исследовании обломочных, глинистых и органогенных (биогенных). Этот метод позволяет определить присутствие и с высокой степенью точности количество того или иного элемента.

В зависимости от цели исследования и состава пород могут быть использованы различные варианты химического анализа. При изучении глинистых и обломочных пород часто пользуются полным (силикатным, валовым) химическим анализом, для хемогенных наиболее удобным является сокращенный (или карбонатный) анализ, при котором определяют  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $S_{\text{сд}}$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $S_{\text{общ}}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , потери при прокаливании, нерастворимый остаток. В ряде случаев определяются отдельные элементы пробы, интересующие исследователя. По сравнению со спектральным, химический анализ более трудоемок и дорогостоящ.

Термический анализ — один из методов определения минерального состава глинистых, карбонат-

ных и некоторых других осадочных пород. Он основан на фиксации термических эффектов фазовых превращений, наблюдаемых при нагревании или охлаждении тела, сопровождающихся резким повышением или понижением температуры исследуемого вещества. Сущность метода заключается в измерении температуры или диапазона температур, при которых происходят фазовые превращения или реакции (плавление, кипение, разложение на составные части, потеря воды и т. д.). При выделении тепла (экзотермический эффект) температура изучаемого вещества повышается относительно нагревающего тела, при поглощении тепла (эндотермический эффект) происходит противоположное явление.

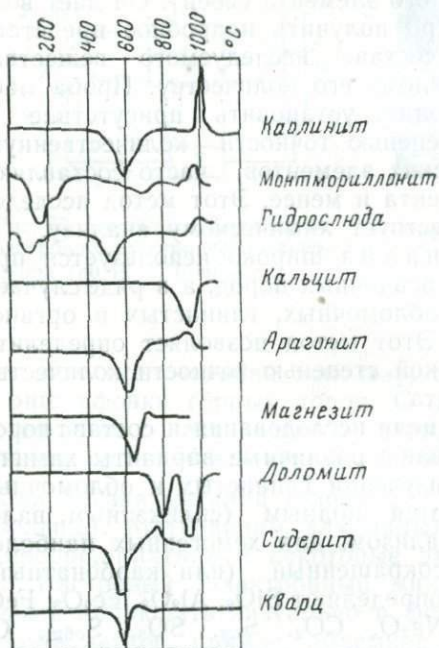


Рис. 35. Дифференциальные кривые некоторых минералов

Совокупность термических эффектов регистрируется в виде кривых линий в координатах «температура — время» или в виде дифференциальной кривой в координатах «разность температур изучаемого вещества и эталона — время или температура среды» (рис. 35). Эталон нагревается постепенно, пропорционально сооб-

щаемому ему теплу без термических эффектов. Второй способ регистрации более чувствителен.

Определение минералов производится путем сравнения записанных термических кривых с эталонными.

Рентгеновские исследования, основанные на явлении дифракции рентгеновских лучей от упорядоченных атомных плоскостей кристаллической решетки различных веществ, позволяют идентифицировать их как в виде монофаз, так и в составе сложных смесей. При литологических исследованиях этот метод чаще всего применялся для диагностики тонкодисперсных минералов (особенно глинистых), а также при изучении структурных и кристаллохимических особенностей некоторых порообразующих минералов. Для получения рентгеновских лучей, представляющих собой электромагнитные волны длиной 0,5—2 Å, используются специальные двухэлектродные лампы (трубки). Рентгеновские исследования для литологических целей выполняются в двух основных вариантах: 1) регистрацией дифракционного спектра от объектов в виде дифрактограммы, 2) фоторегистрацией отражений в виде рентгенограммы.

В настоящее время наиболее эффективным и наглядным способом регистрации дифракционного спектра является метод Брегга — Брентано, который осуществляется аппаратами ДРОН-1, ДРОН-1,5, ДРОН-2 и др. (дифрактометрами рентгеновскими общего назначения). Дифрактометр позволяет автоматически регистрировать кривые распределения интенсивности рентгеновского излучения, дифрагированного исследуемым образцом, по углам дифракции. Отсчеты последних ведутся а) по шкале гониометра, б) на диаграммной ленте самопишущего прибора (по отметкам, наносимым через 0,1 или 1°), в) с помощью цифроречатающего устройства.

Интенсивность рефлексов может быть измерена детекторами двух типов — сцинтилляционным счетчиком и пропорциональным счетчиком. Дифрактометр обеспечивает измерение углов поворота счетчика и образца с точностью 0,005° и синхронизацию их совместного движения с отношением угловых скоростей 2:1 с точностью 0,015° по шкале счетчика. Такой режим движения образца и счетчика обеспечивает автоматический

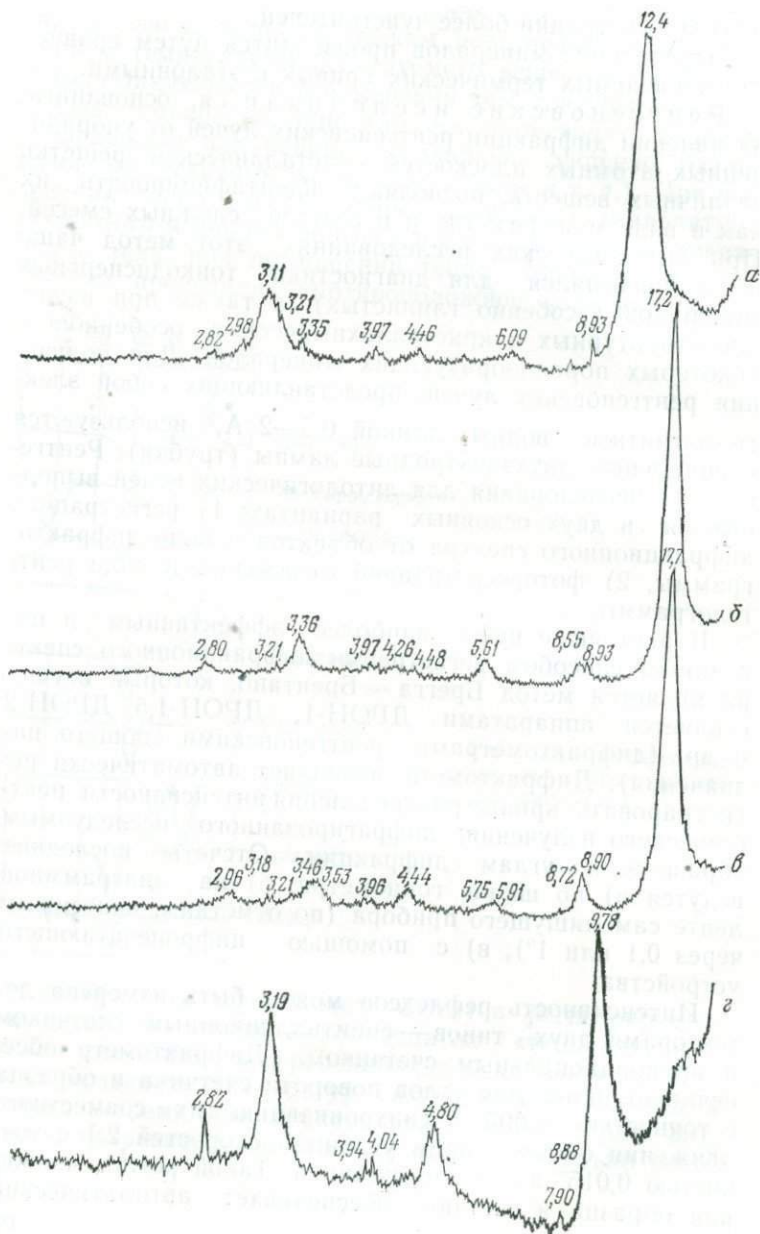


Рис. 36. Дифрактограмма монтмориллонита неупорядоченного типа (из коллекции Д. Д. Котельникова)

*a* — исходный образец, *b* — насыщенный этиленгликолем, *в* — насыщенный глицерином, *г* — прокаленный в течение 2 ч при 350°C

отсчет углов дифракции, что позволяет значительно проще и быстрее, чем в фотометодe, определить межплоскостное расстояние.

Для исследования образцы предварительно подготавливают. С этой целью их раздробляют механически, а затем растирают с дистиллированной водой в агатовой или яшмовой ступке до получения густой суспензии. Полученную массу наносят на стеклянную пластинку (подложку, не обладающую кристаллической структурой). После высушивания препарат готов для исследования с целью получения дифрактограммы.

В дифрактометре рентгеновский пучок, сформированный системой щелей линейной формы, направляется на исследуемый образец и, отражаясь от последнего, через щели попадает в счетчик. Приемная щель счетчика и источник излучения располагаются на окружности радиусом 180 мм, в центре которой находится образец. Во время съемки образец медленно поворачивается по отношению к направлению потока рентгеновского излучения, вследствие этого последний падает на плоскости кристаллов под разными углами. После отражения от образца лучи попадают в счетчик, который соединен с электронным потенциометром и записывающим устройством. Дифрактограмма регистрируется на специально разграфленной бумажной диаграммной ленте и представляет собой ломаную линию с характерными рефлексам (пиками) разной интенсивности (рис. 36). С помощью гониометра и сканирующего устройства, синхронно связанных со счетчиком, на дифрактограмме одновременно отмечаются углы падения рентгеновских лучей на плоскость кристаллической решетки.

Каждый глинистый минерал в зависимости от структуры и кристаллических особенностей характеризуется специфическим комплексом рефлексов и определенным соотношением интенсивностей. Так, например, гидрослюда диагностируется по серии рефлексов, кратных  $10 \text{ \AA}$  (10; 5; 3,33  $\text{ \AA}$  и т. д.), каолинит 7,15  $\text{ \AA}$ , монтмо-

риллонит 12,4 или 15,4 Å в зависимости от катиона ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), занимающего межслоевые промежутки, хлорит — 14,2 Å и т. д. В природных условиях минералы чаще всего встречаются в виде сложных смесей и с разной степенью совершенства структуры. В связи с этим близкие по значению рефлексы разных минералов либо накладываются друг на друга, либо сливаются за счет их размытости. В этих случаях препараты подвергают дополнительной обработке. Например, для выявления разбухающих минералов производится насыщение препаратов этиленгликолем или глицерином. Для диагностики других минералов производят прокалывание препарата при температуре до 600°C, обрабатывают 10%-ной соляной кислотой, нагретой до 80°C, щелочами и другими реактивами. Исследования, проведенные после таких обработок, показали, что положение и интенсивность некоторых базальных рефлексов меняются (см. рис. 36). Эта особенность позволяет точнее диагностировать минералы.

Рентгеновские исследования посредством регистрации отражений в виде рентгенограммы выполняются несколькими способами. Наиболее распространенным является метод Дебая, при котором используются  $\alpha$ -линии характеристического спектра (*K $\alpha$* -серия). Регистрация дифракционной картины производится на фотопленке в камере Дебая. Последняя представляет собой металлический цилиндр с двумя узкими каналами для входа и выхода рентгеновских лучей. В центре камеры помещается образец, приготовленный из тонкодисперсного порошка исследуемого вещества. Неориентированные частицы прессуются в специальной форме в виде цилиндра диаметром 0,3—1 мм и высотой 6—10 мм. Проходящие через образец рентгеновские лучи встречают на своем пути среди множества обломочных зерен такие, у которых атомные плоскости ориентированы таким образом, что позволяют получить отражение. Отраженные рентгеновские лучи максимально усиливаются — происходит резонансное увеличение амплитуды электромагнитных волн. С целью получения большего числа отражений образец во время исследования поворачивается, и таким образом все новые кристаллы попадают в положение, дающее отражение. Отраженные лучи

фиксируются на фотопленке, укрепленной на внутренней поверхности камеры Дебая. После ее проявления получают рентгенограмму (рис. 37), представляющую собой серию дугообразных линий, расположенных симметрично (по другому способу — асимметрично) относительно центрального круглого отверстия (или, что то же, — следа рентгеновских лучей, прошедших через образец).

Зная диаметр рентгеновской камеры и измерив расстояние между симметричными дугами, по формуле

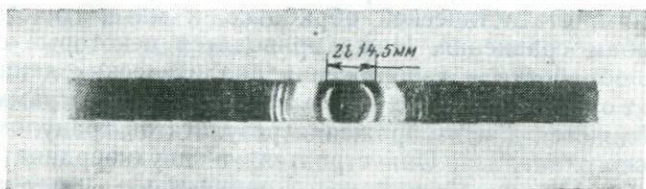


Рис. 37. Рентгенограмма (дебаеграмма) каолинита (по Н. В. Логвиненко)

Расстояние между первыми симметричными дугами составляет 14,5 мм ( $2l$ ). При медном антикатоде оно отвечает углу  $6^{\circ}05'$ , межплоскостному расстоянию 7,2 Å (первый базальный рефлекс каолинита)

можно определить угол отражения ( $\theta$ ), равный половине угла между падающим и отраженным лучами:

$$\theta = \frac{90}{\pi D} l,$$

где  $D$  — диаметр камеры,  $l$  — половина расстояния между симметричными дугами. Пользуясь полученным значением  $\theta$ , можно вычислить межплоскостное расстояние ( $d$ ) по формуле Вульфа — Брегга:

$$\frac{d}{n} = \frac{\lambda}{2 \sin \theta},$$

где  $n$  — порядок отражения,  $\lambda$  — длина волны рентгеновского луча.

Сравнивая полученную рентгенограмму с эталонными, можно установить минеральный состав исследуемой породы. Этот метод дает весьма надежные результаты,

Но малопроизводителен. Приемы, повышающие разрешающую способность и точность метода, сильно увеличивают продолжительность анализа.

## § 2. ГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Результаты анализа горных пород в большинстве случаев имеют численное выражение, поэтому для выяснения взаимосвязей между различными геологическими явлениями, наглядного выражения и систематизации аналитических данных прибегают к графическим построениям, статистической обработке, к математическим способам сравнения. Ниже приводятся некоторые способы обработки и изображения аналитических данных.

Столбиковые диаграммы (гистограммы) применяются для изображения результатов гранулометрического анализа. Они строятся в двухкоординатной системе. По оси абсцисс через одинаковые интервалы откладывают размер фракций, а по оси ординат — их содержание (рис. 38).

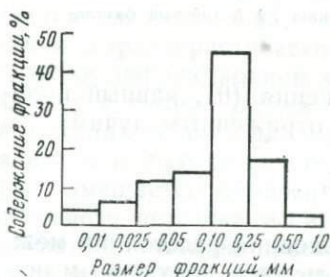


Рис. 38. Столбиковая диаграмма гранулометрического состава обломочной породы

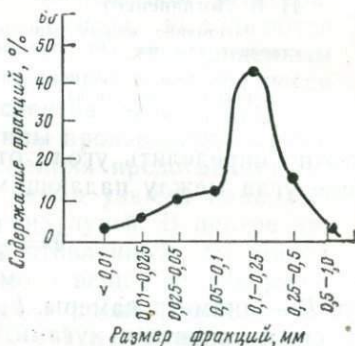


Рис. 39. Кривая распределения

Кривые распределения строятся для тех же целей, и в таких же координатах, что и столбиковые диаграммы, отличие только в том, что точки, соответствующие положению каждой фракции, соединяются плавной кривой (рис. 39).

Каждый из этих графиков дает наглядное представление о гранулометрическом составе и степени однородности частиц. Резкое количественное преобладание одной из фракций является признаком однородности частиц, их хорошей отсортированности, наоборот, примерно равное содержание размерных фракций свидетельствует о низкой отсортированности и неоднородности частиц. На один график можно нанести для сравнения несколько кривых распределения, в этом преимуществе этого построения перед столбиковыми диаграммами, которые изображаются в одиночку.

Кумулятивные или нарастающие кривые имеют широкое применение для изображения состава обломочных пород и определения петрографических коэффициентов. Чаще всего они используются при исследовании песчаных и алевритовых образований. По оси ординат в логарифмическом масштабе откладывают конечные (максимальные) размеры фракций (для фракции  $< 0,01$  мм берут величину 0,01 мм, для фракции 0,01—0,025 мм соответственно— 0,025 мм и т. д.), а по оси абсцисс — суммарное количество фракций в процентах, размер которых равен конечному и меньше его. Например, при конечном размере фракции 0,01 мм откладывается процентное содержание частиц величиной 0,01 мм и мельче. При конечном размере частиц 0,025 мм откладывается сумма фракции  $< 0,01$  и 0,01—0,025 мм; соответственно при конечном размере 0,05 мм суммируется содержание трех фракций: 0,01, 0,01—0,025 и 0,025—0,05 мм и в таком же порядке формируются следующие числа. Пример кумулятивной кривой показан на рис. 40.

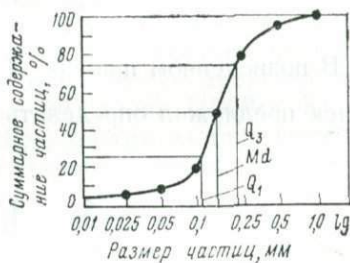


Рис. 40. Кумулятивная кривая

Кумулятивная кривая позволяет определить ряд петрографических (гранулометрических) коэффициентов, в том числе средний размер зерен ( $Md$  — медиана), коэффициент отсортированности, ( $S_0$ ), коэффициент асимметрии ( $S_R$ ).

Средний размер зерен — граничная величина частиц, относительно которой одна половина зерен (по массе) данной пробы мельче, а вторая крупнее. Для его определения опускают перпендикуляр на ось ординат из точки, расположенной на кривой с абсциссой 50%. Место пересечения с ординатой соответствует среднему (медианному) размеру обломочных зерен.

Коэффициент отсортированности характеризует степень однородности обломочных зерен по величине и вычисляется с использованием квартилей — категорий математической статистики. Применительно к гранулометрическому составу они означают размер частиц, относительно которых масса меньших по размеру зерен породы составляет 25% (первая квартиль  $Q_1$ ) и 75% (третья квартиль  $Q_3$ ) от массы нерастворимой части породы.

Квартили определяют путем опускания перпендикуляров на ось ординат из точек, расположенных на кумулятивной кривой с абсциссами 25 и 75%. На рис. 40 изображена кумулятивная кривая, для которой  $Md = 0,15$ ,  $Q_1 = 0,11$ ,  $Q_3 = 0,22$ . Коэффициент отсортированности представляет собой отношение квартилей

$$S_o = \frac{Q_3}{Q_1}.$$

В приведенном примере  $S_o = \frac{0,22}{0,11} = 2$  (п во начальном Траск предложил определять

$$s_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}},$$

в таком виде эта величина применяется иногда и в настоящее время).

Для идеально отсортированных зерен (имеющих одинаковый размер)  $S_o = 1$ . С понижением степени однородности обломочных частиц  $S_o$  возрастает. Принято считать хорошо отсортированными частицы, для которых коэффициент отсортированности варьирует в пре-

делах от 1 до 2,5, средне отсортированными — у которых  $S_0 = 2,5 - 4,5$  и, наконец, слабо отсортированными, если  $S_0 > 4,5$ .

Коэффициент асимметрии показывает положение преобладающей размерности по отношению к медиане. Он вычисляется по формуле

$$S_K = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Md^2}.$$

Значение  $S_K < 1$  указывает на преобладание крупных фракций (крупнее медианы), при  $S_K > 1$  среди обломочных частиц преобладают мелкие (мельче  $Md$ ).

Описанная методика определения петрографических коэффициентов обладает одним недостатком — малой чувствительностью к изменению весовых процентов гранулометрического состава, а частицы, составляющие менее 25% и больше 75%, не учитываются вообще. В этой связи были предложены новые приемы расчета [Фолк О. О., Вард С. С., 1957 г. и др.] петрографических коэффициентов, но и они не лишены недостатков.

Для вычисления петрографических коэффициентов сейчас составлены специальные программы, которые дают возможность, используя ЭВМ, существенно ускорить обработку аналитических данных.

Треугольные диаграммы весьма удобны для изображения литологического состава пород. На них можно показать в виде точки любую трехкомпонентную систему, состоящую из 100 единиц (100%). Каждая из вершин соответствует 100% одного из трех компонентов, а противолежащая ей сторона — нулевому содержанию этого же компонента.

Породы обычно состоят из множества компонентов, поэтому для изображения на треугольной диаграмме необходимо объединить их в три группы по литологическим и генетическим признакам. В случае терригенных пород целесообразно объединить в одну группу все фракции песка, во вторую — все фракции алевролита, третью должны составить пелит и глинистый материал. В карбонатных породах в самостоятельные группы выделяют кальцит, доломит и нерастворимую часть. В зависимости от целей исследования возможна группировка по

другим признакам. На треугольной диаграмме (рис. 41) изображена порода такого же состава, как и на кривой распределения (см. рис. 39).

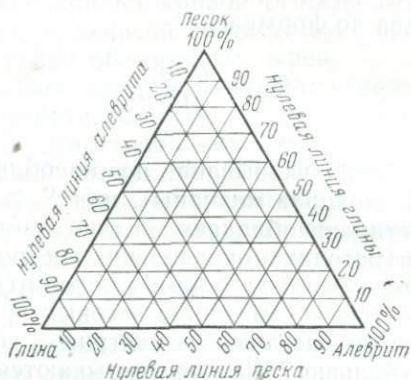


Рис. 41. Треугольная диаграмма с изображением породы трехкомпонентного состава

На треугольной диаграмме можно показать практически неограниченное количество образцов, что позволяет установить особенности изменения литологического состава пород одного возраста в пределах заданной территории или проследить эволюцию их в течение геологического времени в одном районе (разрезе).

Литологические колонки представляют собой схематический разрез осадочных образований в данном пункте, изображенный на бумаге с помощью условных знаков (рис. 42, 43) в определенном масштабе. Слева от собственно литологической колонки показываются возраст пород и вертикальный масштаб (глубина) или мощность каждого стратиграфического подразделения в метрах. Справа приводится краткая характеристика пород, слагающих данный разрез. Основой для составления колонок являются материалы описания обнажений или каменного материала из скважин. При недостатке данных по скважинам обычно используют результаты промыслово-геофизических исследований. Строят литологические колонки обычно в поле и дополняют при

Система		Отдел		Ярус	Мощность, м	Литологическая колонка	Глубина, м	Краткое литологическое описание пород
Меловая		Нижний						
		Барремский		53	100		Алеврит серый, крепкий известковистый Песчаник серый	
		Готеривский		84			Глина желтовато-серая	
		Валанжинский		71			Песчаник мелкозернистый, светло-серый Глина темно-серая Песчаник серый Глина алевритистая серая	
					200		Песчаник светло-серый	
		Волжский		76	Известняк светло-серый организованный Мергель зеленовато-серый Известняк белый			
		Киммериджский		58	300		Мергель серый Глина темно-серая Мергель серый	
		Оксфордский		42	Глина желтовато-серая Мергель серовато-зеленый			
		Келловейский		47	400		Глина серая, крепкая с прослоем песчаника	
		Батский		59	Глина темно-серая Песчаник серый среднезернистый			
Юрская		Верхний						
		Средний						

Рис. 42. Литологическая колонка

обработке полученного материала в стационарных условиях.

Литогенетические колонки — это те же литологические колонки, но дополненные сведениями о составе пород, их структуре и физических свойствах (рис. 44). Местоположение и номер анализированных образцов указываются в столбце, справа от литологической колонки, еще правее наносятся результаты последовательного изменения состава пород, их свойств и каких-

## Обломочные породы

### Рыхлые



галечник



щебень



гравий



песок



алебрит



глина

### Сцементированные



конгломерат



брекчия



гравелит



песчаник



алевролит



аргиллит



пирокластиты

## Породы химического и органического происхождения



мел



известняк



доломит



сидерит



фосфорит



опаловые породы



ангидрит



гипс



каменный уголь



каменная соль



сильвинит



карналлит

либо других признаков, определенных при лабораторных исследованиях каменного материала. В зависимости от задач, стоящих перед исследователем, на литогенетическую колонку могут быть нанесены данные granulometric analysis, результаты химического, спектрального анализов, определения пористости, проницаемости и т. д.

### Породы смешанного происхождения



### Дополнительные обозначения



Рис. 43. Условные обозначения для основных типов осадочных пород

Литогенетическая колонка при нанесении на нее результатов соответствующих анализов дает весьма ценную информацию о составе, структуре, генезисе и свойствах пород, а также о составе пород в области питания.

Литологические профили — схематическое изображение разреза участка стратисферы между двумя или несколькими пунктами, выполненное с помощью условных знаков (рис. 45). Профили имеют протяженность от нескольких метров до десятков километров. На них показывают размеры и формы геологических тел, особенности залегания, распространения во времени

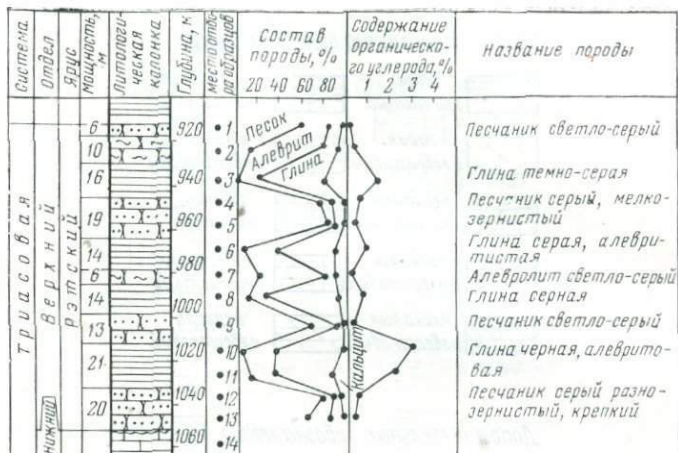


Рис. 44. Литогенетическая колонка

и пространстве, состав и фациальные изменения осадочных пород, а также расположение залежей нефти, газа и других полезных ископаемых.

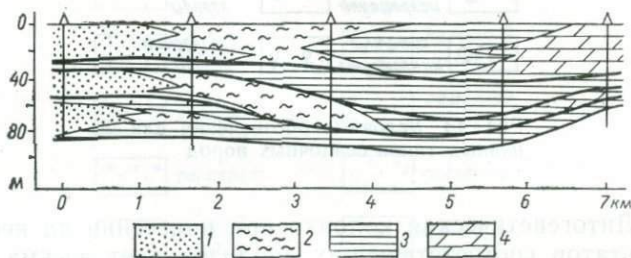


Рис. 45. Литологический профиль

1 — песок, 2 — алеврит, 3 — глина, 4 — мергель

Основой для построения литологических профилей являются литологические колонки. При построении профиля кровля изучаемого осадочного комплекса изобра-

жается горизонтальной линией, на которой с учетом горизонтального масштаба отмечается местоположение используемых колонок. Вниз от горизонтальной линии последовательно в масштабе откладываются мощности геологических тел (слоев, пластов, линз и т. д.). При составлении литологического профиля для удобства построения вертикальный масштаб берут в несколько раз крупнее, чем горизонтальный. После нанесения данных одноименные пласты (линзовидные и другие тела) в соседних литологических колонках соединяются и условными знаками изображается состав слагающих их пород. Профили на рисунке должны быть ориентированы и отмечены буквами или цифрами на карте. Принято южные и западные направления располагать в левой части рисунка, а северные и восточные — в правой.

Карты содержания отдельных компонентов осадочных образований служат для наглядного изображения распределения составных частей пород (песчаной, алевритовой, глинистой, кальцитовой, доломитовой и т. д.) или их свойств (пористости, окраски, плотности и т. д.). Исходными данными для составления таких карт являются результаты гранулометрического или химического анализов, а также определения свойств пород, выполненных в заданном стратиграфическом или литологическом интервале разреза.

В процессе подготовки данных производят анализ всех образцов по каждой из скважин (обнажений), пробуренной в пределах исследуемой территории, с определением заданных компонентов (например, фракций обломочного материала). После этого определяют среднее содержание компонентов в каждом из разрезов скважин.

Вычисление среднего содержания производится различными способами. Чаще всего определяют среднеарифметическое, представляющее собой частное от деления суммарного содержания компонентов во всех образцах на число образцов. Например, в разрезе отобрано 15 образцов. Сумма фракции песка по всем образцам составляет 300%, следовательно, среднеарифметическое равно 20%. Этот способ приближенный, так как средняя величина зависит от случайности (места отбора образцов), и при нем достоверность расчета тем выше, чем чаще отбор образцов.

Другой способ — определение средневзвешенного содержания компонентов — обладает высокой достоверностью, но возможность его применения ограничена при использовании данных, полученных из скважин. Метод заключается в следующем — в разрезе тщательно выделяют слои, замеряют мощность и отбирают образцы для анализа из каждого слоя. При небольшой мощности слоя (до 1—1,5 м) и неоднородном его составе отбирают три образца — из подошвы, кровли и середины. При однородном слое можно ограничиться одним образцом. При большой мощности слоя образцы отбирают из подошвы, кровли, а в середине пласта — через 2—3 м. После анализа образцов вычисляют среднее арифметическое по каждому слою (пласту). Для того чтобы учесть влияние мощности слоев (пластов) на среднее содержание компонента по разрезу, умножают среднее арифметическое по слою (пласту) на его мощность. Полученные произведения по каждому слою (пласту) складывают, а сумму делят на мощность всего разреза. Полученное частное представляет искомую среднюю взвешенную величину по разрезу.

Пример вычисления. Разрез состоит из трех пластов мощностью 4, 2, 10 м, из которых было отобрано 10 образцов. В первом пласте три образца с содержанием песка в каждом из них 85, 65, 60%; во втором — два образца с содержанием песка 33, 27%; в третьем — пять образцов, количество песка в них составляет 27, 24, 16, 15, 18%. Среднее арифметическое значение содержания фракции песка по каждому из них составляет соответственно 70, 30, 20%, а произведения мощности на среднее содержание равны соответственно 280, 60 и 200, их сумма — 540.

Среднее взвешенное по разрезу представляет частное от деления 540 на 16 (мощность разреза = 4 + 2 + 10), равное 33,75%. Для сравнения приведем расчет среднего арифметического по разрезу, учитывая, что было отобрано 10 образцов. Для нашего примера сумма фракций песка во всех 10 образцах равна 370, следовательно, среднее арифметическое равно 37%.

Разница, как видим, небольшая, но так получается лишь при достаточно частом, через близкий по величине интервал, отборе образцов. Если же из каждого слоя (пласта) независимо от мощности отобрать по одному образцу, то среднеарифметическое содержание компонента по сравнению со средневзвешенным сместится в сторону величин присутствующих слоям малой мощности,

Вычисленные среднеарифметические или средневзвешенные значения компонента наносят на карту рядом с местоположением скважин (обнажений) на карте или схеме, а затем с помощью способа интерполяции проводят линии равных содержаний заданного компонента (рис. 46). Такие построения часто применяются при определении области питания обломочным материалом, выявлении палеогеографической обстановки, прогнозировании пород-коллекторов и экранов и для других целей.

Литологические карты показывают области территориального распространения определенных групп осадочных горных пород, участвующих в строении какого-либо стратиграфического подразделения или его части (рис. 47). Обычно они выполняются для небольшой по мощности стратиграфической или литологической единицы (пачки, горизонта, яруса). Для более крупных комплексов эти карты строят в тех случаях, когда нет достаточного фактического материала для построения подробных карт. Такие карты дают лишь общее схематическое представление о распространении пород.

Существует несколько методов построения литологических карт. По излагаемому ниже способу основой построения карт являются литологические колонки, составленные по обнажениям или скважинам, расположенным в различных пунктах исследуемой территории. Перед построением литологических карт выделяют характерные типы разрезов и определяют, к какому типу относится каждая из колонок, на основании этого группируют литологические колонки. После этого на географической основе точками отмечают местоположение скважин (или обнажений) и условными знаками — типы разрезов. При крупномасштабных построениях тип разреза иногда заменяют изображением соответствующей литологической колонки. Далее методом интерполяции ограничивают области (зоны) распространения каждого

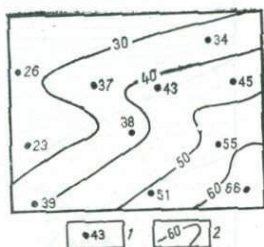


Рис. 46. Схематическая карта равного содержания песка

1 — точка — опорный разрез, цифра — среднее содержание песка в разрезе, %, 2 — линия равного содержания песка, %

Типа разреза и выделяют их условными знаками или цветом. Для большей информативности литологической карты цифрами около местоположения разрезов или изогипсами показывают мощность исследуемого стратиграфического или литологического комплекса.

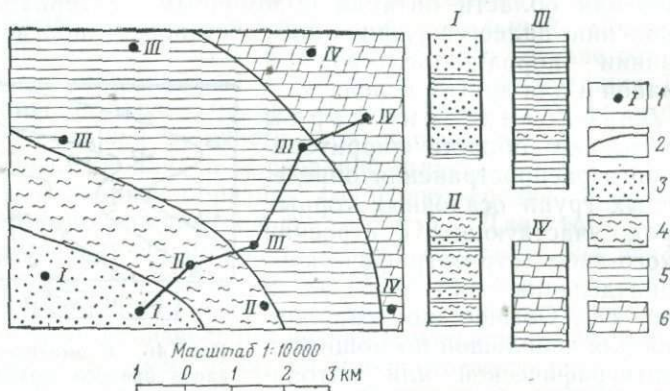


Рис. 47. Схематическая литологическая карта

Типы разрезов: I — песчаный, II — алевритовый, III — глинистый, IV — мергельный.

1 — местоположение скважины и тип разреза, 2 — границы литологических зон, 3 — песок, 4 — алеврит, 5 — глина, 6 — мергель

Литологические карты дают наглядное представление о распределении пород в пределах исследуемой территории, характере и направлении фациальных замещений. Кроме того, они помогают восстановить многие особенности литогенеза — установить положение областей питания осадочным материалом, выделить зоны с различной средой осадконакопления (водной, ледовой, воздушной), определить особенности рельефа поверхности бассейна осадконакопления, некоторые климатические черты геологического прошлого и ряд других особенностей. Выявленные при анализе литологических карт закономерности расположения пород позволяют правильно ориентировать поиски различных полезных ископаемых на исследуемой территории в соседних участках.

В области нефтегазовой геологии литологические карты и профили являются важными документами при

научном прогнозировании зон нефтегазонакопления и нефтегазообразования. Они в комплексе с результатами изучения керна, боковых грунтов и другого каменного материала позволяют выделить области развития пород-коллекторов и пород-экранов, установить форму их тел и оценить емкость возможных резервуаров нефти и газа.

Понятие «фация» — одно из важнейших в современной геологии. Под фациями понимаются физико-географические условия какого-либо района в определенный отрезок времени, отличные от условий того же времени в соседних районах. Причем эти условия находят свое выражение в особенностях осадков и пород или в первичном отсутствии отложений. Таким образом, фации отражают обстановки осадкообразования и осадконакопления и изменчивость этих обстановок. Кроме того, фация включает в себя и сущность явления (условия) и формы его проявления (отложения или их первичное отсутствие). В понятии фации не зафиксирован какой-то определенный объем, количество этих объемов и конкретные типы для каждого случая определяются задачами исследования и его детальностью.

В данной части учебника кратко охарактеризованы основные группы фаций, а главное внимание уделено методическим основам и приемам фациального анализа, возможностям разных методов, областям их применения, т. е. рассмотрены не пути выделения отдельных конкретных фаций, а общие методы фациального анализа. Освоив теоретические предпосылки фациального анализа, для дальнейшей детализации можно пользоваться дополнительно литературой по этому вопросу [Данбар К., Роджерс Дж., 1962; Жижченко Б. П., 1974; Крашенинников Г. Ф., 1971; Наливкин Д. В., 1956; Рухин Л. Б., 1962, 1969; Уилсон Дж. Л., 1980 г.; «Условия древнего осадконакопления и их распознавание», 1974 и др.].

## Глава V

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

В современную эпоху суша, т. е. не покрытая морем часть континентов, занимает 29,2% общей площади земного шара, в то время как дельты, лагуны, шельфовые моря — лишь около 8%. По-видимому, в течение

геологической истории, по крайней мере в фанерозое, площадь ее была сопоставима с площадью шельфовых морей или даже больше. И в то же время древних континентальных отложений в геологическом разрезе неизмеримо меньше, чем мелководно-морских. Связано это не только с отсутствием или неразвитостью осадконакопления на суше, сколько с условиями сохранения первичных континентальных образований, их относительной эфемерностью. В геологических масштабах континенты предстают главным образом как области денудации, хотя осадконакопление на них и происходит практически повсеместно и часто весьма интенсивно (почвы, коллювиально-делювиально-пролювиальные образования и т. д.). Другой особенностью древних континентальных отложений является то обстоятельство, что среди них установлено непропорционально много водных — аллювиальных и лимнических образований, хотя озера, болота и реки занимают лишь малую (~2%) часть суши. Частично это объясняется трудностями надежной идентификации и недостаточной разработкой проблемы их выделения, но и тем, что эти отложения формируются в пониженных элементах рельефа и лучше сохраняются от денудации.

Далее, спецификой континентальных обстановок является, то что здесь в более непосредственной, открытой форме сказывается влияние на осадконакопление характера тектоники и климата региона. Воздействие тектоники проявляется прежде всего через создаваемый ею рельеф. Степень расчлененности рельефа, его контрастность обуславливают само образование осадочного материала, дальность и формы переноса, основные особенности петрографического состава отложений и прежде всего их структуру, возможности и формы накопления. Именно рельеф в первую очередь определяет резкое изменение мощностей континентальных образований, их невыдержанность и изменчивость на коротких расстояниях, исключительную пестроту.

Столь же резко и наиболее явно влияет на образование континентальных отложений климат. Он определяет формирование, мощность и тип кор выветривания и почв, степень увлажнения, наличие и характер водных артерий и внутриконтинентальных водоемов, тип и разнообразие органического мира и т. п. Наиболее

разнообразны фациальные обстановки в областях гумидного климата. В аридном же климате преобладают главным образом пустынные фации с подчиненным значением озерных, к тому же достаточно специфичных отложений, и редки аллювиальные образования. В нивальном климате фации практически ограничены ледниковыми образованиями. Именно на континенте наиболее контрастно проявляются выделенные Н. М. Стреховым климатические типы литогенеза.

Условия осадконакопления на суше обуславливают почти исключительно кластогенный и глинистый состав отложений; другие типы пород — карбонатные, сульфатные, галоидные, железистые — образуются реже и в чрезвычайно подчиненном количестве.

Наконец, специфичен и состав органических остатков. Остатки животных организмов сохраняются и встречаются обычно реже, чем в морских отложениях, и в отличие от последних относительно чаще обнаруживаются остатки позвоночных. Зато континентальные образования содержат остатки высшей растительности в виде углистых включений, линз и пластов углей.

Многообразие сочетаний различного характера рельефа и климатических условий обуславливает и исключительное разнообразие фациальных обстановок и фациальных комплексов. В обобщенном виде можно выделить элювиальные, коллювиально-делювиально-пролювиальные, аллювиальные, лимнические, ледниковые и пустынные фации.

## § 1. ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Элювий — комплекс продуктов разрушения горных пород, образовавшихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод, жизнедеятельности организмов и сохранившихся на месте своего образования. Наиболее типичным представителем элювия является кора выветривания и ее самая верхняя часть, где наиболее активно протекают биохимические процессы, — почва. В случае преобладания физического выветривания элювий представляет собой комплекс разных по размеру и форме обломков материнских пород, при активном химическом выветривании происходит не только дезинтеграция исходных пород, но и, что значительно важнее, их глубокое хими-

ческое и минералогическое преобразование с обычным формированием наиболее устойчивых в термодинамических и геохимических условиях земной поверхности разнообразных глинистых минералов.

Характерной чертой коры выветривания является вертикальная зональность строения, а также химического и минералогического состава (профиль коры выветривания), отсутствующая в породах иного происхождения и обусловленная стадийностью процессов выветривания. Нижние ее горизонты (зоны) по физическим свойствам, составу, текстурно-структурным особенностям обычно достаточно близки исходной материнской породе и связаны с ней постепенными переходами. Верхние, особенно при интенсивном химическом выветривании, по всем этим показателям резко отличаются от исходных пород и сложены главным образом глинистыми минералами. Минералогический состав, мощность, полнота развития профиля коры выветривания при прочих равных условиях зависят главным образом от климата, тектонического режима и рельефа. Наиболее глубокое выветривание происходит в тропическом климате при стабильном тектоническом режиме в условиях приподнятого, но без крутых обрывов, рельефа. Обычные мощности элювия изменяются от единиц до нескольких десятков метров, в линейных корах выветривания, где инфильтрация вод происходит по зонам дробления на большую глубину, она может достигать нескольких сотен метров.

Наличие ископаемых кор выветривания указывает на континентальную обстановку осадконакопления, а ее детальное изучение позволяет реконструировать климатические и тектонические условия, рельеф и основные происходившие тогда геохимические процессы.

Древний элювий в виде коры выветривания встречен уже в отложениях докембрия. В Карелии описаны допротерозойские метаморфизованные ныне коры выветривания. Широко развиты в Советском Союзе девонские (КМА, Северный Урал, Восточные Саяны), мезозойские (Урал, Казахстан, Западная Сибирь, Украина, Средняя Азия), палеогеновая и миоценовая (Украина, Южный Урал, Казахстан, Сибирь) коры выветривания. Ископаемые почвы выделены и изучены во многих угленосных комплексах.

## § 2. КОЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Коллювиальные и делювиальные отложения формируются на склонах в результате обвалов, сползания, обрушения, а также перемещения обломочного материала дождевыми и тальными водами. Их образование чаще связано с областями сухого климата и незначительного развития растительности, которая укрепляет склоны и предохраняет их от разрушения. Эти осадки иногда называются перемещенным элювием, так как в большинстве случаев смещению подвергаются продукты выветривания, главным образом физического. В отличие от элювия, их контакт с подстилающими породами очень резкий, вещественный состав нередко также различен и очень сходен с залегающими выше по склону породами. При расчлененном рельефе и крутых склонах формируются грубые брекчии и дресвиты, при пологих — более тонкие песчано-алевритовые осадки. Слоистость и сортировка материала, как правило, отсутствуют или выражены чрезвычайно слабо. Обломки, особенно в приподошвенной части комплекса, совершенно не окатаны, остроугольны. Сухость климата обуславливает частую известковистость пород. Фаунистически они охарактеризованы обычно слабо. Кроме переотложенных из коренных пород, могут встречаться редкие, обычно раздробленные остатки наземных животных и растений.

Поскольку коллювиально-делювиальные отложения в процессе своего развития выравнивают существующий рельеф, их мощность меняется очень резко и на коротких расстояниях, достигая максимальных значений в долинах и впадинах. На поднятиях они часто полностью выклиниваются. При этом отмечаются и отчетливо направленные изменения характера пород вверх по разрезу — общее уменьшение размерности обломочного материала, появление следов окатанности, некоторой сортировки. При достаточно полной нивелировке рельефа выше по разрезу они нередко сменяются озерными отложениями с отчетливой слоистостью и заметной сортировкой обломочного материала (рис. 48).

В горных и предгорных областях, где по долинам и ущельям периодически селевыми потоками выносятся громадные массы обломочного материала (лишь один, вызванный ливнем в марте 1938 г., грязекаменный по-

ток вынес с гор около Лос-Анджелеса 11,5 млн. м<sup>3</sup> продуктов разрушения) формируются пролювиальные отложения. Весьма характерны плановая конфигурация и состав пролювия. В горах он имеет полосовидное залегание, выполняет долины и сложен грубозернистыми и совершенно несортированными отложениями, где глыбы, валуны, галька и щебень в беспорядке рассея-

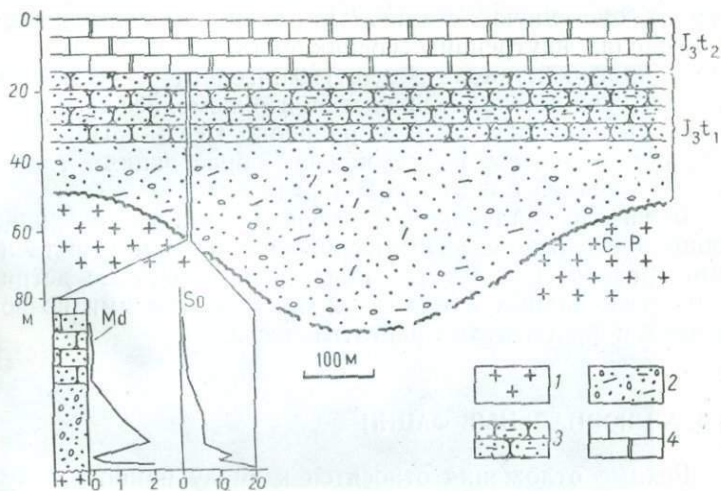


Рис. 48. Схема залегания коллювиально-делювиальных отложений в нижней части красноцветной толщи нижнего титона среднего течения р. Аlicoновки, окрестности Кисловодска

1 — гранитный фундамент; отложения: 2 — коллювиально-делювиальные неслоистые грубообломочные и разнозернистые, 3 — озерные слоистые алевритово-песчаные; 4 — морские известняково-доломитовые.

На врезке показано изменение медианного диаметра (мм) и коэффициента отсортированности по разрезу

ны в суглинках (долино-потоковый пролювий). При выходе потока на равнину он растекается по многим руслам, скорость течения резко падает и образуется веерообразный в плане конус выноса. По направлению от гор к долине, т. е. от вершины конуса к его подножию, структура обломочного материала изменяется от гальки и щебня с песчано-глинистым заполнением (фангломераты) до более тонких и отсортированных осадков, лёссовидных супесей и суглинков. По окраинам конусов

в условиях выровненного рельефа образуются соры, а иногда происходит заболачивание с формированием торфяников. Отдельные конуса выноса сливаются в сплошной предгорный пролювиальный пояс длиной до нескольких сотен и шириной до 100 км. Мощность пролювия в таких поясах достигает нескольких сотен, а иногда и тысяч метров.

Предгорные пролювиальные комплексы, образующиеся в орогенную стадию развития геосинклиналей в пределах внутренних геосинклинальных склонов краевых прогибов, наряду с другими генетическими типами отложений входят в состав верхнемолассовой формации и известны в ряде районов СССР. Наиболее подробно изучены кайнозойские образования такого типа в Средней Азии В. И. Поповым.

Фауна в коллювиально-делювиальных отложениях чаще переотложена из материнских пород. Собственные органические остатки представлены обычно детритом пресноводных и наземных раковин, костями позвоночных и фрагментами растительности.

### § 3. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Речные отложения относятся к числу наиболее изученных и достаточно широко развитых ископаемых континентальных образований. Наряду с собственно русловыми, они включают весь комплекс отложений, формирующихся в речных долинах. В связи с этим аллювиальные фации представляют собой весьма разнообразный комплекс пород, имеющий в сечении форму линзы с вытянутым вниз основанием и относительно плоской кровлей, «врезанной» в подстилающие отложения, на которых они залегают с отчетливым размывом (рис. 49). В плане они образуют удлиненные, относительно прямолинейные или слабо изгибающиеся полосы. В наиболее полном виде набор аллювиальных фаций развит в крупных равнинных реках и подразделяется на русловые, пойменные и старичные отложения.

Русловые фации наиболее грубозернистые в данном аллювиальном комплексе и представлены в равнинных реках различными песками, иногда с примесью гравийных зерен. Степень сортировки различная,

но в целом значительно выше, чем в делювиально-пролювиальных отложениях.

Вниз по течению, в общем случае, размерность осадков уменьшается, а отсортированность возрастает. Однако одновременно с этим в алевритовых и мелкопесчаных осадках, которые в нижних течениях рек начинают выпадать из взвесей, сортировка может ухудшиться. Кроме того, впадение притоков, несущих иной, по сравнению с основным руслом, материал, также на-



Рис. 49. Русловые гравелиты, имеющие форму линзы с плоской кровлей и выгнутой вниз подошвой и залегающие с размывом на подстилающих отложениях

Нижняя юра [?], окрестности Кисловодска. Длина рукоятки молотка 0,35 м

рушает отмеченную закономерность. Для русловых отложений характерна достаточно правильная косая слоистость. Косослойные серии состоят из прямолинейных слоев, наклоненных под углом до  $30^\circ$  («диагональная» слоистость) и разделенных горизонтально-слоистыми более тонкозернистыми отложениями.

Пойменные отложения формируются в половодье в обстановке менее активной, а главное, весьма непостоянной гидродинамики. В связи с этим осадки обычно более тонкозернистые, менее отсортированные, намечается определенная, фиксирующая каждое поло-

воде, повторяемость более мощных песчаных прослоев с глинистыми. Косая слоистость не выдержана, наблюдаются мелкие и изогнутые *слойки*; наряду с ней присутствует горизонтальная и слабоволнистая слоистость, а также рябь течений и волнений, текстуры взмучивания. Отмечаются быстрые и незакономерные латеральные замещения.

Старичные отложения на первых этапах, когда старицы еще периодически восстанавливают связь с рекой близки русловым, затем, при окончательном обособлении — приобретают характер озерных образований. Минеральный состав обломков равнинного аллювиального комплекса обычно достаточно однороден, вплоть до олигомиктового.

Фауна в древних аллювиальных отложениях встречается редко и представлена речными пресноводными раздробленными формами, обугленными остатками растительности и мелкими углистыми включениями.

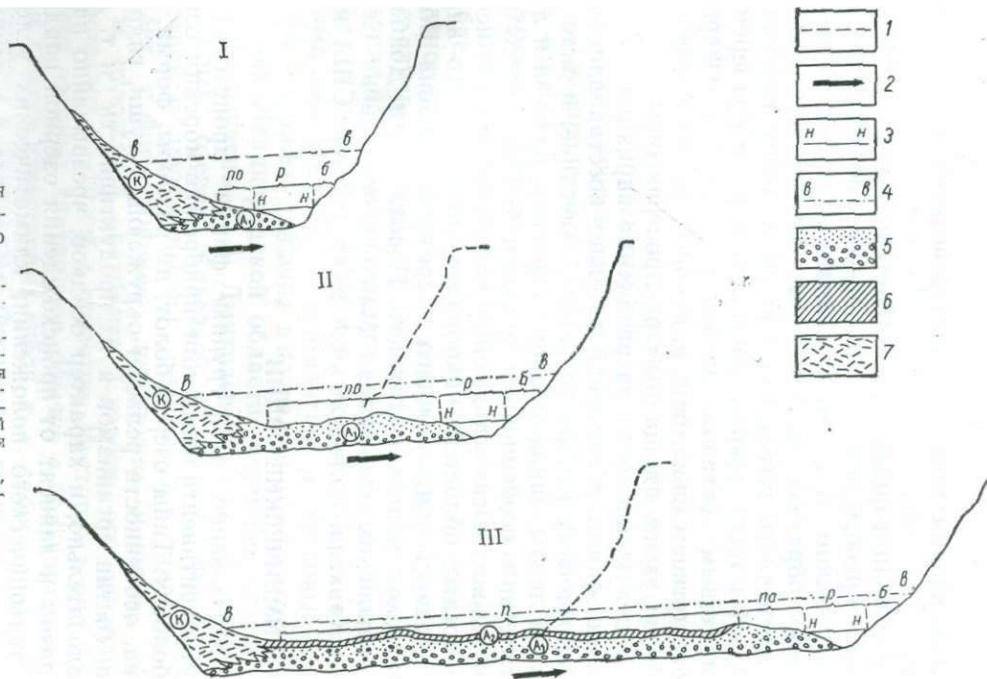
История жизни речных артерий запечатлена в закономерном строении их аллювия. Развитие рек начинается в узких оврагах, и на первой стадии отлагаются лишь русловые осадки, переходящие на бортах в склоновые коллювиально-делювиальные образования (рис. 50). Со временем начинается боковое смещение русла и подмыв одного из берегов. При этом перемещении на месте прежнего русла образуется постоянный русловый аллювий, который постепенно покрывается пойменными осадками, а затем нередко и старичными, которые при заболачивании дают торфяники и угли. Таким образом, вертикальный разрез аллювиального комплекса характеризуется, во-первых, залеганием с размывом на подстилающих отложениях, во-вторых, закономерной сменой более грубозернистых русловых все более тонкозернистыми, иногда угленосными пойменными и старичными отложениями. Мощность одного подобного законченного цикла в условиях стабильной платформы обычно не превышает 25—30 м, при этом ширина поймы может достигать 70—100 км (современные Миссисипи, Амазонка). При изменении базиса эрозии, подъеме истоков или существенных климатических переменах вновь формируется аналогичный цикл, который залегает на предшествующем с размывом. Суммарная мощность аллювиальных отложений в условиях интенсивно-

Рис. 50. Схема развития эрозионной долины и накопления аллювия (по Е. В. Шанцеру, 1951 г.)

I, II, III — поперечные профили долины в три последовательные стадии ее развития.

I — положение подмываемого берега в предыдущую стадию, 2 — направление смещения русла; горизонт вод; 3 — меженных, 4 — высок; аллювий: 5 — русловый ( $A_1$ ), 6 — пойменный ( $A_2$ ); 7 — склоновые отложения ( $K$ ).

$p$  — русло,  $б$  — бечевник,  
 $по$  — прирусловая отмель,  $п$  — пойма



го прогибания может достигать нескольких сотен метров.

Аллювий горных рек характеризуется, во-первых, резким преобладанием собственно русловых фаций при практическом отсутствии пойменных и тем более старичных образований. Во-вторых, наличием более грубообломочного материала с преобладанием галечников, более быстрым темпом уменьшения размеров зерен, полимиктовым составом, слабой сортировкой материала и отсутствием слоистости и, наконец, прямолинейностью и более узким площадным распространением.

В целом, несмотря на различные вариации, аллювиальные фации достаточно надежно восстанавливаются по полосовому распространению, залеганию в виде врезанной линзы, закономерному строению разреза и литологическим особенностям отложений. Они реконструированы во многих угленосных бассейнах, в ряде нефтегазоносных областей — в образованиях нижнего карбона Подмосковья, нижнего и среднего карбона Волго-Уральской области, Нижнего Поволжья и Донбасса, в майкопских отложениях Майкопского района Северного Кавказа, палеозойских ряда районов США и др.

#### § 4. ЛИМНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Образование этой группы фаций происходит во внутриконтинентальных или прибрежно-морских озерах и болотах. Типы озер и болот, их размеры, форма, глубина, особенности рельефа окружающей суши, гидрология, состав организмов и их продуктивность и т. д., а следовательно, и характер осадков, чрезвычайно разнообразны и зависят от происхождения озерной впадины, ее тектонического положения, климатических условий. Осадки крупных солоноватоводных озер, например Каспийского, во многом, исключая разве фауну, подобны морским; отложения мелких водоемов более специфичны. Общими признаками лимнических образований являются ограниченное распространение, соответствующее форме озера или болота, и сравнительно небольшая мощность. В связи с этим в разрезе комплекс лимнических отложений представляет собой линзу с вогнутым основанием и относительно плоской кровлей, которая, в отличие от аллювиальной, образует не полосу, а относи-

тельно изометричную зону и часто залегает согласно на подстилающих породах. Обычны также фациальные соотношения с аллювиальными, пролювиальными и коллювиально-делювиальными образованиями. Для прибрежно-морских озер существует иногда достаточно тесная ассоциация с морскими отложениями. Характер осадков и органических остатков в максимальной степени зависит от климатической зоны и, в меньшей степени, от рельефа берегов. В гумидном климате, где поступление метеорных и речных вод превосходит испарение, озера обычно проточные пресные и характеризуются, как правило, терригенным составом отложений, причем по площади, с учетом внутренних течений и рельефа дна, они распределяются зонально по законам механической осадочной дифференциации. Для осадков в целом характерны сравнительно хорошая сортировка, наличие правильной, часто тонкой слоистости, иногда — в прибрежных зонах — знаки ряби и неотчетливая косая слоистость. Несмотря на малую общую соленость, в ряде случаев озерные воды настолько жесткие, что происходит осаждение кальцита (современные известковые осадки известны, например, в таких озерах влажной зоны, как Цюрихское и Мичиган; известковые накопления — «гажа» найдены в послеледниковых озерных отложениях Ленинградской области; пермские озерные известняки изучены Г. А. Дмитриевым около Воркуты). В некоторых озерах Северной Америки, Франции, Швейцарии и других пышно развиваются диатомеи, что ведет к формированию достаточно мощных, до 5—15 м, отложений диатомита. Скорость его накопления достигает 3—10 см в столетие. Месторождения ископаемых озерных диатомитов, обычно с большим количеством спикул известковых губок, т. е. спонго-диатомитов, известны в Закавказье, Франции и в других местах. В целом же карбонатные и кремнистые породы являются более редким компонентом озерных отложений по сравнению с песчано-глинистыми. Кроме основных осадков в озерах могут образовываться вивианит, сидерит и гидроокислы железа (озерные бобовые руды).

Фауна в озерных отложениях весьма обычна, нередко встречаются остатки пресноводных организмов. Весьма характерны также остатки растительности, известны находки наземных позвоночных, как например,

индрикотериевая фауна в озерных образованиях среднеолигоценовой чиликтинской свиты Тургайской низменности.

В обстановке аридного климата, когда поступление вод невелико и часто не компенсирует испарение, формируются бессточные озера с повышенной минерализацией. В отличие от озер гумидной зоны, здесь наряду с терригенной идет, а иногда и преобладает, хемогенная седиментация. В семиаридных зонах на ранних стадиях засоления осаждаются известняки и доломиты (современный Балхаш, верхнеюрское озеро в районе хребта Каратау и др.) выпадают магнезиальные силикаты типа палыгорскита-сепиолита. При большей аридизации концентрация солей возрастает настолько, что становится возможным накопление чрезвычайно растворимых солей — гипсов и ангидритов, хлоридов, троны и т. д. (миоценовые осадки озер Тянь-Шаня и Турецкой Армении, озерные отложения формации Уинд-Ривер).

К группе лимнических фаций относятся и болотные отложения. В осадках болот преобладают накопления торфа (впоследствии переходящего в уголь), кроме того присутствуют глинистые, преимущественно каолинитового состава, образования, а в отдельные периоды и песчано-алевритовые, как правило, с обильными остатками растений. Торфяники часто залегают на озерных отложениях или ископаемых почвах.

Болотные фации являются одним из примеров концентрированного накопления и сохранения органического вещества. Исходный состав, в котором преобладает высшая растительность, предопределяет преимущественно гумусовый характер органического материала и его последующую углефикацию.

В озерах же часто идет накопление органического вещества иного — сапропелевого — типа. Одни озера — олиготрофные, обычно крупные и глубокие, с водами, равномерно насыщенными кислородом, но содержащими мало минеральных и питательных веществ и планктона, как правило, имеют осадки с малым содержанием органического материала. Другие — эвтрофные озера, не очень глубокие, хорошо прогреваются летом, богаты питательными веществами и планктоном и отличаются высокой биологической продуктивностью. Важно при этом, что в таких озерах имеются благоприятные усло-

вия и для консервации образующегося органического материала. При сравнительно малой гидродинамической активности летом отмечается резкое кислородное и температурное вертикальное расслоение с дефицитом кислорода в придонном слое. Зимой, при замерзании озера, поступление кислорода еще более ограничивается. В результате в иле, а часто и в придонном слое, возникает восстановительная обстановка. Поступающий сюда органический материал подвергается анаэробному разложению, гниению с образованием гиттии — органо-минерального ила, с высоким содержанием органического вещества, достигающего 50%, а иногда и 80% сухой массы осадка. Исходный состав органического вещества, богатого белками, углеводами и жирами, способствует дальнейшему преобразованию этих осадков в сапропелиты или битуминозные сланцы (верхне-мезозойские отложения межгорных впадин Забайкалья и других районов Центральной Азии, эоценовая формация Грин-Ривер запада США и др.).

Обычные мощности озерных и болотных отложений не превышают нескольких десятков метров, однако известны и длительно существовавшие водоемы, расположенные в интенсивно погружающихся регионах, где мощности осадков резко увеличены. Например, эоценовая формация Грин-Ривер, сложенная большей частью озерными горючими сланцами, глинами, в том числе углистыми, разнообразными солями, достигает мощности до 1,5 км. Даже если учесть, что в составе этой формации имеются аллювиально-дельтовые образования, мощности собственно лимнических фаций весьма велики. В Челябинском угольном бассейне известен пласт угля мощностью 120 м. С учетом усадки торфа мощность одного торфяника в этом болоте была не менее 400 м.

Уже приведенные выше примеры показывают, что лимнические фации широко развиты в геологических разрезах. Некоторые данные о крупных ископаемых озерах на территории США приведены в табл. 12.

## § 5. ЛЕДНИКОВЫЕ ФАЦИИ

Ледниковые отложения формируются в областях материкового и горного оледенения. Собственно ледниковыми образованиями являются морены, водно-ледни-

ковыми — флювиогляциальные и озерно-ледниковые.

Морены образуются из материала, принесенного ледником и оставшегося на месте после его таяния. В общем случае это несортированные или очень слабо сортированные неслоистые отложения, состоящие из различных по размеру валунов, глыб, сцементированных песчано-глинистым материалом. Петрографический состав об-

Таблица 12

Площади и примерная продолжительность существования некоторых ископаемых озер США (М. Пикард, Л. Хай)

Название озера	Месторасположение (штаты)	Геологический возраст	Площадь, км <sup>2</sup>	Продолжительность существования, млн. лет
Бонвилл	Юта, Невада, Айдахо	Плейстоцен	51150 (максимальная)	1,0
Серлс	Калифорния	То же	1000	0,17 (?)
Сан-Огастин	Нью-Мексико	"	385	0,65
Юинта	Юта	Эоцен	20000	13,3
Гозиут	Вайоминг, Колорадо	То же	44200 (максимальная)	4,0
Флагстафф	Юта	Палеоцен-эоцен	18200 (максимальная)	2,75
Тодилто	Нью-Мексико, Колорадо, Аризона	Поздняя юра	90 000	0,02
Попо-Эйджи	Вайоминг	Поздний триас	130 000	3,0 (?)
Локатонг	Нью-Джерси, Пенсильвания	То же	5630	5,1

ломков чрезвычайно разнообразен. Наряду с местными породами, захваченными ледником при его перемещении, в значительном количестве имеется петрографически совершенно чуждый и принесенный издалека материал. Характерна также своеобразная штриховатость и полированность отдельных валунов. Ископаемые морены называют валунной глиной, а метаморфизованные — тиллитами.

Непосредственно у внешнего края ледника многочисленные и не имеющие собственных долин ручейки и речки талых вод выносят и в пределах так называемых за-

дровых равнин переоткладывают переносимый ледником материал и конечноморенные накопления. Эти флювиогляциальные отложения представлены вначале несортированными породами, грубо и неправильно, часто линзовиднослоистыми. Несколько дальше это лучше отсортированные, преимущественно песчаные осадки с текстурами течений. При дальнейшем удалении от ледника поверхностный сток постепенно приобретает упорядоченный характер, текущие воды локализуются в долинах, т. е. превращаются в реки, и флювиогляциальные отложения замещаются аллювиальными. В пределах зандровых равнин в отдельных депрессиях и при наличии локальных подпоров образуются озера, где идет накопление лимногляциальных осадков. Они характеризуются более тонкозернистым составом, наличием тонкой горизонтальной слоистости. Типичным примером подобных образований являются ленточные глины.

Мощности четвертичных ледниковых отложений Европы составляют обычно несколько десятков метров, однако при заполнении впадин они возрастают до 150—200 м. Мощность тиллитов Южной Африки определена в 300 м, а местами возможно и 600—800 м.

Ледниковые осадки четвертичного возраста широко развиты в пределах континентов северного полушария, остатки пермо-карбонового оледенения известны в пределах Гондваны. Кроме того, горизонты тиллитов отмечены еще на нескольких стратиграфических уровнях, включая ряд комплексов в протерозое.

Известны случаи, когда с флювиогляциальными породами связаны месторождения нефти и газа, как, например, в нижнесилурийских отложениях впадины Тассили (Иллизи) в Алжире (Тин-Фуйе и др.).

## § 6. ЗОЛОВЫЕ ПУСТЫННЫЕ ФАЦИИ

Наличие пустынных обстановок определяется главным образом аридным климатом, высокой среднегодовой температурой при резком дефиците метеорных осадков, что обуславливает сухость воздуха и скудное развитие наземной растительности.

В современных условиях (рис. 51) пустыни занимают почти пятую часть суши — 27,5 млн. км<sup>2</sup>, из которых 5,8 млн. км<sup>2</sup> (3,9%) расположено в резко аридной кли-

матической зоне и 21,7 млн. км<sup>2</sup> (14,6%) в аридной. Многие особенности пустынных обстановок характерны и для областей семиаридного климата (21,2 млн. км<sup>2</sup>, или 14,3% площади суши), где широко развиты полупустыни.

Пустынные фации нередко занимали обширные пространства и в прошедшие геологические эпохи, наиболее известной из которой является пермо-триасовая («новый красный песчаник» Западной Европы). Пустынные об-

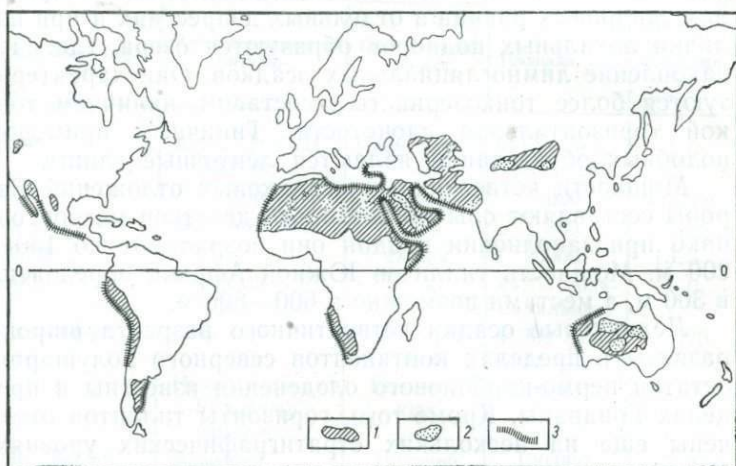


Рис. 51. Современные пустыни мира [Glennie К., 1970]

1 — главные области пустынь, 2 — пустыни с золотыми песками, 3 — пустынные побережья

разования имеют также важное экономическое значение, так как с ними, например, связаны крупные месторождения нефти и газа в Северной Африке (Алжир), Западной Европе (ФРГ, Нидерланды), США и других странах.

Литологические особенности многих видов пустынных осадков детально изучены у нас в стране А. В. Сидоренко. Весьма полная сводка по пустынным обстановкам опубликована К. Гленни, (1970 г.). Комплекс пустынных фаций достаточно разнообразен и включает зо-

ловые отложения, образования соляных озер, такыров, солончаков, временных потоков и сухих русел, каменистых пустынь, отдельными полосами в них проникают аллювиальные осадки. Поскольку некоторые из этих фаций рассмотрены выше, остановимся лишь на эоловых образованиях, которые хотя и занимают лишь пятую часть современных пустынь, являются весьма характерными для них.

Эоловые отложения представлены практически исключительно песками (песчаниками) и крупнозернистыми алевритами (алевролитами). Известны случаи, когда ветер переносит обломки размером до 1 см, но уже зерна крупнее 5 мм в эоловых осадках чрезвычайно редки, и в 90% эоловых песков их диаметр лежит в пределах от 0,15 до 0,25 мм. Глинистый материал практически отсутствует. По происхождению большая часть эоловых песков является продуктом перевевания осадочных отложений различного генезиса — речных, делювиально-пролювиальных, озерных или прибрежно-морских, содержащих определенное количество песчаного материала и прошедших в той или иной степени водную переработку. Эоловые пески, образующиеся за счет дефляции изверженных пород, крайне редки. Для эоловых отложений в целом характерна наилучшая среди других фациальных типов песчаных осадков отсортированность и окатанность зерен, проявляющаяся наиболее отчетливо в песчаных фракциях и в значительно меньшей степени в алевритовых. Поверхность зерен становится либо блестящая полированная, либо рябая; матовые зерна с раковистым изломом встречаются редко. Уменьшается количество легко истираемых минералов (гипс, роговая обманка, пироксены, эпидот, полевые шпаты) и относительно возрастает число устойчивых к механическому воздействию (кварц, гранат, циркон, силлиманит, магнетит), практически отсутствуют слюды. Это ведет к сокращению общего набора минералов.

Текстура пустынных эоловых осадков разнообразна. Отмечаются как неслоистые породы со слабо выраженной косо́й слоистостью с пологими волнистыми слоями, углы падения которых постепенно меняются, так и отчетливо горизонтально или чаще косослоистые отложения. Мощности косых серий могут меняться от сантиметров до нескольких метров, а углы падения дости-

гать 30—34°. Ориентировка косых слоев и их серий либо относительно постоянная, однонаправленная, либо разнонаправленная, когда серии взаимно перекрещиваются и срезают друг друга. Размеры зерен при общей хорошей сортировке в смежных пропластках могут резко отличаться. Глинистые прослойки редки и обычно связаны с временным наличием водных условий.

Органические остатки в эоловых пустынных отложениях чрезвычайно редки. Мощности современных эоловых пустынных осадков составляют 10—15, реже 20—30 м. В некоторых ископаемых пустынях они достигают 100—150 и даже 300 м.

Среди древних отложений достоверно установленных аридных эоловых образований известно сравнительно немного (ветлужская серия нижнего триаса юга Оренбургской области, «новый красный песчаник» и «желтые песчаники» пермо-триаса Западной Европы, песчаники верхнеюрские — нижнемеловые Ботукату Бразилии и Уругвая, триаса Южной Африки, перми, триаса и юры плато Колорадо, третичные песчаники Чуска Аризоны и Нью-Мексико в США и др.), но отдельные эоловые горизонты вероятно присутствуют во многих красноцветных формациях семиаридного и аридного климата.

Малая изученность древних эоловых пустынных образований объясняется прежде всего трудностями их выделения, близостью по многим характеристикам к исходным водным отложениям.

\* \* \*

Разнообразие фациальных комплексов в континентальных обстановках обуславливает и разнообразие связанных с ними полезных ископаемых. Чаще всего здесь разрабатываются строительные материалы — валуны, галька и гравий ледниковых, пролювиальных и аллювиальных отложений, как бутовый камень и наполнитель, различные пески и глины для производства кирпича, керамзита. В ряде случаев в озерных и аллювиальных отложениях образуются кварцевые пески — сырье для стекольной промышленности, в корях выветривания и делювии — высококачественные огнеупорные и керамические глины. В аллювиальных, озерных, а иногда и других континентальных образованиях образуются россыпные месторождения, в корях выветривания, озерах и аллювии формируются бокситы, руды

железа, марганца, меди, никеля, кобальта. Лимнические, а иногда и аллювиальные и пролювиальные отложения содержат угли и горючие сланцы, в озерных отложениях разрабатываются магнезит и гидромагнезит, различные соли, диатомиты. Песчаные отложения ряда фаций, особенно русловых, нефтегазоносны. Нельзя не отметить и такой ценнейший продукт континентальных обстановок, как почвы, обеспечивающие возможность сельскохозяйственного производства, само существование растительного и животного мира и являющиеся одновременно продуктом жизнедеятельности организмов.

## Глава VI

### МОРСКИЕ ФАЦИИ

Океаны и моря занимают  $3,61 \cdot 10^8$  км<sup>2</sup>, что составляет 70,8% площади земного шара. Судя по некоторым реконструкциям, в отдельные геологические эпохи их площади были даже более значительны. Уже это определяет то обстоятельство, что в геологических разрезах явно преобладают морские отложения. Так, по данным А. Б. Ронова и В. Е. Хаина, среди средне-верхнепалеозойских и мезозойских образований материков морские осадки никогда не составляли менее 60% площади, но нередко они достигали 80—85%.

Кроме широкого развития морей, этому способствует также то, что морские обстановки (в широком понимании термина, включающего как собственно моря, так и океаны) являются преимущественно областями накопления осадков. Правда, в морях и океанах существуют участки, где осадконакопления не происходит, имеются даже зоны денудации, однако специфику этих обстановок определяют все же условия накопления осадков. Более того, в отличие от континентов, условия сохранения морских отложений неизмеримо выше.

Другой особенностью морских обстановок является их несравненно большее, чем в континентальных условиях, постоянство. Контрастностью отличается лишь непосредственно примыкающая к суше узкая прибрежно-морская полоса, на большей же части условия относи-

тельно стабильны на значительных пространствах и меняются не столь резко, как на континенте.

Источники поступления осадочного вещества в морские водоемы различны. Главную массу обломочного материала поставляют континенты (см. табл. I). Другим источником осадочного материала являются происходящие в море вулканические извержения, которые наряду с твердыми продуктами — лавами, пеплом, туфами (их масса составляет около 3 млрд. т/год), — выносят огромные количества газообразных и жидких. В результате смешения растворенных веществ, приносимых с суши и поступающих при извержениях, а также газового обмена с атмосферой создается своеобразная и очень важная гидрохимическая система — морская вода, причем по современным представлениям ее катионный состав определяется в основном континентальным сносом, а анионный — вулканическими, преимущественно подводно-морскими эксгаляциями. Замечательным свойством этой системы, несмотря на разнообразие типов водоемов, условий поступления в них материала, климата, органической жизни и т. д., является практически постоянное соотношение в ней основных компонентов.

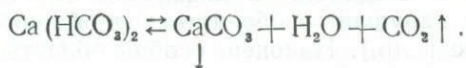
Обстановки и механизмы механического, хемогенного и биогенного накопления материала, поступающего тем или иным путем в Мировой океан, зависят от типов водоемов, условий их питания, нахождения в той или иной климатической зоне, наличия течений и их характера, физических и химических свойств морской воды, органической жизни и т. д. Водоемы Мирового океана по соотношению их с сушей подразделяются на несколько типов. Моря средиземные или внутренние (современными примерами которых являются Балтийское, Черное, Красное и др.) почти полностью окружены материковой сушей и связаны с океаном одним или несколькими проливами, характеризуются слабыми приливами, часто отличной от океана соленостью, а иногда (Черное, Балтийское и др.) и солевым составом вод. Воздействие материкового сноса сказывается на них в максимальной степени. В процессе геологического развития эти моря нередко теряют связи с океаном и превращаются в громадные озера со специфическим гидрохимическим режимом и соответствующими осадками (соленые озера на месте современного Средиземного

моря в позднем миоцене, современное Каспийское море — озеро). Моря окраинные или краевые располагаются между материками и океанами. Влияние континентального сноса в этих водоемах меньше и в значительной степени одностороннее, зато связи с мировым океаном свободные, что обуславливает среднеокеаническую соленость, соответствующий состав органического мира, часто сильные приливы и т. д. В одних случаях окраинные моря непосредственно открываются в океан и иногда называются заливами (Восточно-Сибирское море, Бенгальский залив и др.), в других — отделены от него островами, подводными возвышенностями и т. д., что, однако, не нарушает свободного водообмена с океаном (Карибское и др.). Наконец, особой областью седиментации являются собственно океаны, где влияние континентов сказывается в наименьшей степени и часто опосредствованно, но значение осаждения собственного, океанического вещества возрастает. Так, только органические — известковые и кремнистые осадки покрывают не менее 50,9% площади дна Тихого и 74,2—74,7% Атлантического и Индийского океанов.

Другой важной особенностью водоемов, определяющей обстановки и условия осадконакопления, является форма его вертикального сечения. Известны в настоящее время и широко были развиты в прошлом плоские мелководные в целом моря с выровненным дном (Северное, Азовское и др.). В противоположность им существуют котловинные моря с глубоководной котловиной, окруженной узкими шельфами (Японское, Черное, Мексиканский залив и др.). Плоские моря обычно располагаются на платформах и омывают невысокий, сглаженный континент. Котловинные моря чаще (но не всегда!) локализируются в геосинклинальных областях и обрамляются горной сушей.

Важным фактором создания фациальных обстановок являются волнения и разного рода течения (приливно-отливные, вдольбереговые, океанические глубоководные и поверхностные, циркуляционные вертикальные, мутьевые и т. д.), которые обуславливают разнос поступающего в водоемы материала и его отложение. Знание характера осадконакопления в зонах различных течений помогает их реконструкции при фациальном анализе.

Физические свойства морской среды — температура, давление, прозрачность и т. д., во-первых, влияют на характер, количество и разнообразие органической жизни, которая непосредственно способствует осаждению многих компонентов из морской воды, а также обуславливает геохимическую обстановку среды, определяющую возможность образования и осаждения ряда минералов. Во-вторых, они влияют на газовый состав морской воды и тем самым опять на развитие организмов и на возможность растворения или осаждения некоторых соединений. Наибольшее значение в этом плане имеет карбонатное равновесие



Поэтому, например, в холодных водах высоких широт и больших глубин, где в растворе содержится много углекислоты, это равновесие сдвинуто влево с образованием растворимого бикарбоната, и известковые осадки не образуются.

Выше отмечалось гидрохимическое своеобразие морской воды. Следует добавить что в современных океанах и краевых морях средняя соленость составляет 35‰ (3,5%) с отклонениями не более чем на 3—5‰. Соленость океанических глубинных вод изменяется от 34 до 35‰, поверхностных — от 32,87 до 35,71‰. При такой солености все основные, находящиеся в растворе соединения, кроме карбоната кальция, далеки от предела насыщения, и для их осаждения должны возникнуть специфические условия. Поэтому наличие этих соединений (сульфатов, галоидов, сульфидов и т. д.) в древних отложениях помогает восстановлению таких условий. Кроме того, от солености в большой мере зависят океанический мир водоема, особенности осаждения коллоидного и тонкозернистого материала.

Значительное влияние на характер осадков оказывает положение водоема в той или иной климатической зоне. Прежде всего оно обуславливает температуру воды, а во внутренних морях и ее соленость. Кроме того, глобальная климатическая зональность определяет и состав поступающего с прилегающих материков материала. В связи в этом в последние годы климатические типы литогенеза, установленные Н. М. Страховым на

континентах, распространяются и на океанические акватории (А. П. Лисицын).

Рассмотренные выше особенности морских водоемов определяют и основные фациальные условия морского осадконакопления и в той или иной мере реконструируются при фациальном анализе. Наиболее важной и одновременно общей причиной изменения обстановок в открытых водоемах является глубина бассейна седиментации. От нее зависят освещенность, характер волнения, в значительной степени температура воды и т. д. По этому признаку морские обстановки (и отложения) можно подразделить на шельфовые, или неритовые (с подразделением на мелководные внутреннего и относительно глубоководные внешнего шельфа), батинальные и абиссальные.

## § 1. ШЕЛЬФОВЫЕ ФАЦИИ

Анализ наиболее современных гипсографических кривых показывает, что средняя глубина перегиба морского дна, который принимается за внешнюю границу шельфа и неритовой области, составляет 130—135 м. Однако даже наиболее поздние расчеты площадей различных океанографических зон исходят из гипсографической кривой 1933 г., где внешняя граница шельфа ограничена изобатой 200 м (табл. 13).

Таблица 13

Площади основных батиметрических зон Мирового океана (по В. Н. Степанову, 1961 г.)

Батиметрические области и интервалы глубин, м	Площадь, 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup> (%)		
	морей	океанов без морей	Мирового океана в целом
Шельфовая (неритовая) 0—200	17,640 (50,6)	9,851 (3,0)	27,491 (7,6)
Материковый склон (батинальная) 200—3000	8,681 (33,7)	43,227 (13,3)	54,968 (15,2)
Океаническое ложе (абиссальная) >3000	5,511 (15,7)	272,616 (83,6)	277,128 (77,1)

Средняя ширина шельфа современного Мирового океана около 70—75 км, максимальная — до 1200—1300 км. Весьма широкие шельфы развиты вдоль северного и восточного побережья Северной и восточного Южной Америки и западных берегов Европы и Африки.

Геологическое значение шельфов огромно, так как абсолютное большинство осадочных пород, слагающих геологические разрезы континентального сектора стратисферы, образовалось в неритовых обстановках. Именно шельфы являются и являлись основными областями седиментации и главными концентраторами осадочного материала. При этом, однако, полной аналогии древних шельфовых отложений с современными не устанавливается. Дело в том что современный шельф — образование геологически чрезвычайно молодое, с возрастом 16—18 тыс. лет, сформировался в результате фландрской послеледниковой трансгрессии, имевшей эвстатический (за счет таяния ледников) подъем уровня океана не менее 110—120 м. Поэтому граничная изобата нынешнего шельфа вовсе не обязательно охватывает и древние шельфы. Кроме того, по данным К. О. Эмери, около 70% поверхности нынешнего шельфа покрыто не современными, а реликтовыми осадками, отложенными ранее в условиях, отличающихся от обстановок их современного нахождения. Далее, в нынешнюю эпоху высокого стояния материков на шельфы выносятся такие значительные объемы кластогенного материала, которые часто отсутствовали в предшествующие эпохи. В связи с этим на древних шельфах часто шло массовое отложение таких осадков, которые в нынешних условиях либо отсутствуют, либо развиты значительно меньше — карбонатных, сульфатных и галогидных солей и др. Все это свидетельствует о том, что особенности распределения осадков в современной шельфовой зоне нельзя непосредственно без значительных поправок использовать для объяснения распределения древних осадков.

Гипсографически единая неритовая область по условиям осадконакопления достаточно отчетливо подразделяется на две части — мелководную и относительно глубоководную. Мелководные обстановки охватывают районы шельфа с глубинами до 50—70 м, реже несколько больше. Для этих обстановок характерны две очень важные особенности. Прежде всего на открытых

пространствах морей и океанов волнение распространяется практически до дна, в связи с чем осадки часто взмучиваются. Это обуславливает транспортировку большого количества обломочного материала и его сортировку. При этом отмечаются случаи перемива отложившегося и возможно даже частично литифицированного осадка без его осушения, хотя даже сравнительно небольшие колебания уровня моря в результате тектонического подъема или эвстатического понижения могут вызывать кратковременное осушение и размыв. Поэтому в мелководных отложениях следы местных перемивов и размывов, в том числе скрытых с параллельным напластованием, устанавливаются очень часто. Активное перемешивание водной толщи ведет к ее насыщению атмосферным, содержащим кислород, воздухом, поэтому геохимическая обстановка в придонном слое практически всегда окислительная.

Другой чрезвычайно важной особенностью мелководных обстановок является обилие и разнообразие бентосных организмов. Так как практически везде до дна проникает свет, пышно развиваются водные растения, поставляя в воду, в результате фотосинтеза, дополнительно кислород. Высшие и одноклеточные водоросли, являясь началом пищевых цепей, обеспечивают и обильное развитие разнообразного животного бентоса практически всех систематических и экологических групп (исключая разве специфически глубоководных, как, например, рыб со светящимися органами) — подвижного и лежащего на дне, прикрепляющегося и роющего и т. д. Бентосные организмы часто являются породообразующими или в значительных количествах встречаются в терригенных отложениях, в немалой степени способствуя восстановлению фациальных обстановок их накопления.

Наиболее распространенными литологическими типами в мелководных условиях являются мелкообломочные породы — песчаники и алевриты. Грубообломочные породы редки, отмечаются только в приграничных с прибрежно-морскими зонами участках или напротив устьев горных рек. Степень сортировки песчаников обычно промежуточная между золовыми и пляжевыми, с одной стороны, и речными — с другой. Глины, как правило, содержат примесь алевритовых и песчаных частиц, по

составу, в отличие от континентальных, каолиновых, преимущественно гидрослюдистые и монтмориллонитовые. Карбонатные породы — известняки и доломиты — в значительной степени биогенны в своей основе и состоят из остатков различных животных организмов как целых, так и их обломков, поэтому преобладают обычно органогенно-обломочные (детритовые) разности. Распространены также обломочные карбонатные породы — известняковые песчаники и алевролиты, оолитовые и вторично перекристаллизованные породы.

Среди более редких типов мелководных образований следует отметить железистые и марганцовистые отложения, которые иногда формируют важные промышленные месторождения.

Текстуры мелководных отложений обычно отчетливо горизонтально- и пологоволнисто-слоистые, но встречаются и косослоистые. На поверхностях наложения иногда отмечаются знаки ряби, следы перерывов. Обилие донной фауны ведет к активной переработке осадка (биотурбации), которая уничтожает тонкую слоистость, способствует появлению пятнистых текстур, отмечаются многочисленные следы ползания, зарывания и прочие биогенные текстуры.

Дно шельфовых участков в целом достаточно плоское (средний угол падения современных шельфов  $0^{\circ}07'$ ), однако на нем встречаются отдельные, обычно изолированные депрессии разных размеров. Так, Ф. П. Шепард установил, что в 35% всех пересекающих шельф профилях имеются впадины глубиной не менее 20 м. И даже несмотря на небольшие относительно уровни окружающего дна глубины, условия осадконакопления и характер осадков в них резко меняются. Сюда не проникает волнение, часто возникает сероводородное заражение. Поэтому здесь преобладают тонкозернистые, преимущественно глинистые тонко- и правильно-слоистые отложения, почти без донной фауны, но часто обогащенные органическим планктоногенным веществом. Подобные обстановки получили название иловых впадин. По многим своим особенностям эти отложения напоминают образования нижней части шельфа или даже батиаля, и выяснить их мелководное образование можно лишь на основе анализа фациальных соотношений их с вмещающими породами.

Особую и важную в практическом отношении группу мелководных образований представляют органогенные постройки и рифы [Кузнецов В. Г., 1978] (рис. 52). При интенсивном локальном развитии каркасных, нарастающих друг на друга, корковых и цементирующих организмов в разрезе возникает геологическое тело, сложенное скелетными остатками этих организмов и известковыми продуктами их жизнедеятельности в при-

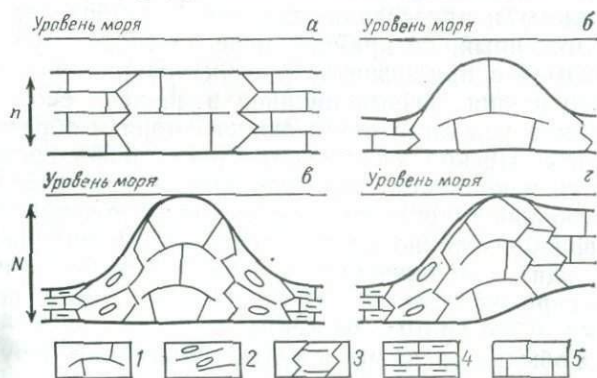


Рис. 52. Схема строения органогенных построек: биоостром (а), биогерм (б) и рифов: симметричных куполовидных (в), асимметричных рифовых систем (г)

Фации: 1 — ядра рифа (биогермные), 2 — предрифового шельфа, 3 — тыльно-рифовые, 4 — относительно глубоководные межрифовые и предрифовые, 5 — мелководные внерифовые (внебиогермные).

$n$  — метры, реже первые десятки метров,  $N$  — десятки, сотни, иногда первые тысячи метров

жизненном положении — органогенная постройка. Если скорость образования постройки была близка или равна скорости накопления окружающих осадков иного состава или структуры, то палеогеографической ее формой являлось плоское морское дно, покрытое зарослями разных организмов, а в геологическом разрезе возникает органогенная постройка в виде пласта, серии пластов или уплощенной линзы, получившая название биоостром. Если же формирование постройки шло быстрее, чем накопление окружающих синхронных осадков, то в рельефе дна образуется холм, изолированная отмель, подводный выступ. В ископаемом состоянии такая постройка имеет вид выпуклой линзы и называется биогермом. При длительном развитии биогерма, когда он

поднимется до уровня моря и одновременно с ростом происходит его частичное разрушение волнами, возникает подводная или надводная скала, окруженная продуктами своего разрушения,—риф. Таким образом, риф — это сложное геологическое образование, возникшее в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов (живших вблизи поверхности воды и обладавших значительным волноустойчивым потенциалом) и представляющее собой карбонатный массив, сложенный, по крайней мере частично, остатками организмов в прижизненном положении и продуктами их разрушения, возвышавшийся в период своего формирования над дном окружающего моря и образующий волнолом. Поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, его мощность больше мощности синхронных отложений.

Рифообразование практически всегда начинается и происходит в мелководных условиях при глубинах не более первых десятков метров. Поэтому небольшие постройки — биостромы, биогермы, мелкие рифы — встречаются обычно среди мелководных отложений. Крупные и мощные рифовые массивы залегают среди более глубоководных отложений и возвышаются над ними. Это обусловлено тем, что при интенсивном погружении, благодаря высокой скорости роста, рифы компенсируют его, в то время как в окружающих зонах такой компенсации нет, и мелководные отложения постепенно сменяются все более глубоководными, вплоть до батинальных. Возникновение рифов часто начинается на локально приподнятых участках морского дна (аккумулятивных формах рельефа, тектонических поднятиях, затопленных вулканических конусах и т. д.). В этом случае образуются одиночные изолированные рифы, относительно симметричные в поперечном сечении (современные атоллы Мирового океана, старооскольские рифы живетского яруса Саратовского Поволжья и др.). Кроме того, рифы часто возникают на перегибе морского дна, при смене мелководных обстановок более глубоководными. В этом случае формируются протяженные вдоль этого уступа, асимметричные в поперечном сечении рифовые системы (Большой Барьерный риф восточного побережья Австралии, пермские рифы Кэпитен в США и Предуральяского краевого прогиба и др.).

Как правило, рифовые обстановки характеризуются мелководностью, нормальной, средней для соответствующей эпохи соленостью, высокой средней температурой воды, ее прозрачностью, интенсивной гидродинамикой.

Для рифов в целом характерны куполовидная форма массивов, очень чистый карбонатный состав, частое развитие органогенных структур с прижизненным положением органических остатков, наличие обломочных известняков, массивное неслоистое строение и различные пятнистые текстуры, отчетливая, особенно в крупных сооружениях, литолого-экологическая и фациальная зональность, нередкое интенсивное развитие процессов перекристаллизации и доломитизации.

Мелководные отложения очень широко развиты в геологических разрезах. К ним относится, например, большинство палеозойских карбонатных толщ Русской платформы и Приуралья, терригенные отложения альбского и аптского возраста Московской синеклизы.

Относительно глубоководные обстановки располагаются на внешнем краю шельфа от глубин примерно 50—70 м и далее до материкового склона, т. е. в среднем до глубины 130—200 м, реже 300—500 м. В отличие от мелководной внутренней части шельфа, здесь отсутствует постоянное волнение, и только во время отдельных, исключительно сильных штормов может происходить взмучивание и образование знаков ряби. Донные течения также обычно не очень активны, а главное, пространственно ограничены. Поэтому основной перенос материала и его распределение по площади происходит во взвешенном состоянии в верхней, подверженной волнению части водной толщи. Условия в придонном слое отличаются значительным постоянством во времени и пространстве, поскольку обычные небольшие флуктуации уровня моря, температуры, солености и т. д., которые ведут к существенным изменениям обстановки и характера мелководных отложений, здесь практически не сказываются.

Органический мир относительно глубокого шельфа также специфичен, по сравнению с мелководной внутренней его частью, и резко обеднен. Из донных организмов чаще встречаются кремневые губки, морские ежи, одиночные, реже колониальные, агерматипные кораллы, отдельные группы пелеципод, гастропод, мшанок.

Раковины, даже при больших размерах, тонкослойные, слабоскульптурированные. Зато относительно возрастает количество остатков нектонных и планктонных организмов — плавающих фораминифер, диатомей, радиолярий, птеропод, тентакулит, стилиолин, цефалопод, рыб, граптолитов, а также организмов, ведущих псевдопланктонный образ жизни (бухиол, посидоний, птерохений) и др.

Спокойная гидродинамика, способы поступления осадочного материала и отсутствие илоедов обуславливают особенности состава и строения отложений. Из-за инертности большой массы воды к небольшим поверхностным изменениям отложения отличаются значительной протяженностью и выдержанностью своего литологического состава по разрезу и в пространстве. Среди отложений этой зоны наиболее распространены тонкоотмученные глинистые осадки. Песчано-алевритовые развиты значительно меньше и, главным образом, в зонах течений. Среди других образований широко распространены мощные монотонные пелитоморфные и микрозернистые известняки, сформированные чаще всего остатками нанопланктона и частично хемогенным кальцитом, в зонах холодного климата — кремнистые образования: диатомиты, спонголиты, трепела, опоки, иногда с примесью радиолярий.

В нижней, относительно глубоководной части шельфа идет образование пластовых фосфоритов, которые, однако по отдельным поднятиям, например на склонах рифов, могут развиваться и в более мелководной зоне.

Текстуры обычно правильно слоистые, микротекстуры — особенно у глинистых отложений — тонко- и правильно-слоистые, листоватые (рис. 53). Они лучше наблюдаются на выветрелых поверхностях. Поскольку в относительно глубоководных условиях внешней части шельфа имеются благоприятные условия захоронения органического вещества, то в случае активного развития в водной толще организмов (преимущественно планктонных) отложения этой фациальной зоны содержат большое количество органического материала, вплоть до образования горючих сланцев. К числу таких отложений относится, например, доманиковые франского яруса восточной части Русской платформы, возможно кукерскиты ордовикского возраста Прибалтики. Другим

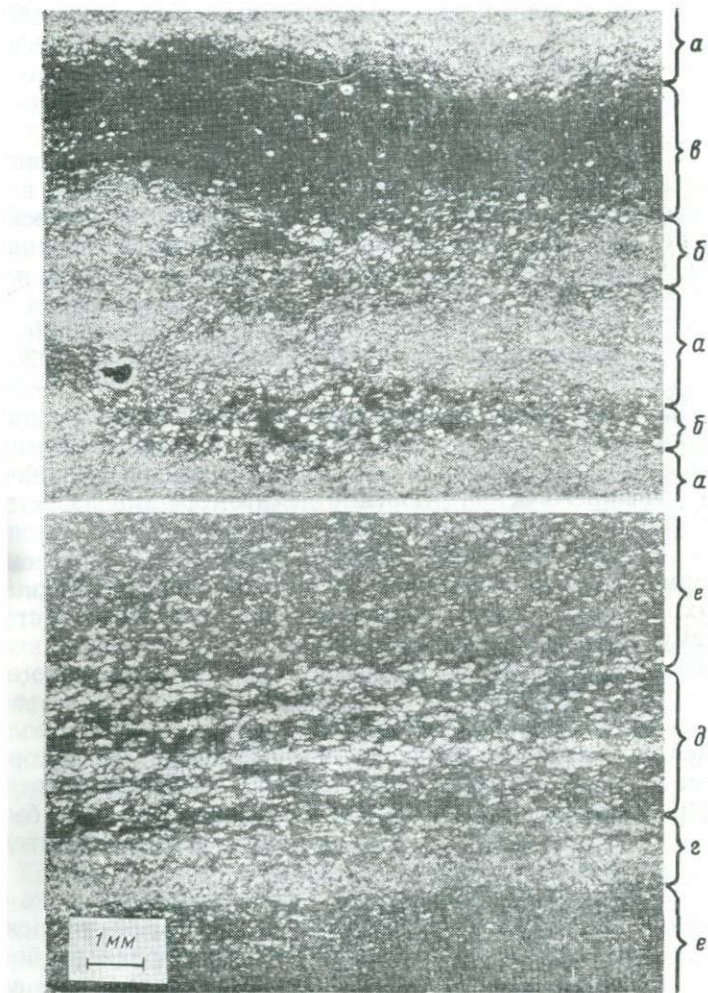


Рис. 53. Типы ритмической градационной микрослоистости в относительно глубоководных депрессионных фациях

Слойки известняка: *а* — тонкозернистого перекристаллизованного, *б* — обогащенного радиоляриями, *в* — мелкозернистого битуминозно-глинистого, *г* — обломочного перекристаллизованного, *д* — обломочного, сцементированного глинисто-битуминозным мелкозернистым кальцитом, *е* — мелкозернистого глинисто-битуминозного

Турнейский ярус, Оренбургская область, площадь Гремячево, скв. 58

примером относительно глубоководных отложений является альбская глинистая толща Северного Кавказа, Средней Азии и Западной Сибири и др.

## § 2. БАТИАЛЬНЫЕ И АБИССАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Начало систематического изучения глубоководных осадков относится ко второй половине прошлого века и связано с работами английской океанографической экспедиции на судне «Челленджер». Изучение океана и его осадков резко усилилось после второй мировой войны и в последние годы опубликованы монографические сводки по геологии океанов и их осадков [Шепард Ф. П., 1969 г., Лисицын А. П., 1974, «Тихий океан...», 1970 г. и др.].

Что касается ископаемых глубоководных осадков батальной и абиссальной областей, то первые их примеры были установлены уже в конце прошлого — начале нынешнего веков — юрские пелитоморфные известняки фации Аммонитико rosso, третичные отложения Вест-Индийских о-ов, позднепалеозойская данауская формация о-ва Калимантан и в некоторых других районах. Однако, общее количество выделенных к настоящему времени отложений этого типа все же очень невелико, что объясняется рядом причин. Прежде всего это связано с трудностями и неоднозначностью их выделения. Не исключено также, что в связи с общей эволюцией и усилением контрастности рельефа в истории Земли, глубоководные обстановки, особенно в докембрии и раннем палеозое либо отсутствовали, либо были менее распространены и характеризовались значительно меньшими, чем сейчас, глубинами.

Глубоководные отложения формируются в двух основных фациальных зонах — батальной или умеренно глубоководной и абиссальной или собственно глубоководной (см. табл. 13). Фациальное значение этих зон, выделяемых на основе батиметрии, достаточно условно, так как многие обстановки и характеризующие их осадки, в обеих областях во многом подобны. Например, известковые осадки — птероподовые и фораминиферовые — развиты и в батальной, и в абиссальной областях выше критической глубины карбонатакопления (см. ниже), турбидиты распространены на нижней части батали и во внешней зоне абиссали и т. д. Специ-

фических для каждой обстановки осадков немного: для абиссали это красная глубоководная глина и радиоляриевые илы, для батииали — синий (голубой) ил. В то же время в пределах глубин, в которых выделяются батииальные и абиссальные зоны, имеются совершенно различные по рельефу, гидродинамике и другим показателям обстановки отложения, которые существенно различаются. Например, условия осадконакопления и сами осадки континентального склона океанов, склонов океанических атоллов и плоского дна котловинных морей неодинаковы, хотя по значениям глубин они все располагаются в батииальной области.

Для батииальной области прежде всего характерны слабая подвижность водной толщи и отсутствие волновых движений. Поэтому осадочный материал разносится преимущественно поверхностными и донными течениями. Наряду с терригенным материалом присутствуют также, и роль их относительно возрастает, биогенные планктоногенные известковистые (29,5%) и кремнистые, главным образом, диатомовые (~8%), осадки. В областях современного вулканизма развиты вулканогенные осадки (~5%). Отсутствие света и часто слабая аэрация придонного слоя воды обуславливают значительное оскудение бентоса по сравнению с неритовой областью. Присутствуют достаточно редкие мелкие и чрезвычайно тонкостенные гастроподы и пелециподы, более многочисленны иглокожие, мшанки, кремневые губки, известны агерматипные кораллы, ракообразные. В составе бентоса в целом преобладают илоеды и трупеды. Морская вода богата рыбой, планктоном.

Характер осадков во многом определяется типом водоема и особенностями рельефа окружающей суши. В котловинных морях, окруженных гористой сушей (Средиземном и др.), в нижних частях относительно узких шельфов и верхней части материкового склона, т. е. в примыкающей к шельфу батииальной зоне, развиты пески, иногда с гравием и галькой. Известны случаи, когда подобные осадки спускаются на глубины до двух и более тысяч метров. Вообще верхняя часть батииали по характеру отложений часто трудно отличима от внешней краевой части шельфа. Ниже по склону они сменяются крупно-, а затем мелкоалевритовыми осадками. Центральные, наиболее глубокие части морей по-

крыты глинистыми илами, а в теплых морях, например Средиземном, известково-глинистыми, где содержания  $\text{CaCO}_3$  часто достигают 30—50%. Известковый материал почти исключительно планктоногенный — птероподовый, фораминиферовый, кокколитофоридовый и др. В холодноводных морях, где вместо известковых организмов обитают кремневые, в осадок попадают опаловые раковинки диатомей и реже радиолярий. Поэтому кремнистость отложений здесь повышена, а в отдельных участках они становятся преимущественно кремнистыми. Поскольку многие современные котловинные моря располагаются в зонах активного наземного и подводного вулканизма, в составе их осадков наряду с кластогенным часто присутствует, а иногда и преобладает, вулканогенный материал.

Условия осаждения в батинальной зоне открытых океанов несколько иные. Дно континентального склона часто изрезано подводными каньонами с крутыми, иногда вертикальными бортами, по которым осадочный материал с шельфа переносится на нижнюю часть батинали и в абиссаль.

Кроме того, здесь возникают суспензионные (мутьевые) потоки, благодаря которым на нижней части склонов, а иногда уже на абиссали<sup>1</sup> формируются градиционно-слоистые толщи, одним из типичных примеров которых является флиш (см. § 2 гл. III). По существующим сейчас представлениям он образуется в глубоких троговых прогибах геосинклинальных областей, граничащих с приподнятыми надводными или подводными хребтами. Отложения на склонах часто срываются, чем объясняются частое отсутствие их на дне материкового склона, обнажения скальных пород, наличие в глубоководных зонах грубого материала, содержащего остатки мелководной и даже наземной фауны, а иногда и флоры.

Другим, характерным уже для спокойных гидродинамических условий батинальной области, осадком является синий или голубой ил — глинистый, слабоизвестковистый, содержащий около 10% остатков планктонных известковых и опаловых организмов, повышенные

<sup>1</sup> Осадки мутьевых потоков обнаружены на глубинах 7098 м в желобе Тонга, 8800 м в Бугенвильском желобе, 9080 и 10 002 м в желобе Кермадек.

количества органического вещества, пирита и водных сульфидов железа, часто с сероводородом. Скорость его накопления в среднем составляет 1,78 см/1000 лет (0,59 см сухого осадка).

Таким образом, по сравнению с шельфовыми, осадки батиаля более тонкозернистые, в них шире распространены илистые разности, выше содержание планктонных органических остатков, вплоть до образования известковых и кремнистых планктоногенных разностей. Важно отметить, что в связи с этим область батиаля как в зоне континентального склона, так и в котловинных морях в целом является ареной повышенного накопления планктоногенного органического вещества.

Абиссальные, или пелагические обстановки наиболее широко распространены в океанах и занимают около 56% общей поверхности Земного шара. Как и в батиальных условиях, здесь нет волнения, и движение воды осуществляется только различного рода течениями. Столь мощный транспортирующий фактор, как мутьевые течения, на большей части отсутствует. Его воздействие ощущается лишь в краевых, смежных с континентальным склоном зонах, вблизи срединноокеанических хребтов и в глубоководных желобах. В связи с этим грубого и даже песчано-алевритового, принесенного с суши, материала в типичных абиссальных отложениях нет или очень мало. Практически отсутствует или чрезвычайно редка также донная фауна. Еще больше, чем в батиальных условиях, здесь сказывается влияние в осадках местного планктоногенного материала. Поскольку абиссальная область захватывает огромные пространства, рельеф дна ее достаточно разнообразен — наряду с абиссальными равнинами существуют как глубоководные желоба, так и высоко поднятые океанические хребты, отдельные горы и острова, что, конечно, влияет на состав и минералогию отложений. Но в общем для абиссали океанов типичны два основных типа осадков — органогенные и полигенные. Органогенные, в свою очередь, подразделяются на известковые и кремнистые. Наиболее глубоководные и удаленные от суши области океанического дна покрыты полигенными осадками — красной глубоководной глиной. Это темно- или светлорыжие, реже красноватые осадки, состоящие из тонкодисперсного терригенного, обычно гидрослюдисто-

го по составу материала, приносимого ветром и водой, гальмиролитически переработанных вулканокластических и подводно-вулканических продуктов (монтмориллонит, цеолиты) с небольшой примесью космогенных частиц (никелистого железа), биогенного материала (радиолярий, диатомей и наименее растворимых частей скелета, nektonных организмов — зубов акул, слуховых косточек китов и реже фораминифер). Карбонатность низкая, часто практически отсутствует, в переходных к фораминиферовым илам участках повышается до 30%. Органического углерода всегда мало, не более 0,5%, но повышены содержания железа (от 3 до 10% и более) и марганца (от 0,2 до 3%). Характерна повышенная концентрация ряда малых элементов (Co, Ni, Cu, Mo, Pb и др.). Скорость осадконакопления красных глубоководных глин чрезвычайно мала и составляет в среднем 1 мм/1000 лет (расчет по длительным временным интервалам дает величину 0,01—0,04 мм/1000 лет). В красных глубоководных глинах встречаются целые поля железо-марганцевых конкреций, образующих богатые рудные залежи.

В более мелководных условиях красная глубоководная глина фашиально замещается известковыми планктоногенными осадками. Это фораминиферовые (главным образом, глобигериновые), птероподовые<sup>1</sup> и кокколитовые илы, сложенные остатками раковин соответствующих организмов и содержащие переменное, часто значительное, до 50% и более, количество нерастворимого, главным образом глинистого, соответствующего по составу красной глубоководной глине, или кремнистого (радиоляриево-диатомового) материала.

Нижние границы распространения известковых илов и их смена красной глубоководной глиной определяются критической глубиной карбонатакопления, обусловленной соотношением скоростей накопления и растворения известкового материала на больших глубинах, где в условиях низкой температуры и высокого давления в воде содержится много углекислоты, благодаря чему карбонаты переходят в растворимые бикарбонаты.

---

<sup>1</sup> Раковины птеропод состоят из арагонита, который растворяется быстрее, чем кальцит, поэтому птероподовые илы обычно распространены на глубинах от 700 до 3500 м, т. е. в батинальной области и по периферии абиссали.

В целом по Мировому океану массовое растворение известкового материала происходит на глубинах 4500—4700 м, которые и могут рассматриваться как критические. Скорость накопления известковых органогенных илов колеблется от долей до нескольких сантиметров за 1000 лет.

Другим типом органогенных осадков являются кремнистые (опаловые). Радиоляриевые илы — это красная глубоководная глина с повышенным количеством раковин радиолярий (содержание аморфного кремнезема от 5 до 30%). Распространены в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов на глубинах 4500—6000 м и более, на меньших глубинах фациально замещаются кремнисто-карбонатными и карбонатными образованиями. Диатомовые илы сложены в значительной степени опаловыми панцирями диатомовых водорослей (до 70% аморфной кремнекислоты) и распространены главным образом в умеренных широтах южного полушария. Аналогичные осадки встречаются в некоторых глубоководных желобах экваториальной зоны. Скорость накопления кремнистых илов также очень незначительна: 1,6—7,5 мм/1000 лет. Как и в батиали, в абиссальной зоне имеются многочисленные участки, не перекрытые рыхлыми отложениями — выходы более древних, в том числе магматических образований.

Таким образом, большинство глубоководных отложений, особенно батимальных, не имеет столь характерных литологических особенностей, которые могли бы однозначно определять глубоководность их образования. Глинистые, терригенные и многие микрозернистые карбонатные осадки практически не отличаются от таковых на шельфе. Значительную помощь здесь может оказать экологический состав фауны, однако, во-первых, находки типично глубоководных организмов (например, остатков рыб со светящимися органами) достаточно редки, а во-вторых — признаки глубоководности современной фауны нельзя переносить на древние — мезозойские и тем более палеозойские формы. Некоторые указания на глубоководность может дать соотношение остатков различных организмов — уменьшение роли бентосных и возрастание планктонных и нектонных организмов, преобладание организмов с кремневым и хитиновым скелетом при уменьшении известковых организмов и т. д.

Поэтому установление глубоководности древних отложений может быть проведено с большим трудом, и главным образом с помощью детального фациального анализа, изучения особенностей перехода их в заведомо мелководные одновозрастные отложения, характера покрывающих образований (см. § 4 гл. IX). Даже в современных осадках без знания батиметрии их положения не всегда возможно разделение батимальных и абиссальных осадков, отложений нижней части шельфа и верхней части батиаля, тем более это трудно, а часто и невозможно, сделать для древних отложений. Поэтому для древних отложений можно, видимо, говорить о глубоководности вообще и давать лишь качественное сравнение их между собой.

Среди установленных в настоящее время ископаемых глубоководных отложений можно отметить несколько типов. Достаточно хорошо изучены образования котловинных сравнительно изолированных водоемов с глубинами от 300—400 до 1000—1200 м. Это либо изометричные (пермские отложения Далавэрской впадины в США и Прикаспийской в СССР), либо удлиненные прямолинейные (пермские породы Предуральяского краевого прогиба) или сложно изогнутые (верхнедевонско-турнейская Камско-Кинельская впадина Русской платформы) бассейны, отложения которых представлены темноцветными тонкослоистыми глинисто-карбонатными, а в некоторых случаях и известкисто-глинистыми кремнисто-битуминозными породами с редкой донной фауной, главным образом кремневых губок, и содержащие остатки планктонных организмов, в том числе радиолярий. Характерно повышенное в 5—10, а иногда и более раз относительно кларка содержание органического вещества. Мощности этих отложений всегда в несколько раз меньше мощностей одновозрастных мелководных образований. По простирацию при переходе к мелководным отложениям они часто замещаются рифовыми образованиями. По-видимому, близкими к этим типам по глубинам образования являются граптолитовые аргиллиты. Например, образование лландоверийско-нижне-лудловских граптолитовых «сланцев» Прибалтики, по данным Х. Э. Нестора и Р. Э. Эйнаста, происходило на погруженной части материкового склона.

Другим типом глубоководных отложений являются

формирующиеся на относительно глубоких склонах и в геосинклинальных прогибах флишевые комплексы (например, верхнедевонская-турнейская зилаирская свита Южного Урала, меловой флиш Кавказа и др.). Сравнительно глубоководным образованием открытых и полностью аэрируемых морей, по данным Г. И. Бушинского, является писчий мел, своего рода гомолог современных кокколитовых илов, но отлагавшихся на глубинах порядка 400 м. Возможно, что близкие глубины образования имели и белые пелитоморфные известняки верхнего мела Предкавказья, которые, по мнению ряда исследователей, сформировались при катагенезе первичного писчего мела. Можно отметить, что подобные отложения вероятно возникали на нижней части шельфа и верхней части батиаля. Наконец, имеется ряд примеров отложений, формировавшихся, по-видимому, на весьма значительных глубинах, вплоть до абиссальных, и получивших название лептогеосинклинальных. Накопление этих осадков связано с начальными этапами развития геосинклинальных областей, характеризовавшимися интенсивными погружениями. Кроме упоминавшихся в начале параграфа, к ним относятся пелитоморфные верхнетриасовые известняки гальштадтской фации с обильными аммонитами, развитые в широтном альпийском поясе Тетиса от Альп до о-ва Тимор (Индонезия), верхнедевонские известняки Беннекенштайна в Гарце (ГДР), радиоляриты юры и нижнего мела Пиндского эвгеосинклинального прогиба Греции, францисканская вулканогенно-яшмово-терригенная формация Калифорнии и некоторые другие.

### § 3. ФАЦИИ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ АНОМАЛЬНОЙ СОЛЕННОСТИ

Внутренние моря, имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном, нередко отличаются соленостью вод от среднемирового уровня. В современную эпоху широкого развития гумидных влажных зон и интенсивного речного стока обычны отклонения в сторону понижения солености и образования опресненных водоемов. Широко известными примерами являются Черное (соленость поверхностных вод открытой части моря 17—18‰), Азовское (9—10‰) и наиболее опресненное Балтийское море, где соленость поверхностных вод в цент-

ральной части составляет 6—8‰, а в Ботническом и Финском заливах 2—6‰. В аридных зонах при отсутствии рек соленость повышается примерно на 14—15‰ от общемировых — в Персидском заливе (до 40—41‰) и в Красном море (соленость поверхностных вод от 38—39‰ на юге до 40,5—41‰ на севере, глубинных — 40,5—42,3‰). В геологическом прошлом при большей аридизации климата внутренние водоемы с резко повышенной соленостью были развиты значительно шире (кембрий, особенно ранний, силур, средний и поздний девон, пермь, поздняя юра, эоцен — олигоцен).

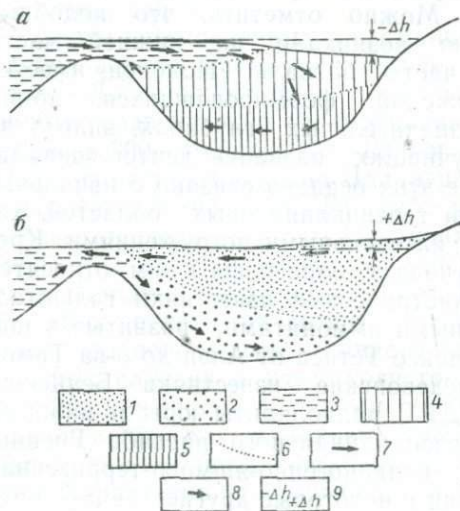


Рис. 54. Схемы гидрологии котлованных внутренних морей для аридного (а) и гумидного (б) климата

Вода: 1 — опресненная, 2 — солоноватая, 3 — нормально морской солености, 4 — повышенной солености; 5 — высокоминерализованная; 6 — граница между водами различной солености; 7 — поверхностные течения; 8 — донные противотечения; 9 — изменение уровня замкнутого водоема относительно поверхности геоида соответственно в аридной и гумидной климатических зонах

Специфика обстановок и отложений внутренних морей наиболее четко проявляется в котловинных водоемах, в которых формируется своеобразный гидрологический режим (рис. 54).

Во внутреннем бассейне аридной зоны (см. рис. 54, а), имеющем затрудненную связь с Мировым океаном, испарение с его поверхности превосходит поступление в него пресных вод с суши и в виде метеорных осадков. Образующиеся при этом на поверхности более соленые и, следовательно, более плотные воды опускаются на дно. Интенсивное испарение приводит также к тому, что уровень воды, особенно в удаленной от проливов зоне, относительно поверхности геоида существенно пони-

жается, что вызывает возникновение направленных в водоем поверхностных течений, поставляющих сюда новые порции воды нормальной морской солености. Повышенная плотность придонных вод и активное испарение обычно препятствуют возникновению донных противотечений, или интенсивность их очень невелика. При длительном существовании таких условий общая соленость водоема прогрессирующе возрастает, что в конце концов приводит к садке легко растворимых солей (сначала сульфатов кальция, а затем хлоридов натрия и даже калия). Благодаря плотностному разделению в низах водной толщи могут даже возникать застойные условия и в основании мощных соленосных серий отмечаются осадки, обогащенные органическим веществом, например, часто встречаются тонкослоистые битуминозные ангидриды. Постоянный подток морских вод поставляет дополнительные порции солей, объемы соленакпления оказываются весьма значительными и в конце концов соли заполняют существовавшую ранее глубоководную котловину. В итоге в разрезе образуется мощная, достаточно однородная соленосная толща, залегающая обычно на глубоководных отложениях, в кровле которой нередко формируются и калийные соли. Подобные соленосные толщи выполняют, например, верхнепермскую Делавэрскую впадину в США, нижнепермский Предуральский краевой прогиб и Прикаспийскую впадину. Отдельные распреснения в период формирования таких толщ из-за инертности огромной водной массы обычно не очень значительны и фиксируются появлением сульфатных солей среди галогенных.

Аналогичные осадки возникают и в случае мелководных бассейнов, так как интенсивное испарение при постоянном подтоке новых порций воды с растворенными солями также приводит к их концентрации, а затем и осадению. Однако в мелководных бассейнах волнение способствует более активному перемешиванию вод, поэтому столь резкой плотностной дифференциации, а следовательно, и застойных условий, не отмечается, что, однако, не влияет на саму возможность выпадения солей, которая обусловлена только соленостью. Поскольку скорость осаднения соли очень велика и достигает 8—12 см/год, мелководные эпиконтинентальные моря очень скоро оказываются заполненными солями, и от-

дельные соленосные пачки при значительной площади распространения имеют относительно небольшую мощность. Однако развитие таких бассейнов происходит обычно циклически: в результате тектонического прогибания периодически возобновляются связи с Мировым океаном, восстанавливаются нормально морские условия с обычными морскими осадками, затем водоемы вновь изолируются, начинается садка солей и т. д. В итоге в разрезе отмечается периодическое чередование соленосных отложений с карбонатными, глинистыми и т. д.; образуются не моноциклические, а полициклические соленосные толщи. Примером последних могут служить нижнекембрийские отложения Восточно-Сибирской платформы, нижняя соленосная толща ливенского горизонта верхнефранского подъяруса Припятской впадины, нижнепермская — Днепровско-Донецкой впадины, миоценовая — Армении.

Как уже отмечалось, в настоящую эпоху резко засоленные внутренние моря отсутствуют, характер подобных водоемов и их осадки устанавливаются только на основе изучения геологических объектов. Важно отметить, что подобный механизм концентрации, а затем и осаднения солей реализуется независимо от глубины водоема. Расчеты показывают, что в глубоководном бассейне предельная концентрация достигается лишь за более длительное время, однако в геологическом масштабе это дополнительное время очень невелико.

Гидрологический режим и образованные им фациальные обстановки и характер осадков внутренних котловинных водоемов гумидной зоны, имеющих затрудненную связь с Мировым океаном, существенно иные (см. рис. 54, б), моделью чего может служить Черное море за последние 2500 лет.

Интенсивный принос пресных вод (более  $400 \text{ км}^3/\text{год}$ ), превосходящий потери за счет испарения, ведет к *повышению* уровня моря относительно поверхности геоида. Поэтому в проливе Босфор, соединяющем Черное море с Мраморным, а через него со Средиземным, существует поверхностное течение, благодаря которому эти избыточные и опресненные ( $\sim 18\text{‰}$ ) черноморские воды сбрасываются в Средиземное море (ежегодный сток составляет  $348 \text{ км}^3$ ). Кроме того, здесь существует открытое и изученное знаменитым русским мо-

реплавателем и ученым С. О. Макаровым глубинное противотечение, которое вносит в Черное море средиземноморскую воду ( $202 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Эта более соленая (около  $36\text{—}38\text{‰}$ ) и более тяжелая вода опускается на дно Черного моря и вызывает отчетливое вертикальное расслоение водной толщи по плотности (глубинная соленость Черного моря около  $21\text{—}22,5\text{‰}$ ). Благодаря такому расслоению вертикальные конвекционные движения практически отсутствуют, и в нижней части возникают застойные условия. В Черном море деятельность сульфатредуцирующих бактерий привела к образованию сероводорода, который в этих застойных условиях и накапливался. Все это способствует возникновению резко восстановительных условий не только в илу, но и в значительной массе наддонных вод, что определяет специфические обстановки осадконакопления, особый характер осадков и часто практически полное отсутствие донной фауны. Подобные фации нередко называют понтическими, или эвксинскими (по древнему названию Черного моря — Понт Эвксинский). Ископаемыми образованиями подобных морей, вероятно, являются майкопские отложения ряда районов Северного Кавказа и Закавказья, возможно, битуминозные аргиллиты волжского яруса Западной Сибири. Важно отметить, что в этих фациях существуют весьма благоприятные условия захоронения и дальнейшего анаэробного преобразования органического вещества, которое попадает сюда из верхней биологически весьма продуктивной части водной толщи.

В мелководных же внутренних морях в результате волнения, которое захватывает практически всю водную толщу, гравитационного расслоения и, следовательно, застойных условий не образуется. Судя по современным и некоторым известным древним водоемам такого типа (алайский и туркестанский бассейны Ферганской впадины, караганский, сарматский и другие бассейны Черноморско-Каспийской области), в них накапливаются теригенные, глинистые, нередко карбонатные осадки. Опресненный характер этих водоемов устанавливается практически лишь на основе экологического анализа фауны — значительного обеднения видового разнообразия организмов, развития карликовых форм фауны, имеющей в полносоленых бассейнах более крупные раз-

меры, появления солоноватоводных или почти пресноводных организмов и т. д. Достоверно установлены подобные водоемы лишь в кайнозойских отложениях. В более древние эпохи они вероятно тоже существовали, но выделение их затруднено, так как нет прямых критериев установления солоноватоводных организмов.

\* \* \*

Полезные ископаемые морских отложений чрезвычайно разнообразны и имеют большое экономическое значение. В них разрабатываются железоруды и марганцевые месторождения различных генетических типов, стратиформные скопления меди, свинца, цинка и многих других, в том числе редких, радиоактивных и благородных металлов, бокситы, различные россыпи. С морскими толщами связаны богатейшие месторождения горно-химического сырья — фосфоритов, солей, в том числе калийных, серы, горючих сланцев, нефти и газа. Многие виды морских отложений (известняки, доломиты, трепела и опоки, пески и песчаники и др.) сами являются важными видами сырья для строительной, стекольной, металлургической, химической и других отраслей промышленности.

## Глава VII

### ФАЦИИ, ПЕРЕХОДНЫЕ ОТ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ К МОРСКИМ

Фации переходные от континентальных к морским располагаются в прибрежных частях морей и океанов, охватывая прилегающие к часто меняющейся во времени береговой линии участки как суши, так и водоемов. Они характеризуются чрезвычайной пестротой, изменчивостью во времени и пространстве, сочетанием условий как морских, так и континентальных обстановок. К этим фациям относится комплекс обстановок, называемых прибрежно-морскими, которые часто рассматриваются в составе морских фаций. Особую и своеобразную группу прибрежно-морских фаций образуют обстановки и соответствующие им отложения изрезанных берегов, где формируются лиманы и лагуны. Наконец, третьим крупным фаціальным комплексом переходных фаций являются дельтовые образования.

## § 1. ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ФАЦИИ

Комплекс прибрежно-морских фаций включает весьма разнообразные обстановки и отложения. Прежде всего сюда относится литораль, т. е. область моря, расположенная между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. В современных морях разница высот отлива и прилива у берегов достигает 3—6 м, а в некоторых заливах и больше (залив Фанди на Атлантическом побережье Канады — до 18 м).

К прибрежно-морским относятся и прилегающие к литорали мелководные участки морей, где интенсивно сказывается деятельность прибрежных волнений, прибоя. Во внутренних морях, где нет приливно-отливных течений и отсутствует литоральная область, прибрежно-морские отложения формируются именно в этой волноприбойной зоне. Прибрежно-морские фации не ограничиваются только береговой линией, так как берега, т. е. непосредственно прилегающие к ней участки суши, находятся под активным влиянием моря, осадочный материал поставляется сюда морем, характер его осадения часто определяется волновой активностью во время сильных штормов (образование береговых валов, например). Важное значение имеет также и наземная переработка прибрежного материала ветром (образование дюн).

Таким образом, прибрежно-морские фации не имеют четких ограничений ни с континентальной, ни с морской стороны и постепенно замещаются соответственно континентальными и мелководноморскими образованиями. Ширина их в каждый конкретный момент относительно невелика и изменяется от нескольких метров у скалистых берегов до нескольких километров (иногда до 25 км) у очень пологих. В геологических разрезах при последовательном перемещении береговой линии прибрежно-морские осадки часто занимают значительно большую площадь. Имеются данные, что некоторые базальные горизонты в основании трансгрессивных комплексов представляют собой древние прибрежные отложения. Поскольку прибрежно-морские осадки лучше сохраняются при трансгрессии, они часто залегают на размывтой поверхности подстилающих континентальных образований и перекрываются мелководноморскими отложениями.

Прибрежно-морские обстановки характеризуются сложным и разнообразным характером рельефа берегов и соответственно разнообразием и значительной изменчивостью отложений. Берега могут быть крутыми (приглубыми) и пологими (отмелыми), изрезанными многочисленными бухтами, шхерами и фиордами и выровненными, практически прямолинейными, открытыми в море и изолированными от него островами, косами, пересыпями и т. д., абразионными и аккумулятивными и т. д. Абразионные берега (крутые, обрывистые называются клифом, пологие — бенчем), в ископаемом состоянии встречаются, или по крайней мере достоверно установлены, сравнительно редко. Это твердые бугристые поверхности, часто изъеденные различными сверлильщиками, с прирастающими формами организмов, перекрытые более рыхлыми отложениями.

Больше известны аккумулятивные берега, сложенные осадочными породами. Одной из разновидностей подобных берегов являются побережья, развивающиеся при значительной амплитуде приливо-отливных течений, выровненного плоского рельефа суши и прилегающей к ней части дна моря. Они хорошо изучены на побережьях Северного моря, где называются ваттами.

По сути дела это литоральная обстановка в условиях плоского рельефа. По данным Д. В. Наливкина, ширина ваттов составляет 8—15 км, но иногда доходит до 20—25 км. Поскольку в этой зоне происходит периодическое осушение, для нее характерны смешение признаков наземного и морского режимов, обилие света, высокая подвижность вод, резкие колебания температуры и солености вод, периодическое непосредственное влияние атмосферы. Органический мир здесь обилен, но в соответствии со специфическими условиями своеобразен. Здесь обитают некоторые гастроподы и пелециподы, крабы, чрезвычайно много микроорганизмов и различных илоедов.

Осадки обычно тонкозернистые — переслаивающиеся плохо отсортированные мелкозернистые пески, алевроиты и глины, причем с неправильной слоистостью — пологоволнистой, линзовидной с многочисленными взаимными срезаниями и часто интенсивно переработанные биотурбацией. Периодическое действие приливов и отливов вызывает наличие перекрещивающихся знаков ряби те-

чений и отчетливую бимодальность в распределении их простираций. Своеобразен характер осадков по площади. На наиболее удаленной от моря и обращенной к суше стороне, куда достигают только наиболее высокие приливы, формируется полоса соленых озер (маршей), в которых тонкие илистые осадки чередуются с прослоями торфа и почвами. Седиментация здесь замедлена, практически не происходит переработка отложений волнами, что связано также с закреплением их растениями. Ниже, уже в пределах покрываемой обычными приливами области, где их энергия незначительна, располагаются илистые осадки, слабо переработанные волнами и организмами. Здесь часто образование водорослевых покровов, седиментация достаточно быстрая. Еще ниже протягивается зона песчаных отложений, достаточно активно перерабатываемых и волнами и организмами. Вся плоская равнина берегов перерезана многочисленными каналами, по которым происходит сток вод при отливе, нередко заполняемых песчаными осадками.

Своеобразие литорали этого типа заключается в том, что приливно-отливные течения разносят по площади и откладывают приносимый сюда реками обломочный материал. Обилие последнего обуславливает исключительно высокие скорости накопления осадков, достигающие нередко 2—3 м в год. Можно, однако, думать, что в связи с перемещениями береговой линии и относительно кратковременным существованием таких условий суммарные мощности литоральных образований не слишком велики.

Своеобразная фация надприливной полосы отмечается в аридной зоне вдоль сухих пустынных побережий. Она изучена сравнительно недавно и получила название сабкха или себкха (sabkha, sebkhа). Это прибрежная равнина, залегающая выше уровня нормального прилива, но покрываемая иногда морем при наиболее высоких приливах и штормах. Ее осадки состоят из песка, алевролита или глины, покрытых на поверхности солевой коркой. Обломочный материал поступает как из прилегающих участков моря и часто является карбонатным по составу, так и приносится с суши, преимущественно ветром. Соль образуется в результате испарения морской воды, поступающей сюда в результате капиллярного подтягивания и при периодических морских наводнени-

ях. Многие участки поверхности, особенно часто заливаемые водой, покрыты водорослевыми матами. Ископаемые фации типа своеобразной сабкхи, установлены, например П. П. Лапинским в силурийских (лудловских) отложениях Литвы, где они представлены пестроцветными массивными и пятнистыми доломитами, тонкозернистыми глинистыми доломитами, содержащими прожилки, стяжения и прослойки гипса и ангидрита, тонкие прослойки брекчий доломитовых пород.

Наиболее типичным и широко распространенным аккумулятивным прибрежным песчаным образованием является пляж, образующийся в результате переработки прибоем обломочного материала. В зависимости от крутизны берега пляж сложен галькой, гравием или, в подавляющем большинстве случаев, песком. В современных, формирующихся ныне пляжах, при крутых берегах в одном профиле могут присутствовать породы как крупно-, так и тонкозернистые. Однако в ископаемом состоянии такого разнообразия не наблюдается, в связи с многократным перемывом отложения характеризуются обыкновенно хорошей сортировкой и окатанностью обломков.

Периодические сильные штормовые волнения формируют на некотором удалении от берега морфологически выраженные береговые валы или целую систему таких валов. Эти образования, несмотря на их подвижность, эфемерность, могут сохраняться и в ископаемом состоянии. Образование подобных валов ведет к появлению разнообразных косослоистых текстур — клиновидных, перекрестных; обычна также горизонтальная, пологоволнистая и линзовидная слоистость. Текстуры на поверхности слоев также достаточно разнообразны — знаки ряби, струйчатые желобки, отпечатки следов птиц, и наземных животных и т. д. Органические остатки в пляжевых отложениях обычно присутствуют в виде обломков морских раковин, часто чрезвычайно сильно перетертых и окатанных. Кроме того, встречаются перебитые остатки наземной растительности и наземных позвоночных.

При удалении от береговой линии в сторону суши образованные морем пляжевые пески начинают перерабатываться ветром и образуются дюны с текстурными и структурными особенностями, характерными уже для

эбловых образований. Однако тесная связь их с морскими отложениями, формирование из образованного морем осадочного материала, нередкое перекрытие мелководно-морскими осадками позволяет рассматривать их в группе прибрежно-морских фаций.

Покрытые морем прибрежно-морские осадки непосредственно у береговой линии практически не отличаются от пляжевых, но при удалении от нее становятся более тонкими. В них содержится значительно больше флоры и фауны, причем приспособившейся к жизни в обстановке интенсивного волнения — крупные ребристые толстостенные пелециподы, зарывающиеся формы, илоеды и т. д., встречающиеся нередко в виде целых раковин.

В случае защищенных от волнения берегов, при значительной изрезанности их бухтами, заливами, фиордами, прибрежные отложения представлены главным образом тонкозернистыми, хуже сортированными алевролитоглинистыми осадками с фауной из тонкостенных пелеципод и гастропод, как правило, эвригалинных, различных илоедов и т. д.

Ископаемые прибрежно-морские фации подробно изучены в палеогеновых отложениях Ферганской долины, меловых — Кызылкумов, верхнемеловой формации Мессаверде штатов Юта и Колорадо США; к ним относятся эофитоновые песчаники нижнего кембрия района Ленинграда. Прибрежно-морскими являются квадратные песчаники туронского возраста Эльбских песчаников гор — грубозернистые кварцевые песчаники и мелкозернистые гравелиты с углистыми включениями, железистыми корочками по плоскостям перерывов, характерными текстурами поверхности слоев. Собственно литоральные образования, типа современных ватт Северного моря, изучены пока плохо. К ним относятся, например, сланцы Нелленкнопфен нижнего эмса (девон), района Рейна в ФРГ. Среди древних отложений описаны карбонатные литоральные отложения в силурийском комплексе Польско-Литовской впадины (Р. Э. Эйнасто, П. П. Лапинскас), ордовикских осадках западного Мэриленда США и др. Они, вероятно, являются аналогами ныне относительно редких литоралей, дно и берега которых сложены карбонатными породами (например, Багамские банки).

## § 2. ЛАГУННЫЕ И ЛИМАННЫЕ ФАЦИИ

Кроме берегов, омываемых непосредственно водами моря или океана, имеются берега лагунного и лиманного типа, где на некотором расстоянии от них располагается система подводных или надводных кос, пересыпей, баров, которые нередко спрямляют неровности коренного берега — бухты, заливы, мысы и т. д. В итоге, внутренние коренные берега значительно расчленены, внешние относительно прямолинейны. Формирование таких берегов обусловлено двумя обстоятельствами. Во-первых, за выступами берега (мысами, внешними изгибами устьев заливов, эстуариев и т. д.) вследствие рефракции уменьшается энергия продольных вдольбереговых течений, и переносимые ими обломки как морского, так и принесенного реками материала начинают осаждаться, образуя сначала подводный, а затем и надводный аккумулятивный вал — косу. Разрастаясь, такая коса соединяет оба берега залива или два ограничивающих залив мыса и образуется пересыпь. Во-вторых, при движении в поперечном к берегу направлении, волны на каком-то расстоянии от него теряют свою скорость и транспортирующую способность, и влекомый ими материал отлагается, образуя сначала подводные, а затем выступающие над уровнем моря аккумулятивные формы — бары.

Косы, пересыпи и бары обычно незначительно возвышаются над уровнем моря. В сильные штормы волны могут перекатываться через них, в обычное время на их поверхности появляются золотые дюнные образования. В разрезе пересыпи и бары имеют линзовидное строение с плоским основанием и выпуклой поверхностью; массивные и косослонистые текстуры (рис. 55) и сложены относительно грубозернистым и хуже сортированным, чем окружающие осадки, материалом. В связи с нефтеносностью ископаемых баров они подробно изучены, например, в США в меловых отложениях Монтаны, Нью-Мексико и Вайоминга, каменноугольных — в Канзасе, Мичигане и др.

Все эти аккумулятивные образования отделяют от моря сравнительно узкую, примыкающую к берегу часть. Последняя либо связана с морем редкими проливами, либо полностью отчленяется от него, и морская вода попадает сюда только при сильных штормах, ког-

да волны перекачиваются через низкие барьерные острова, или в результате фильтрации через перемычку. Так или иначе, в связи с изоляцией эта часть моря меняет свою соленость и превращается в лагуну<sup>1</sup>. Размеры вдольбереговых лагун чрезвычайно разнообразны, наряду с мелкими в современных условиях известны и очень протяженные, хотя и относительно узкие лагуны.

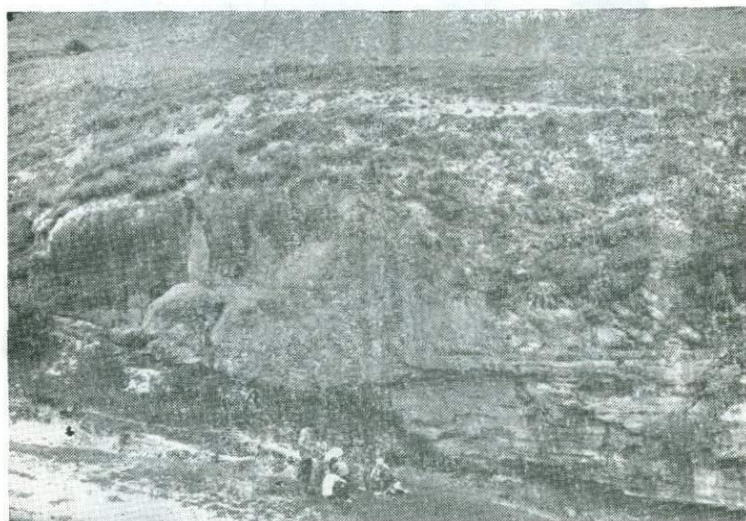


Рис. 55. Баровые песчаники линзовидной формы

Отчетливо видна плоская подошва и облекание *бара* первично наклонными слоистыми песчаниками.

Верхний апт, окрестности Кисловодска

Так, Куршский залив (лагуна) на Балтийском побережье СССР имеет длину 93, ширину до 44 км и площадь 1619 км<sup>2</sup> при максимальной глубине до 6,5 м. Ширина изолирующей эту лагуну Куршской косы изменяется от 0,3 до 3,6 км. Громадная система лагун изучена вдоль побережья Мексиканского залива. Она протягивается на расстояние около 1200 км при ширине не бо-

<sup>1</sup> Тем же термином «лагуна» называют часть моря, ограниченную рифовым кольцом на атоллах, однако ее гидрология и характер осадков обычно иные, чем в рассматриваемых здесь прибрежных лагунах.

лее 20—40 км и включает такие длинные лагуны, как Мадре (200 км), Мадре-Аустрал и др. В настоящее время 13% нынешних берегов ограничены барьерными островами с лагунами за ними. Однако, несмотря на часто крупные размеры, время существования лагун обычно небольшое. Либо они быстро заполняются осадками, либо исчезают перешейки и лагуна вновь сменяется морем. Возможно также неоднократно возобновление лагунных условий примерно в пределах тех же площадей. Так, мощность современных образований Куршской косы, залегающих на четвертичных отложениях, не превышает 20—25 м, при этом отмечается двух- или трехкратное чередование морских отложений (этапы ликвидации лагуны) образованиями лагуны и косы [Наливкин Д. В., 1956].

За хвалынское и новокаспийское время ( $Q_{III} - Q_{IV}$ ) Кара-Богаз-Гол — залив Каспийского моря (рис. 56) с осадками нормально морского или слабозасолоненного водоема четырежды превращался в резко засолоненную лагуну, где осаждались легко растворимые соли. Современный поверхностный соляной пласт (галит, эпсомит, астраханит) начал формироваться с 1939 г. и его мощность достигает в ряде случаев 3,8 м (данные 1958—1959 гг.).

По характеру обстановок и осадков близки к лагунам и лиманы. Но если первые отшнуровываются от моря и обычно вытянуты вдоль береговой линии, то лиманы образуются при затоплении морем части речной долины и, как правило, расположены нормально по отношению к берегу.

Для лиманов и лагун характерна прежде всего спокойная гидродинамика, поэтому осадки их в общем случае тонкозернистые — глины, алевриты, мелкозернистые пески, более крупнозернистые продукты редки и встречаются в зоне волновой активности у пляжей. Отложения отличаются плохой отсортированностью, тонкослоистыми текстурами, карбонатные разности не характерны и представлены главным образом ракушечниками. В связи с недолговечностью самой лагуны характер осадков по площади и в разрезе быстро меняется. Поскольку солевой режим этих водоемов отклоняется от нормально-морского, меняется и фауна — она становится весьма однообразна, хотя иногда отмечаются и

массовые ее скопления, преобладают эвригалитные формы и организмы, приспособившиеся жить при недостатке кислорода — некоторые группы пеллеципод, гастропод, остракод, червей и т. д. Для многих организмов характерна также сильная изменчивость отдельных видов, например, появления карликовости и т. д.

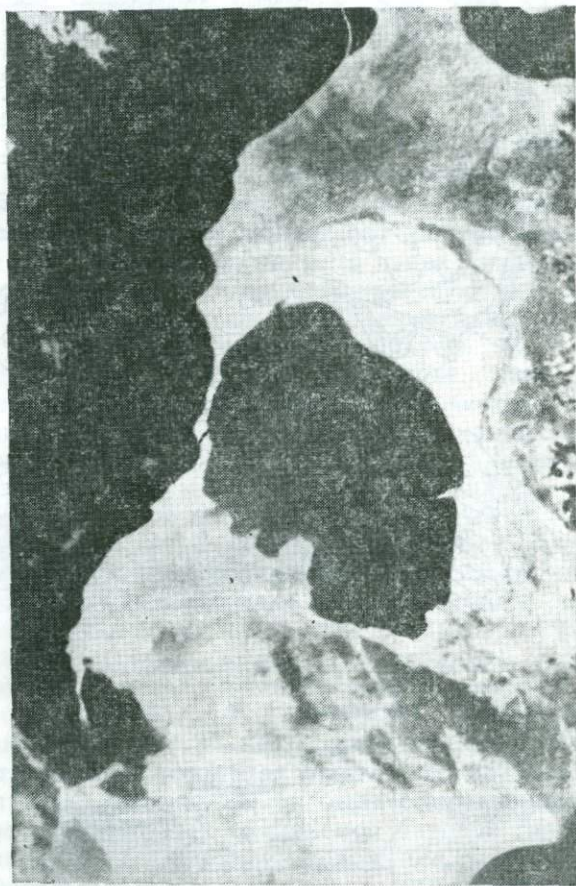


Рис. 56. Космический снимок лагуны Кара-Богаз-Гол (сделан с корабля «Союз-9»)

Видны узкий пролив, соединяющий лагуну с Каспийским морем, и ряд стадий сокращения водного зеркала лагуны



Рис. 57. Распределение осадков в заливе (лагуне) Кара-Богаз-Гол (по М. П. Фивегу и В. П. Федину, 1977 г.)

Геолого-гидрохимические: *a* — схема, *b* — профиль по I—I, *в* — седиментационное и диагенетическое минералообразования в зонах смешения (I), центральной (II), прибрежной (III) и засухи (IV).

1 — гипсово-карбонатные образования с примесью песка; 2 — песчаники; 3 — известняки и мергели; отложения: 4 — гипсово-карбонатные, 5 — галитовые, 6 — гипсово-глауборитовые, 7 — астраханит-галитовые (эпсомитовые); границы: 8 — коренного берега, 9 — акватории залива, 10 — фациальных зон, 11 — стратиграфические, 12 — изобаты глубин акватории; рассолы зон: 13 — прибрежной, 14 — центральной, 15 — смешения; 16 — изолинии концентрации рапы (г/кг); 17 — станции опробования в акватории; 18 — линия профиля

Самой важной спецификой лагун является отличная от морской соленость, причем ее изменение в ту или другую сторону зависит от климата района, степени изоляции лагуны от моря и от наличия впадающих в нее рек. В гумидном климате и при впадении в лагуну рек, постоянно поставляющих пресную воду, лагуна опресняется, здесь пышно развиваются высшие водоросли, растения, которые могут обитать не в пресной, а только в соленой и солоноватой воде, типа магноровой растительности современных тропических побережий. При этом лагуны заболачиваются, появляется торф. Считается, что многие угленосные залежи в параллельных угленосных толщах формировались в древних прибрежных лагунах. В аридном климате, когда испарение значительно превосходит приток морских вод, лагуны, напротив, засоляются и в них идет садка солей. В современных лагунах средней стадии засоления идет образование доломита и высокомагнезиального кальцита (лагуна Куронг в Австралии). Классическим примером экстрасоленой лагуны является хорошо известный Кара-Богаз-Гол (рис. 57), соленость которого ныне составляет 30—32% и где идет садка мирабилита, астраханита, эпсомита, галита. На примере подобных лагун К. Оксениусом и были сформулированы основные принципы так называемой баровой гипотезы осаждения солей. Основное положение, заключающееся в том, что садка соли из насыщенных растворов в полуизолированном водоеме с активным испарением при постоянном подтоке новых порций морской воды, оказалось правильным, хотя относительно небольшие размеры лагун, короткое время их существования обуславлива-

ют образование мелких и маломощных солевых пачек. Основное соленакопление при том же механизме осуществлялось в геологической истории в специфических, несуществующих ныне морях, примеры которых приведены выше (см. гл. VI).

Надо отметить, что многие лагуны являются биологически весьма продуктивными водоемами и осадки их обогащены органическим веществом. Выше указывались факты активного развития растительности и появления торфа. Кроме того, в лагунах, в том числе и высокосоленых, обитают и часто в значительных количествах планктонные организмы. В современных лагунах отмечаются пышное цветение фитопланктона, периодическое развитие микроскопических рачков—артемий. При наличии направленных в лагуну течений в нее из моря втягивается много планктона. Спокойная гидродинамика, отсутствие течений и волнений обуславливают слабое поступление в придонные слои воды кислорода и тем самым способствуют возникновению восстановительной обстановки и сохранению осаждающего органического вещества, которое часто обогащает отложения лагун и имеет сапропелевый характер. Так, в черноморских лиманах содержание органического вещества составляет 5—6%, в венесуэльской лагуне Маракайбо оно равно 5,2—6,6%, а местами повышается до 7,7%. Вместе с тем общие объемы подобных отложений, как и вообще лагунных образований, чрезвычайно незначительны. Поэтому нет оснований связывать с ними возможности образования и тем более эмиграции сколько-нибудь заметных количеств углеводородов.

Таким образом, при выделении древних лагунных образований наряду с отмеченными выше литологическими особенностями отложений обязательно должны учитываться и их закономерные фациальные соотношения — переход с одной стороны в континентальные (наземные или в некоторых местах аллювиальные), а с другой — обязательно — в морские, от которых они отделяются барами и пересыпями. Сами лагунные комплексы представляют собой лишь узкую полосу относительно маломощных отложений на границе этих двух основных обстановок. Залегают они на морских или, в случае лиманов, аллювиальных отложениях, перекрываются либо морскими (при трансгрессии), либо континентальными

ми (при регрессии) образованиями. Возможно циклическое переслаивание лагунных осадков с морскими и континентальными.

### § 3. ДЕЛЬТОВЫЕ ФАЦИИ

Дельта — это область отложения осадков, выносимых рекой, расположенная в ее устье при впадении реки в море (или озеро). В общем виде для нее характерна треугольная, веерообразная в плане форма, напоминающая греческую букву Δ, благодаря чему она и получила свое название (рис. 58).

Размеры современных дельт меняются в широких пределах. Только наземная площадь дельты Волги достигает 13, Нила — 22—24, Лены — 28,5, Миссисипи — 32, Иравади 30—48, Меконга — 70, Ганга — Брахмапутры — 80—100 тыс. км<sup>2</sup>. Надо также отметить, что во многих случаях пространственное положение дельт даже за сравнительно непродолжительные отрезки времени не остается постоянным, при изменении положения русла реки образуется новая дельта и общая площадь дельтовых осадков оказывается огромной. Например, за последние 4 тыс. лет произошло 20 перемещений русла р. Хуанхэ, причем размах колебаний превосходил 800 км, и были периоды, когда она образовывала общую с рекой Янцзы дельту. Поэтому Великая Китайская равнина, представляющая собой аллювиально-дельтовые образования этих рек, имеет площадь более 250 тыс. км<sup>2</sup>. Неоднократно менялось положение дельты Миссисипи (рис. 59).

Образование дельты обусловлено сочетанием двух основных факторов — выноса реками значительных масс обломочного материала и его переработки морскими волнениями и течениями. Она формируется в том случае, когда река поставляет обломочного материала больше, чем за это же время волнениями и вдольбереговыми течениями может переработать и унести с побережья море. При этом на характер дельты и ее отложений влияют рельеф дна водоема, тектонические движения и климатическая обстановка.

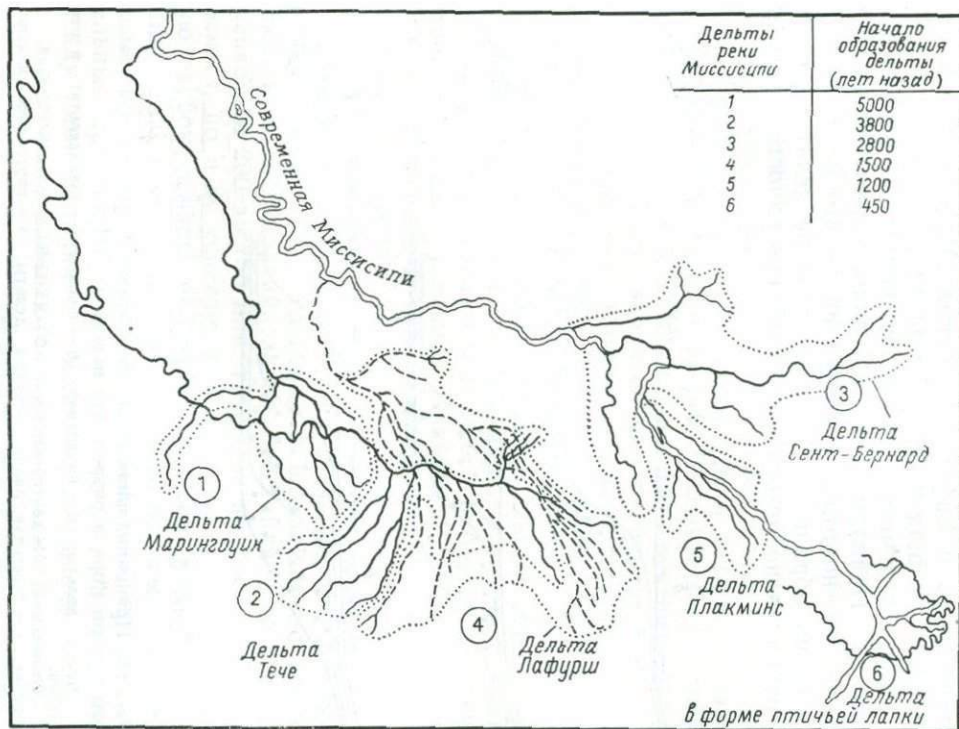
Схематически формирование дельты можно представить следующим образом (рис. 60). При впадении реки в море (или озеро) скорость ее течения резко падает, влекомый ею обломочный материал осаждается и обра-



Рис. 58. Дельты рек Волги и Урала

зается аккумулятивная линза осадков, залегающая на морских отложениях и заполняющая водоем практически до уровня его водного зеркала. Поскольку море не успевает разрушить эту линзу, в следующий этап река течет уже по ней, ее поверхность выходит выше уровня воды и покрывается наземными, преимущественно речными отложениями, а основная часть переносимого рекой обломочного материала отлагается на обращенном к морю склоне образованной ранее линзы и прилегающей к ней части морского дна. В итоге, море в районе устья мелеет, а затем и осушается, причем со временем дельта растет вперед, часто со значительной скоростью: Меконг 60—100 м/год, Миссисипи — 85—100 м/год, Хуанхэ до 290 м/год. Так, например, на месте древних

Рис. 59. Последовательное смещение русла и развитие дельт в пределах дельтовой равнины Миссисипи [Буш Д. А., 1977]



дельты Тигра и Евфрата возникла Месопотамская низменность площадью более 1 млн. км<sup>2</sup>.

Следует отметить, что протяженность дельт (Волги — 170 км, Иравади 300 км) значительно больше их мощности, поэтому, несмотря на то что осадкообразование на обращенной к морю стороне дельты идет на первоначально негоризонтальной поверхности, углы па-

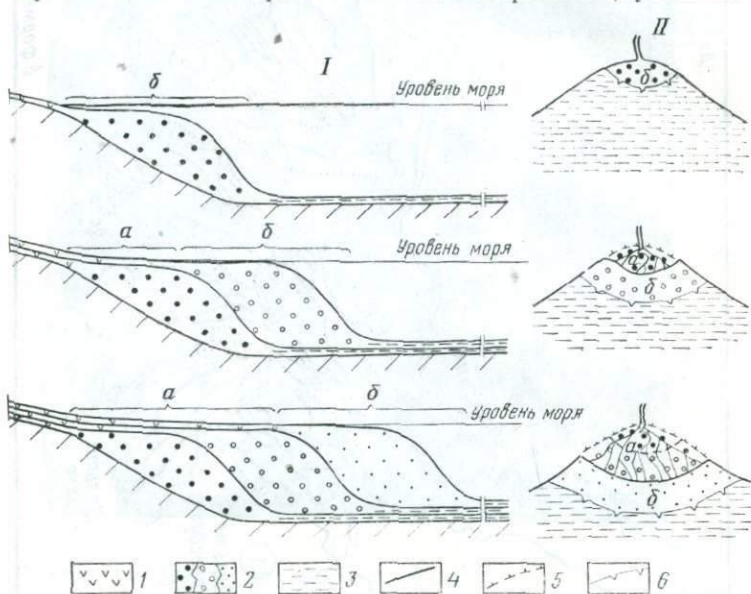


Рис. 60. Принципиальная схема формирования дельты при стабильном уровне моря в разрезе (I) и в плане (II)

Части дельты: а — надводная, б — подводная (авандельта) и свал глубин.

Отложения: 1 — континентальные, 2 — дельтовые разных стадий, 3 — морские, 4 — береговая линия; контуры дельты: 5 — внутренние континентальные, 6 — внешние морские (свал глубин)

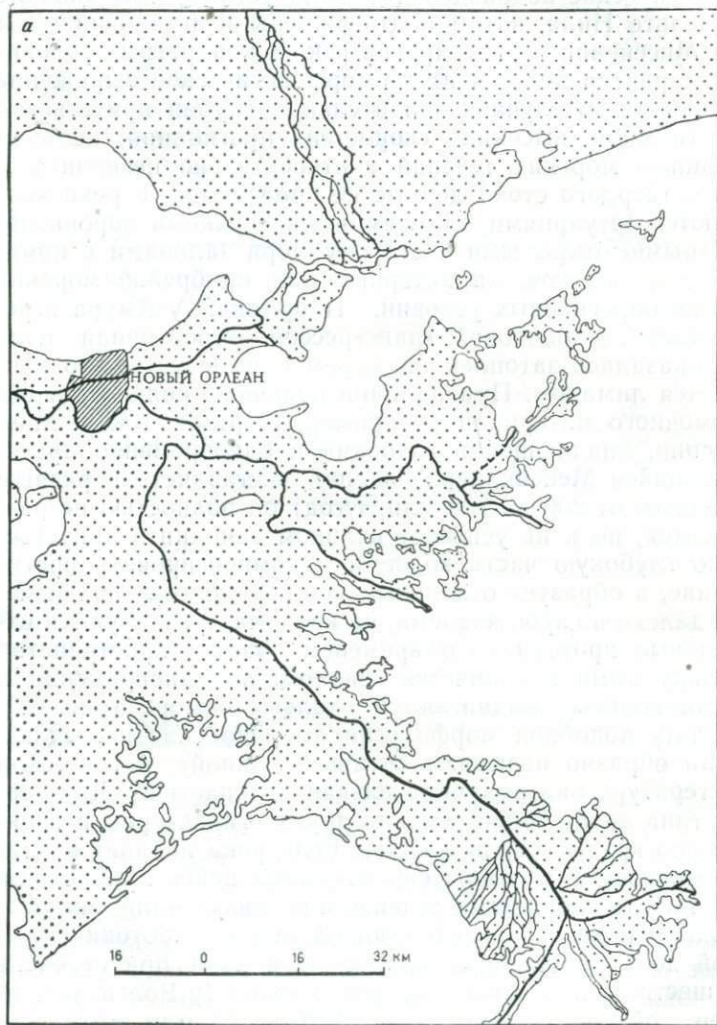
дения очень невелики. Вот почему рассмотренное выше представление дельты как серии смещающихся друг относительно друга линз в значительной степени утрировано и наклонных границ наблюдать практически не удастся. В пределах нижнего течения рек, дельтах и прилегающих частях моря выделяется ряд геоморфологических и одновременно фациальных элементов: зона нижнего течения реки, плоская и очень слабо наклонен-

ная к морю область наземной дельты, столь же пологое ее подводное продолжение (подводная часть, или авандельта), относительно крутой морской склон авандельты (свал глубин) и, наконец, собственно морской, более глубокий водоем.

Рассмотренный путь образования дельт и их геоморфологическое подразделение были установлены вначале в дельте Нила, затем подтверждены и детализированы на Миссисипи и ряде других рек. В конкретных условиях характер дельт и их геоморфологическое выражение меняются. В случаях значительных глубин приустьевой части моря, высоких скоростей прогибания, наличия мощных морских течений и относительно незначительного твердого стока дельты не образуются, а реки кончаются эстуариями или лиманами — узкими воронкообразными, открытыми в сторону моря заливами с комплексом осадков, характерных для прибрежно-морских резко опресненных условий. Например, у Амура в результате голоценовой трансгрессии четвертичная дельта оказалась затопленной морем и ныне устье его кончается лиманом. При наличии большого количества обломочного материала (например, твердый сток р. Миссисипи, впадающей в глубокий и одновременно прогибающийся Мексиканский залив, составляет по разным оценкам от 200 до 750 млн. т/год) он полностью не разносится, но и не успевает целиком заполнить приустьевую глубокую часть водоема и компенсировать прогибание, а образует отдельные мощные полосы, вдающиеся далеко в глубь водоема, на которых локализируются отдельные протоки. Со временем часть пространства между ними заполняется осадком, но одновременно и сами полосы выдвигаются дальше в море (рис. 61). Дельту подобной морфологии американские исследователи образно называют «птичьей лапой»; в советской литературе она получила название лопастной. Для этого типа дельт более чем для других характерны относительно крутые свалы глубин. Если река впадает в мелкий водоем с тектонически воздымающейся прибрежной частью, то скорость ее течения в низовьях мала, она распадается на отдельные многочисленные протоки с малой денудационной способностью и даже при не очень существенной величине твердого стока (у Волги, например, он составляет всего 25,0 — 25,5 млн. т/год, что

вдвое ниже твердого стока Амура — 52 млн. т/год) формируется обширная очень плоская, с классической треугольной формой дельта, свал глубин на морской стороне которой выражен очень слабо.

Несмотря на различие размеров и типов дельт, строения и составе их отложений имеется ряд общ



моментов. Как правило, это сравнительно тонкозернистые песчано-глинистые осадки. Грубый обломочный материал характерен лишь для дельт горных рек и развит, особенно в ископаемом состоянии, достаточно ограниченно. Дельты отличаются также большой пестротой обстановок и быстрой сменой характера отложений по простиранию и в разрезе. Во всех дельтах выделяются ее надводная и подводная (авандельтовая) части, причем в разрезах, в общем случае, морские отложения перекрываются авандельтовыми, затем надводнодельтовыми наземными образованиями. В наземной части дельты различаются несколько обстановок. Прежде всего это собственно русла, многочисленные каналы с направленным течением воды, в которых идет накопление практически сходных с аллювиальными русловых мелко- и среднезернистых песков или алевритов, сравнительно хорошо отсортированных, часто с косою слоистостью и знаками яриби течений. Как правило, эти об-

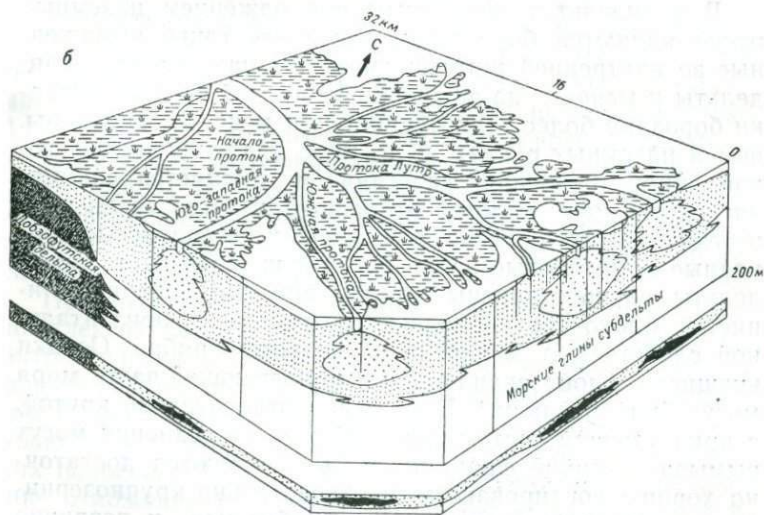


Рис. 61. Современная дельта Миссисипи

а — плановая конфигурация лопастной дельты — «птичья лапа» (по М. В. Кленовой, 1948 г.); б — блок диаграмма, показывающая распределение песчаных тел основных протоков [Данбар К., Роджерс Дж., 1962].

На верхней диаграмме, где вертикальный масштаб увеличен примерно в 30 раз, протоки показаны редкими точками, на нижней, где вертикальный масштаб увеличен в 5 раз, — черным цветом

разования врезаны в подстилающие осадки. Между протоками располагается обширная пойма, периодически во время паводков заливаемая водой, с многочисленными мелкими и более крупными, но мелководными озерами. Здесь идет накопление тонкозернистых плохоотсортированных алеврито-глинистых отложений, иногда образуется тонкая, горизонтальная, чаще же неправильная полого-волнистая слоистость. В условиях гумидного климата многие озера заболачиваются, образуются обширные болотистые низины (марши в том числе), формируются линзы и пласты торфа. В засушливом климате, напротив, многие озера осолоняются, в дельтовых комплексах появляются линзы карбонатных пород и даже более растворимых солей. Отличие комплекса отложений надводной дельты от аллювиального заключается прежде всего в наличии не одного крупного, а целой серии более мелких веерообразно расходящихся русел и более мелкозернистого с худшей сортировкой обломочного материала.

В авандельтах подводным продолжением наземных русел являются бороздины, более отчетливо выраженные во внутренней примыкающей к суше части авандельты и менее — на ее внешней морской стороне. Осадки бороздин более тонкозернистые и менее сортированы, чем в наземных руслах, и по мере удаления от береговой линии эрозионное залегание их сменяется аккумулятивным, когда водный поток локализуется среди принесенных им же осадков, образующих косослоистые подводные прирусловые валы. На большей же части авандельты распространены тонкозернистые алеврито-глинистые плохо сортированные отложения с горизонтальной слоистостью, а иногда и знаками ряби. Осадки внешнего склона авандельты и прилегающей части моря могут быть различны. Если склон относительно крутой, а прилегающая часть моря глубокая, то волнения могут вымывать тонкие фракции, и здесь остаются достаточно хорошо сортированные и относительно крупнозернистые отложения, имеющие веерообразное и первично наклонное залегание. Тонкий же материал сносится в море, и осадки, формирующиеся на относительной глубине в спокойной обстановке, тонкозернисты, тонко- и правильно слоисты. На пологом дне в мелководных условиях в обстановке активных вдольбереговых течений

тонкозернистые образования дельты, напротив, могут сменяться более грубыми перемытыми морем осадками.

Органические остатки в дельтовых отложениях специфичны. Надводная ее часть часто обильна различными растительными остатками, как принесенными рекой, особенно во время половодий, так и обитавших здесь растений. Остатки пресноводных или наземных животных организмов более редки, но иногда встречаются настоящие «кладбища» наземных млекопитающих. Известны уникальные местонахождения остатков древних позвоночных в пермских дельтовых образованиях в районе Малой Северной Двины (В. П. Амалицкий), в меловых дельтовых руслах района Нэмэгэту в Монголии (И. А. Ефремов) и др. В авандельтах наряду с сокращением количества принесенных наземных растений появляется сначала солоноватоводная, а затем и морская фауна.

Мощности дельтового комплекса зависят от типа дельт, длительности их существования, скорости прогибания бассейна накопления и т. д. Так, мощность хвалынских отложений в дельте Волги равна 11 м, хазарских — 46 и бакинских — 57 м. В дельте Ганга — Брахмапутры, которая испытывает прогибание со скоростью 0,17 м/1000 лет, дельтовый комплекс вскрыт скважинами на 300 м, а по геофизическим данным составляет не менее 1800 м. В дельте Миссисипи мощность образований современной дельты Бализе, которая начала формироваться 450 лет назад, равна 90 м, а общая в одной из скважин составляет более 4000 м.

При выделении и изучении ископаемых дельтовых комплексов важное диагностическое значение наряду с литологическими особенностями имеют исследование формы осадочных тел, их взаимоотношений друг с другом и фациальных соотношений. Сюда прежде всего относится установление веерообразно расходящихся узких полосовых зон песчаников, врезанных в подстилающие отложения в пределах наземной части дельты и аккумулятивных в ее подводной части. Важными также являются выявление фациального замещения этого комплекса аллювиальными образованиями, с одной стороны, и бассейновыми — с другой, и, наконец, характерная смена фациальных обстановок в разрезе от морских через авандельтовые к наземным.

Учитывая ряд достаточно надежных критериев идентификации дельтовых образований, последние выделены и подробно изучены во многих угленосных бассейнах различного типа и возраста — в Донбассе и Кузбассе, Кизеловском бассейне западного склона Среднего Урала, Карагандинском, Подмосковном и других районах. Ископаемые дельтовые отложения установлены также в нижне- и среднеюрских отложениях восточного Кавказа, альбских и нижнетуронских породах Западного Узбекистана, среднекаменноугольном комплексе Джезказганского района, в ряде палеозойских толщ Северо-Американской платформы (каменноугольная в штате Оклахома) и других областях.

\* \* \*

Полезные ископаемые фаций, переходных от суши к морю, достаточно разнообразны. В прибрежно-морских и дельтовых отложениях известны различные россыпи, месторождения железа, иногда бокситов, меди (типа медистых песчаников). В лагунных и дельтовых образованиях — угли, реже горючие сланцы, различные соли, в том числе достаточно редкие, типа эпсомита, астраханита, глауберита. Песчаные прибрежно-морские и дельтовые осадки часто содержат нефть и газ, причем здесь нередко формируются не только структурные, но и литологические (шнурковые или рукавообразные в дельтах) и палеогеоморфологические (в барах) залежи.

## Глава VIII

### ФАЦИИ И ТЕКТОНИКА

Существование различных обстановок осадконакопления и характер отложений в каждой из них, т. е. то, что определяется понятием «фация», обусловлены двумя основными причинами — климатом и особенностями тектонического режима. Влияние климата проявляется в существовании отдельных климатических типов литогенеза (см. гл. III). Характер тектоники определяет фациальные обстановки прежде всего и наиболее отчетливо через создаваемый рельеф; кроме того, темп и амплитуда тектонического прогибания влияют на состав и строение осадочных толщ.

Ярче всего влияние тектоники на характер фаций проявляется в глобальном масштабе. Так, в океанических зонах земной коры с их активным прогибанием формируются глубоководные морские осадки батинальных и абиссальных фаций. В краевых и внутренних котловинных морях с субокеаническим типом земной коры, являющихся областями активного прогибания, образуются также глубоководные фации, нередко возникают водоемы с нарушенным гидрологическим режимом — появлением сероводородного заражения, отклоняющейся от среднеокеанической соленостью и т. д. Континентальные массивы, испытывающие общее поднятие и представляющие собой относительно приподнятые участки земной поверхности, являются ареной развития континентальных фаций. На тех же участках континентальных блоков, которые благодаря медленному прогибанию образуют слабо погруженные области — покрытые морем шельфы (материковые отмели), формируются мелководно-морские фации.

Большой практический интерес представляют фациальные изменения в пределах более мелких тектонических структур — сводовых поднятий и впадин, антиклинальных и синклинальных складок, на флексурах, в зонах дизъюнктивных нарушений разного плана. Различие фаций здесь также зависит от геоморфологического выражения этих структур.

Яркий пример изменения фаций в пределах различных структур описан А. Л. Яншиным (1953 г.) в палеогеновых отложениях Северного Приаралья (рис. 62). Саксаульская свита верхнего эоцена в синклиналях представлена серыми песчанистыми глинами мощностью от 95 до 145 м. На антиклиналях же, в том числе и внутри бассейна, они замещаются чистыми сыпучими кварцевыми песками мощностью 40—45 м. Такое распределение мощностей и литологического состава можно объяснить тем, что антиклинальные складки имели геоморфологическое выражение и представляли в рельефе морского дна изолированные отмели, на которых волнение захватывало всю водную толщу до дна. В этих условиях тонкий алевроитово-глинистый материал находился во взвеси, а осаждались только более крупные песчаные зерна. В синклинальных же более глубоководных зонах водоема, в более спо-

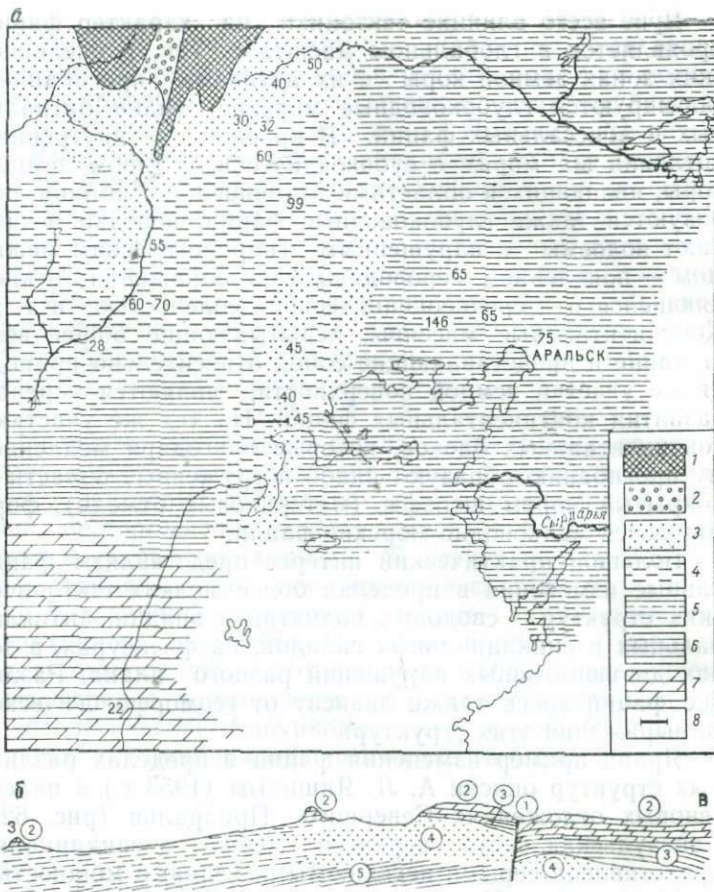


Рис. 62. Изменение мощностей и фаций саксаульской свиты палеогена Северного Приаралья на локальных структурах (по А. Л. Яншину, 1953 г.)

*а* — схема фаций саксаульской свиты; *б* — схематический геологический профиль палеогеновых отложений на северном берегу залива Тшебас.

1 — размывающаяся суша; 2 — фация песков и песчаников преимущественно континентального происхождения; морские фации: 3 — сплошных кварцевых песков и песчаников, 4 — глинистых алевроитов и алевролитистых глин с отдельными прослоями песков, 5 — песчанистых глин с горизонтом чистых кварцевых песков в основании, 6 — сплошных глин, на юго-западе мергелистых, 7 — мелоподобных белых, красных и бурых мергелей; 8 — положение профильного разреза.

Цифрами на карте указаны полные мощности саксаульской свиты в соответствующих пунктах.

Цифры (в кружках) на профиле указывают отложения: 1 — аральской свиты нижнего миоцена (?); 2 — верхнего и среднего олигоцена; 3 — чеганской свиты; 4 — саксаульской свиты; 5 — тасаранской свиты

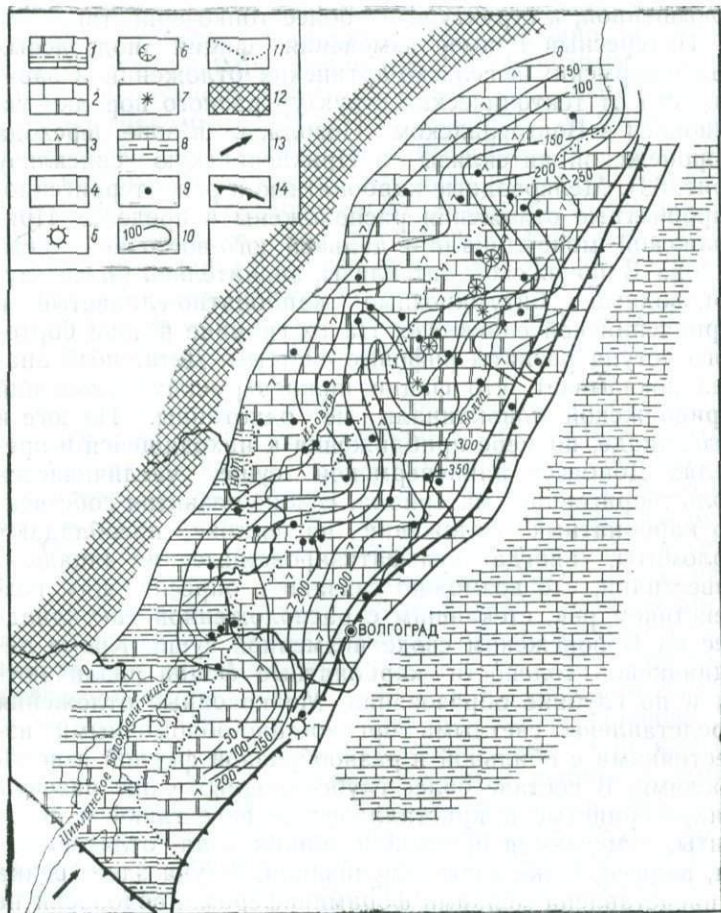


Рис. 63. Схематическая фациальная карта подсолевого комплекса нижнепермских отложений Волгоградского Поволжья (по В. Г. Кузнецову и Т. И. Хенвину, 1969 г.)

Мелководные шельфовые фации: 1 — терригенно-карбонатные, 2 — известняково-доломитовые, 3 — доломитово-гипсово-ангидритовые; рифовые фации: 4 — предполагаемая полоса развития барьерного рифа, 5 — установленный риф барьерного типа, 6 — установленные внутренние рифы, 7 — предполагаемые внутренние рифы; 8 — депрессионные фации, 9 — скважины, 10 — изопахиты, 11 — границы фаций, 12 — предполагаемая суша, 13 — направление сноса обломочного материала, 14 — бортовой уступ Прикаспийской впадины и Северо-Донецкий надвиг (современное положение)

койной гидродинамической обстановке, наряду с песчаными отлагались и алевроитово-глицистые осадки. В итоге мощность отложений в синклиналих оказалась повышенной, а структура их более тонкозернистой.

Интересный пример изменения фаций подсолевых нижнепермских ассельско-артинских отложений в зависимости от тектонических структур разного порядка установлен в Волгоградском Поволжье в зоне перехода Воронежской антеклизы в Прикаспийскую синеклизу (рис. 63). Мелководные карбонатные и реже терригенно-карбонатные отложения расположены в пределах Приволжской моноклинали — дальней юго-восточной части склона Воронежской антеклизы, значительно более глубоководные битуминозные карбонатно-глинистые в Прикаспийской синеклизе. На их границе в зоне бортового уступа развиты рифовые системы. Детальный анализ показывает, что фации нижнепермских отложений Приволжской моноклинали не однотипны. На юге и юго-западе, по мере приближения к находящейся в пределах Донбасса раннепермской суше, увеличивается роль терригенного материала. В зоне развития собственно карбонатных отложений на востоке преобладают доломиты, иногда сульфатизированные, на западе — известняки, что возможно связано с опресняющим воздействием рек, стекавшим с расположенной еще западнее на Воронежском своде низменной суши. Кроме неодинаковой солености карбонатные фации различаются и по глубине образования. Мелководные отложения представлены светлыми органогенно-обломочными известняками с обильной и разнообразной фауной и водорослями. В составе более глубоководных чаще развиты микрозернистые и кристаллические известняки и доломиты, отмечаются прослойки тонких глин, отлагавшихся, видимо, ниже зоны взмучивания. Фауна здесь редка и представлена мелкими фораминиферами, водоросли не установлены. Мощность мелководных карбонатных фаций значительно больше, чем глубоководных, а структурное положение несколько повышенное. Области мелководных и несколько более глубоководных отложений имеют поперечную к региональным и фациальным зонам субширотную или северо-западную ориентировку, причем их границы соответствуют определенной системе разломов в кристаллическом фундаменте, уста-

новленной по градиентам силы тяжести и ряду геологических данных. В зоне несколько более глубоководных фаций ассельско-сакмаро-нижнеартинские отложения на сводах небольших локальных поднятий иногда замещаются массивными вторичными кавернозными доломитами и пятнисто доломитизированными водорослевыми известняками рифовых образований, причем мощность их возрастает до 150 м против 80—100 м фоновых значений. Важно отметить, что если амплитуда первичных структур, а следовательно, и высота отмелей над дном окружающего моря, составляла в начале перми 5—10 м, то разница батиметрии в результате рифообразования к середине артинского века возросла до 30—50 м, т. е. различия характера отложений, обусловленные фациальными особенностями, являются рельефоформирующим фактором.

Если влияние структур на фации проявляется локально, то конседиментационные разломы и осложняющие их флексуры определяют появление рельефа и изменение глубин в узкой, но протяженной полосе, поэтому и само изменение фаций происходит довольно резко. Чаще всего на приподнятом блоке или крыле флексуры формируются более мелководные отложения, чем в опущенном. В условиях карбонатной седиментации при минимальном вносе терригенного материала к подобной зоне перегиба часто приурочены асимметричные рифовые системы<sup>1</sup> (см. гл. VI). При интенсивном приносе песчано-глинистого вещества на склоне образуются специфические линзовидные терригенные или карбонатно-терригенные отложения большой мощности, которые в американской, а в последнее время и в советской литературе получили название клиноформенных. Зоны разломов с развитием в их пределах интенсивной трещиноватости в наибольшей степени подвергаются денудации и на них нередко закладываются речные долины. Так, в течение позднего триаса и ранней юры обломочный материал в пределы северной части ГДР поступал с Балтийского щита, причем изученные в разрезе реки в Восточно-Мекленбургско-Балтийский конус выноса

<sup>1</sup> Такие системы развиваются не только над конседиментационными разломами, но и над перегибами, формирование которых обусловлено развивающимися ранее разломами, или перегибами, имеющими атектоническую природу.

этого материала территориально и по простиранию совпадает с северо-северо-восточно—юго-юго-западной системой разломов глубокого заложения (рис. 64).

Зона конседиментационно развивающихся разломов не только разделяет разные по глубине фации, но и ха-

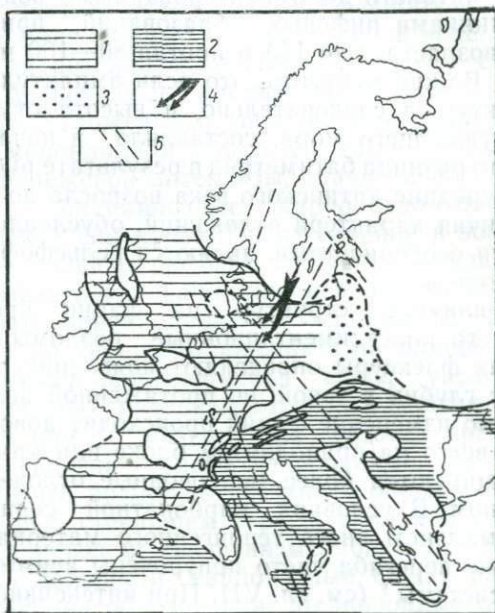


Рис. 64. Палеогеографическая схема Европы раннеюрского времени (по М. Kurze, 1975 г.)

Отложения: 1— морские эпиконтинентальные, 2 — геосинклинальные, 3 — континентальные, 4 — положение рек и Балтийско-Восточно-Мекленбургского конуса выноса; 5 — разломы глубокого заложения.

Показано соотношение речной системы и конуса выноса обломочного материала с разломами

рактируется повышенной сейсмической активностью. Поэтому здесь нередки срывы осадков с верхней кромки склона и образование подводных обвалов, оползней и мутьевых турбидитных потоков. Специфическими для данных условий фациями будут, во-первых, «лысые» участки без осадочного материала, формирование которых не связано с регрессией и континентальными пере-

рывами и, во-вторых, олистостромы — продукты подводных обвалов и оползней, представляющие собой хаотические скопления неотсортированных обломков, сцементированных тонкозернистой массой. Например, по описаниям М. М. Кухтинова и Г. П. Винниченко (1977 г.) на южном опущенном крыле Бартанг-Пшартского разлома на Памире развита мощная толща пермо-триасовых отложений. На северном же приподнятом крыле пермские отложения не известны, а триасовые представлены прибрежно-морскими и континентальными терригенными образованиями верхнего отдела, залегающими с угловым несогласием на подстилающих свитах. Этот разлом как палеогеографический рубеж зафиксирован также толщей олистостромов пермского возраста. Поступление крупноглыбового материала происходило в изобилии с приподнятого северного крыла разлома.

Влияние тектоники на характер фаций через рельеф является универсальным, прямым и наиболее отчетливо установленным. Однако стиль тектоники, амплитуда, а главное темп прогибания или воздымания также воздействуют на характер отложений.

Очень чутко реагируют на темп тектонического прогибания рифы. При значительной скорости и амплитуде прогибания они в целом имеют куполовидный в поперечном сечении облик с относительно высоким значением отношения высоты к площади основания, округлую или удлиненную в плане форму. В случае же медленного прогибания рифы быстро достигают уровня моря и начинают разрастаться больше в стороны. При этом они приобретают в профиле вид усеченного конуса с плоской вершиной, с малыми значениями отношения высоты к площади основания и весьма прихотливую конфигурацию, на которую большое влияние оказывают экзогенные факторы — направление ветров и течений, их сила и постоянства и т. д.

Закономерные связи фаций с тектоникой позволяют использовать изучение фаций как один из важнейших методов тектонического и палеотектонического анализа. Подробнее эти вопросы изучаются в специальных курсах геотектоники [Косыгин Ю. А., 1969 г.; Хаин В. Е., 1973; Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л., 1960 и др.], здесь же рассмотрены некоторые характерные примеры такого анализа.

Изучение характера фаций позволяет в общем охарактеризовать особенности тектонических движений в регионе. Так, наличие кор выветривания свидетельствует о слабых поднятиях, в то время как области устойчивого накопления морских осадков крупных внутриматериковых бассейнов фиксируют тектоническое прогибание и т. д. Известно, что в сводах многих положительных структур мощности отложений сокращаются. Детальный анализ разрезов и фаций позволяет установить причину этого явления и выяснить характер структурообразующих тектонических движений. Если мощность сокращается за счет перерывов и размывов кровли отложений в своде, а фациальный облик отложений на структуре и вне ее остается постоянным, то рост складки происходил в результате поднятия после осадконакопления, а сама складка не имела геоморфологического выражения в рельефе (постседиментационная складчатость). Если же сокращение мощностей сопровождается изменением фаций отложений и в сводовой части они имеют более мелководный облик, как это имеет место в упоминавшейся выше саксаульской свите, то складка была выражена поднятием в рельефе дна, т. е. развивалась одновременно с осадконакоплением (конседиментационная складчатость). Данный пример показывает, что особенность тектонического режима путем анализа фаций восстанавливается через рельеф. Это вполне естественно, так как именно обусловленный тектоникой рельеф прежде всего определяет распределение и характер фаций. Тем самым анализ фаций позволяет проводить палеогеоморфологические, а через них уже палеотектонические реконструкции. Поэтому наличие мощных пролювиально-делювиальных отложений свидетельствует о расчлененном рельефе и наличии вблизи них достаточно высоких гор, что в свою очередь позволяет предполагать интенсивные тектонические поднятия. Аналогично в примере с корами выветривания можно говорить о длительном существующем слабо всхолмленном рельефе, который и отражает медленные поднятия.

Установление серии аллювиальных осадков и выяснение направления течения древних рек позволяет выявить расположение водоемов стока как геоморфологических депрессий и предполагать более интенсивное

прогибание именно этих областей по отношению к окружающим районам.

Этот метод, кстати, имеет важное значение при изучении глубоко погребенных нефтегазоносных отложений. Дело в том, что в центральных частях крупных тектонических впадин отложения часто находятся на глубинах, превышающих технически достижимые для массового бурения. В то же время осадки этого возраста в бортовых зонах залегают на меньших глубинах и могут быть достаточно подробно изучены. Если здесь выявлены направленные к центру впадин палеореки, появляется возможность аргументированно прогнозировать развитие далее во впадине дельтовых, а затем и бассейновых фаций.

Безусловную необходимость учета фациального облика пород при палеотектоническом анализе можно показать на примере регионов и отложений с компенсированным и некомпенсированным осадконакоплением прогибанием. До сравнительно недавнего времени в тектонике преобладало мнение, что абсолютное большинство осадков формируется в определенных достаточно узких интервалах глубин и их фациальное разнообразие связано лишь с удаленностью от источников сноса, различиями в гидродинамике и т. д. Отсюда постулировалось, что поскольку геоморфологическое выражение тектонических движений чрезвычайно мало, мощность отложений является мерилем этих движений и строго отражает амплитуду прогибания. И хотя приводились отдельные противоречащие этому положению факты, наиболее аргументированная критика этого мнения дана в обстоятельной работе [Гарецкий Р. Т., Яншин А. Л., 1960], где подробно рассмотрены вопросы механизма формирования мощностей различных типов отложений. И в платформенных, и в геосинклинальных областях существовали районы, где в определенные эпохи тектоническое прогибание по ряду причин не компенсировалось осадконакоплением, в связи с чем глубины водоемов прогрессирующе возрастали, осадки приобретали все более глубоководный облик, а их мощность часто была меньше мощностей синхронных мелководных компенсирующих тектоническое прогибание отложений (рис. 65). Естественно, что в этих случаях формальное, без анализа фаций, применение метода мощностей, ког-

да и мелководные, и глубоководные отложения приводят к одному уровню, ведет к принципиальным ошибкам, и зоны интенсивного прогибания, зафиксированные маломощными глубоководными отложениями, интерпретируются как области поднятия. Поэтому палеотектоническому анализу должен всегда предшествовать фациальный для восстановления батиметрии палеобассейнов и только после этого можно судить о характере текто-

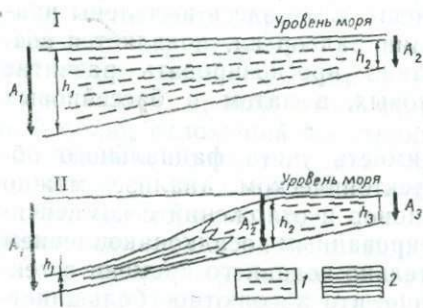


Рис. 65. Схема соотношения мощностей ( $h$ ), амплитуды тектонического прогибания ( $A$ ) и фациального облика отложений при компенсированном (I) и некомпенсированном (II) осадконакоплении

При компенсированном осадконакоплении:  $A_1 \approx h_1$ ,  $A_2 \approx h_2$ ; при некомпенсированном:  $A_1 > h_1$ ,  $A_2 \approx h_2$ ,  $A_3 \approx h_3$ .

Фацис: 1 — мелководные, 2 — глубоководные

нических движений, распределении областей поднятий и прогибаний и т. д.

Следует отметить, что даже небольшие изменения тектонического строения, характера тектонических движений и, как следствие этого, появление очень слабо выраженного рельефа, могут вызывать значительно более резкие изменения фациальной природы отложений (см. пример с нижнепермскими рифами Приволжской моноклинали на рис. 63). Тем самым можно говорить о значительной «тектонической (или геоморфологической) чуткости» фаций и использовать этот принцип для столь подробного и детального тектонического и палеотектонического анализа, осуществить который другими методами не всегда удается.

Рассматривая проблему зависимости фаций от характера тектоники, следует иметь в виду только те тектонические структуры и те тектонические движения, которые существовали и проявлялись во время образования этих фаций. При длительном унаследованном развитии тектонических структур характер и пространственное положение определяемых ими фаций в течение длительного времени остаются достаточно постоянными.

Если же происходит изменение характера тектоники (смена знака движений, появление новых или возрожденные существовавших ранее разломов и т. д.), то одновременно с этим меняются характер и пространственное расположение фаций. Другими словами, можно говорить о закономерных связях фаций только с конседиментационной тектоникой. Именно поэтому известны многочисленные случаи, когда положение фаций древних отложений не согласуется с современным тектоническим строением, что говорит о наличии более древнего структурного плана и относительно молодом возрасте современной тектоники. Это явилось основой еще одного метода использования фаций в палеотектоническом анализе для выявления и установления характеристики погребенных структур.

## Глава IX

# ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

## § 1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Рассмотрение содержания понятия «фация» показывает, что оно является весьма широким. При выделении и характеристике фаций (фациальном анализе) стоит задача восстановления физико-географических особенностей среды района в течение определенного времени и установления их отличий от условий, существовавших в то же время на соседних участках. Поэтому и сам фациальный анализ является комплексным и предопределяет изучение конкретного геологического материала различными методами. Это и выяснение изменчивости по площади стратиграфического подразделения, и исследование характера такой изменчивости, т. е. изучение особенностей строения, формы и соотношения осадочных тел в пространстве, и целенаправленное изучение литологии и геохимии отложений, их палеонтологической или, точнее, палеоэкологической характеристики. Фациальный анализ дает возможность не только восстанавливать условия образования осадков, но и реконструировать обстановки, где осадконакопления в этот период

не происходило, путем изучения коррелятивных отложений, т. е. отложений, возникающих одновременно с образованием скульптурного рельефа.

Естественно, что все реконструкции так или иначе будут опираться на знание современных обстановок осадкообразования. Так, выделение, например, комплекса речных фаций будет основываться на особенностях строения, условиях образования и закономерностях развития современных рек и их отложений. При разделении морских и континентальных фаций также используются знания о современных образованиях того или другого генезиса.

При этом нельзя, естественно, все современные условия механически переносить на древние эпохи, т. е. полностью абсолютизировать принцип актуализма. Совершенно необходимо учитывать общую эволюцию Земли и геологических процессов. Относительно постоянными в истории Земли были процессы механического переноса и отложения осадков по законам механической осадочной дифференциации — для транспортировки крупных обломков всегда необходима большая энергия, чем для переноса более мелких. Степень отсортированности кластической части зависит от транспортирующей среды (водной или воздушной), стабильности ее энергетического потенциала и других факторов. Вместе с тем, даже в этих относительно простых случаях при постоянстве механизмов осаднения эволюция физико-географических обстановок земной поверхности обуславливала изменение характера фациального облика некоторых терригенных отложений. Так, прогрессирующий во времени рост высоты горных сооружений от байкальской складчатости к альпийской обусловил формирование и все более крупногалечных конгломератов (подробнее см. § 2).

Что касается геохимических обстановок, состава фауны и флоры, определяющих условия и характер отложения хемогенных, биохемогенных и органогенных пород, то они существенно менялись. Так, кайнозойские доломиты связаны с фациями осолоненных лагун аридной зоны. Однако массовое развитие доломитов в рифее ни в коей мере не является свидетельством наличия многочисленных лагун, так как образование доломита тогда шло в открытых морях нормальной, обычной для

той эпохи солености, поскольку соотношения солей в рифейском Мировом океане и газовый состав атмосферы обуславливали преимущественно отложение доломита, а не кальцита.

Сказанное не отрицает, а напротив, определяет необходимость постоянного сопоставления и сравнения с современными осадками и обстановками, что представляет собой один из методов и одну из основ фациального анализа. Более того, уже приведенные примеры (а их число можно значительно увеличить) показывают, что само установление эволюции, определение ее закономерностей возможно при историческом рассмотрении фаций и является одним из итогов фациального анализа.

Таким образом, для фациального анализа необходимо комплексное использование материалов исследования, которое включает:

1. Литологическое и геохимическое изучение осадочных пород — их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, прежде всего и главным образом тех, которые имеют генетическое значение (литолого-фациальный анализ).

2. Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности с целью установления их различий в разновозрастных отложениях разных районов и восстановления условий обитания и захоронения.

3. Изучение формы осадочных тел, их строения и взаимоотношения с разновозрастными геологическими телами, а также подстилающими и покрывающими отложениями.

Несмотря на то что каждый аспект исследований (литологический, палеоэкологический и т. д.) рассмотрен отдельно, естественно, что в практической работе они должны применяться только в комплексе, дополняя друг друга, что приводит к более полным и обоснованным выводам.

## § 2. ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЛЯ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Известно, что при исследовании любой осадочной горной породы рассматриваются обычно три основных момента — состав этой породы (минералогический,

химический, для крупнозернистых также и петрографический), ее структура, т. е. размер, форма и характер отсортированности слагающих ее фрагментов (обломочных зерен в обломочных породах, органогенных остатков в органогенных породах и т. д.) и, наконец, ее текстура, т. е. характер взаимного расположения этих фрагментов. Каждый из этих аспектов литологии пород: и их состав, и структура, и текстура имеют важное генетическое значение, поэтому кратко рассмотрим некоторые примеры их использования в фациальном анализе. Следует иметь в виду, что их изучение должно проводиться как в поле, так и в камеральный период при детальном микроскопическом и аналитическом изучении материала. Так, состав пород и их текстура (а для грубозернистых пород, например, конгломератов и структура) обычно изучаются уже при полевых работах. Структура же пород и детальный анализ состава проводятся обычно камеральных исследованиях.

### Генетическое значение состава пород

Исследование состава обломочной части осадочных горных пород дает материал не только для восстановления условий его осаждения, длительности, направления и дальности переноса, но, что очень важно, и для некоторых реконструкций областей сноса.

Например, при решении вопроса о составе отложений в областях питания и иногда частично о климате. Изучая петрографический состав галек и гравия, непосредственно можно говорить о материнских породах для них. Следует, однако, отметить, что грубый материал обычно не переносится далеко и характеристика состава устанавливается лишь для близко расположенных областей питания. При более длительной транспортировке гальки менее устойчивых пород (глинистых сланцев, известняков-ракушечников, основных магматических пород и т. д.) разрушаются и происходит относительное обогащение оставшегося материала более устойчивыми гальками кварца, кварцитов, кремнецветных и окварцованных пород и т. д. Широко используются для тех же целей обломочные зерна в песчаниках [Батулин В. П. 1947]. Если в них присутствуют обломки пород, то последние уже характеризуют состав материнских пород

при их отсутствии рассматриваются ассоциации минералов — как породообразующих, так и акцессорных.

Так, обилие в тяжелой фракции апатита, циркона, рутила, роговых обманок, а в легкой — калиевых полевых шпатов и кварца свидетельствует о размыве гранитоидов. Ассоциация магнетита, титаномагнетита, сфена, основных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов наиболее характерна для основных и ультраосновных пород. Кстати говоря, последняя ассоциация позволяет предполагать относительно недалекий перенос и аридный климат в пределах области питания, поскольку многие из этих минералов легко истираются при механическом переносе и быстро разрушаются при выветривании в условиях гумидного климата. Развитие дистена, ставролита, силлиманита, граната, андалузита при значительном количестве в легкой фракции кварца с волнистым и мозаичным угасанием указывает на размыв метаморфических комплексов. Общая бедность минералами тяжелой фракции, наличие переотложенного глауконита, остатков фосфоритов, кремней, кварцитов и т. д. — о развитии на водосборной площади осадочных пород. Значительно труднее интерпретировать мономинеральный состав обломочной части. Например, кварцевые песчаники, содержащие в тяжелой фракции такие устойчивые минералы, как циркон, турмалин, монацит и другие, могут образоваться в результате многократного перемива более древних осадочных пород или в условиях, когда область питания располагалась в зоне гумидного климата, что вело к интенсивному химическому выветриванию с разрушением всех неустойчивых и мало устойчивых минералов.

Состав обломочной части дает возможность устанавливать положение областей сноса и пути переноса обломочного материала. Если, например, получены материалы по процентному содержанию различных кластогенных минералов в ряде разрезов изучаемого стратиграфического подразделения, то можно построить карту или схему количественного размещения минералов по площади. Направление относительного уменьшения содержания неустойчивых минералов и роста устойчивых показывает удаление от источника питания и тем самым намечает общие пути переноса материала. При достаточно крупных размерах бассейна,

когда обычно существует несколько областей сноса, строят карты терригенно-минералогических провинций, т. е. областей седиментации, охарактеризованных одним комплексом легких и тяжелых минералов, связанным с определенными питающими провинциями. Выделяя в пределах одной области седиментации отдельные терригенно-минералогические провинции, можно выяснить, откуда поступал обломочный материал в каждую часть бассейна, установить пути переноса, а часто и выявлять неизвестные ранее области суши.

Аутигенные минералы осадочных пород тоже имеют важное значение для реконструкции физико-географических и часто геохимических особенностей сред осадкообразования. При этом необходимо строго различать минералы, выпавшие в осадок химическим или биохимическим путем в стадию седиментогенеза, и минералы диагенетические. Первые — кальцит и доломит в карбонатных породах, сульфаты и галоиды в эвапоритах, пластовые фосфориты и т. д. — характеризуют обстановку бассейна седиментации, вторые — обстановку диагенеза (иловые воды) и лишь частично, в каких-то очень общих чертах, могут быть использованы при выяснении собственно седиментационных условий. Прежде всего следует отметить, что минералов, однозначно определяющих обстановку седиментации, весьма немного. Например, обнаружение значительных количеств аутигенного, непереотложенного глауконита (хотя это и диагенетический минерал) или его сочетание с фосфоритами определяет морской генезис отложений. Таковы же условия образования фосфоритов большой мощности и широкого площадного распространения.

Присутствие вивianита ( $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ), особенно в значительных количествах, а также каолиновых глин — признак пресноводного или очень слабо солоноватого бассейна. Сочетание значительных масс магнезита с доломитом или сепиолитом,  $(\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}]\text{H}_2\text{O} \times n\text{H}_2\text{O})$  — признак слабо минерализованных щелочных озер засушливой зоны.

Наиболее распространенные карбонатные минералы — кальцит и доломит образуются в широких пределах солёности — от слабо минерализованных, практически пресноводных условий, до морских, нередко с несколько повышенной солёностью. В то же время дос-

таточно точно установлено, что эти минералы образуются в зоне относительно высоких температур. Современные неритовые карбонатные осадки располагаются двумя полосами примерно в пределах 15—25° обеих широт. Современные фораминиферовые океанические отложения также распространены в низких и умеренных широтах и не заходят в поляные области, что в целом определяется климатическим контролем развития известывыделяющего планктона, обитающего в верхней части водной толщи. Принципиально подобная картина распределения карбонатных отложений установлена и в более древних геологических образованиях. Физико-химическое объяснение этого явления, по-видимому, заключается в том, что холодные воды высоких широт содержат больше растворенной углекислоты, которая определяет нахождение кальция и магния в виде растворимых бикарбонатов.

Что касается вопроса об озерном, лагунном или морском генезисе карбонатных пород, то он может быть решен лишь с привлечением дополнительных данных о содержащихся в них остатках фауны и флоры, характере строения отложений, площадном распространении, фациальных соотношениях и т. д. Например, выдержанные по простиранию пачки карбонатных пород, протягивающиеся на многие сотни и даже тысячи километров, являются скорее всего морскими образованиями, в то время как ограниченное площадное распространение может определяться их озерным происхождением.

Наличие же мощных толщ гипсов и ангидритов (или нахождение их в цементе базального типа пойкилитовой структуры), а также галоидных солей четко указывает на высокие стадии засоления бассейнов, которые обычно определяются резкой аридизацией климата. При этом чем более растворимые соли встречаются в породе [сульфаты кальция ( $\text{CaSO}_4$  и  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), галит ( $\text{NaCl}$ ), эпсомит ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), сильвин ( $\text{KCl}$ ), карналлит ( $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), бишофит ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )], тем большие стадии засоления и, в общем случае, тем более сухой и жаркий климат они характеризуют. Наличие хлоридов и хлорид-сульфатов говорит о связи соленакопления с морскими бассейнами, карбонатов натрия и калия — с континентальными (озерными).

Напротив, нахождение автохтонных углей свидетельствует о влажности климата и достаточно высокой температуре (по крайней мере положительной среднегодовой).

Для обоснования восстановительной обстановки седиментации нередко используют факт присутствия в породах пирита. В общем виде это не верно, так как пирит в массе своей формируется в диагенезе и не характеризует среду бассейна седиментации. Только наличие мелких кристалликов пирита, расположенных по плоскостям наложения тонко- и правильно-слоистых отложений, может быть, свидетельствует о восстановительной среде в придонном слое бассейна.

### **Генетическое значение структуры пород**

Теоретическая основа генетической интерпретации данных о размере, отсортированности и окатанности достаточно проста. Размер обломков зависит прежде всего от динамики среды отложения. Чем она активнее, тем более крупные обломки переносятся и откладываются (см. рис. 7). Поэтому осадки и образованные из них породы вблизи берегов более грубозернистые, чем в центральных частях водоема. Грубозернистый состав отмечается также в полосе течений и в зоне более активного волнения на отдельных поднятиях в рельефе дна. Имея результаты гранулометрических анализов большого количества каменного материала из естественных обнажений и (или) скважин, можно построить в изолиниях карты медианного диаметра обломочной части. Основная конфигурация изолиний отразит общую форму бассейна седиментации с погрубением материала в его береговой полосе. Направление уменьшения размерности обломочного материала показывает направление его переноса. Отдельные изолированные участки более крупнозернистого материала, по-видимому, будут соответствовать островам и отмелям, что дает возможность реконструкции рельефа дна. Наконец, вытянутые линейные полосы более грубого материала интерпретируют как зоны течений, направление которых можно определить по изменению гранулометрии вдоль простирающихся полос. Аналогичным образом строят и интерпретируют и другие карты, характеризующие гранулометрию пород.

По структуре обломочной части можно косвенно судить о рельефе областей питания. Чем он выше, тем более грубозернистый материал образуется и тем его больше. Правда, гальки и валуны далеко не разносятся и накапливаются непосредственно в предгорьях (пролювиально-делювиальные конуса выноса) и несколько дальше протягиваются по руслам рек; кроме того, они могут образовывать прибрежные отложения в водоемах. Однако уже само наличие грубообломочных пород говорит о резкой расчлененности рельефа, а размер галек и валунов позволяет в ряде случаев оценить высоту разрушающихся гор.

На основе изменения размеров галек установлено, что контрастность рельефа в течение геологической истории направленно растет. Так, в Азии после байкальской складчатости и горообразования высота хребтов составляла 1500—2000 м, после герцинской 3000—4000 м, киммерийской — 5000—6000 м и, наконец, современная, после альпийского орогенеза — 7000—9000 м [Наливкин Д. В., 1964 г.].

Степень окатанности зерен при прочих равных условиях прямо зависит от длительности переноса, поэтому изучение окатанности и карты изолиний равной окатанности дают соответствующий дополнительный материал к выделению и характеристике отдельных фаций.

Отсортированность отложений зависит от среды переноса и отложения (воздушной или водной) и характера ее движения. Эоловые образования отличаются обычно высокой степенью отсортированности. Осадки, отложенные при колебательных движениях водной среды, в связи с неоднократным взмучиванием и переотложением, характеризуются значительно лучшей отсортированностью по сравнению с осадками, отложенными при поступательном движении воды. Отсортированность отложений резко ухудшается, если обломочный материал поступает из различных источников сноса и перед захоронением не успевает пересортироваться в месте осадения. В этом случае гистограммы гранулометрического состава становятся двухвершинными (распределение бимодально). Поэтому нельзя ограничиваться чисто формальным изучением числовых коэффициентов  $Md$ ,  $S_o$  и т. д. Например, рассмотрение серии гистограмм позволяет иногда сгруппировать их в от-

дельные типы, которые достаточно отчетливо обособляются по площади. Тем самым решается первый этап фацеального анализа — выделение отдельных, отличных друг от друга (в данном случае по характеру распределения размерных фракций) комплексов одновозрастных отложений.

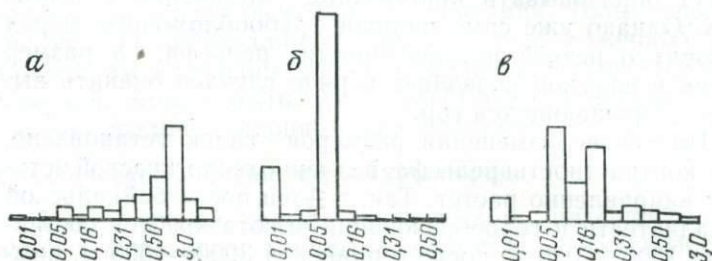


Рис. 66. Типы гистограмм гранулометрического состава пород XII горизонта (нижний альб) Каганской группы структур Западного Узбекистана (по В. Г. Кузнецову, В. И. Данчеву, 1960 г.)

Образцы: *a* — плохо отсортированные гравелиты — зона надводной дельты; *б* — хорошо отсортированные крупнозернистые алевролиты — зона морских отложений; *в* — плохо отсортированные алевролиты и песчаники с бимодальным распределением, отмечающим смешение материала двух источников сноса

Например, в отложениях XII продуктивного горизонта (нижний альб) Каганской группы структур Западного Узбекистана установлено три типа пород (рис. 66), которые характеризуются тремя видами гистограмм. Мелководные прибрежные отложения надводной дельты (см. рис. 66, *a*), куда материал поступал с близрасположенного острова, представлены плохо отсортированными грубозернистыми породами; в пределах внешней морской части подводной дельты (см. рис. 66, *б*) отмечаются хорошо отсортированные крупнозернистые алевролиты. В зоне контакта этих обстановок, где происходило смешение материала разного происхождения, откладывались неотсортированные осадки (см. рис. 66, *в*), характеризующиеся двухвершинными гистограммами. Группировка отложений в разные совокупности по их гранулометрическому составу может быть произведена при нанесении аналитических данных на треугольную диаграмму. Фигуративные точки прибрежных отложений XII горизонта обособляются в поле

песков, морской части подводной дельты — алевролитоглинистых осадков; промежуточные разрезы — в полях песчано-алевролитовых осадков и хлидолитов (рис. 67).

В настоящее время имеется ряд интересных и часто удачных попыток исследовать структурные особенности осадочных пород для непосредственного выяснения генезиса отложений или точнее динамики среды осаждения. Примерами подобного рода могут служить генетическая диаграмма Л. Б. Рухина, где рассматривается

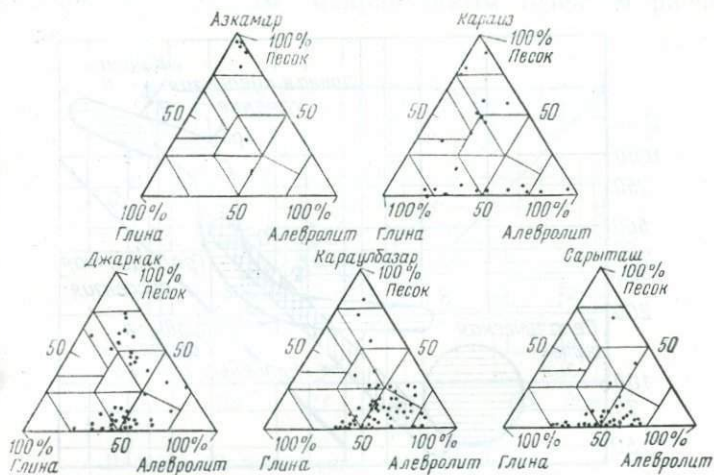


Рис. 67. Треугольные диаграммы гранулометрического состава пород XII горизонта (нижний альб) Каганской группы структур Западного Узбекистана (по В. Г. Кузнецову и В. И. Данчеву, 1960 г.)

соотношение особым образом рассчитанных средних размеров зерен с коэффициентом сортировки, сравнение характера кумулятивных кривых Д. Дугласа, диаграмма Р. Пассеги для определения генезиса водных осадков. По мнению последнего автора, способы переноса и отложения обломков могут быть определены соотношением двух основных параметров — максимального размера  $C$ , определяемого как 99%-ный квартиль, т. е. такой размер, относительно которого более крупные зерна составляют 1 вес.%, и медианного диаметра. Последний Р. Пассега обозначает буквой  $M$ , и сама ди-

аграмма, где на оси абсцисс в логарифмическом масштабе откладываются значения  $M$ , а по оси ординат — значения  $C$ , называется диаграммой  $CM$  (рис. 68).

Поскольку способы переноса и отложения обломков зависят от динамики водного потока, а последний в значительной мере определяется физико-географическими условиями, то на основе диаграммы  $CM$  можно с определенной степенью вероятности восстанавливать эти условия.

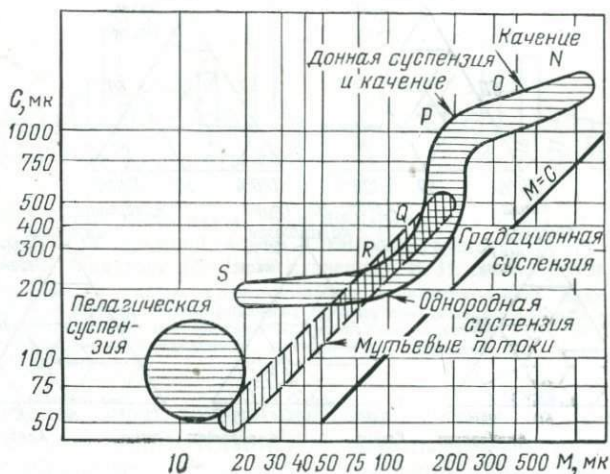


Рис. 68. Диаграмма  $CM$  Пассеги для определения способа переноса осадков в водной среде (по В. Н. Шванову, 1969 г.)

Так, осадки, которые по значениям  $M$  и  $C$  попадают в поле  $SR$ , отложились скорее всего из однородной суспензии, а подобный способ переноса наиболее характерен для морских течений и некоторых рек с медленным течением. Осадки поля  $RQP$  выпадают из градиционной суспензии, образующейся в нижних частях быстрых речных потоков, непосредственно у дна. Поле  $PO$  характеризует смешанный перенос — в суспензии и качением по дну, а поле  $ON$  — практически только путем качения. Эти способы транспортировки наблюдаются в зоне действия волн в прибрежных условиях на

песчано-гравийных и галечниковых банках, в некоторых участках рек. Отдельные поля обособляются для осадков, отложенных из пелагической суспензии и из вертикально расслоенных мутьевых потоков-турбидитов.

В качестве примера использования этой диаграммы на рис. 69 показано расположение фигуративных точек отложений подводной дельты бобриковского горизонта в Оренбургской области (подробнее об этой дельте см. § 4 настоящей гл.). Образования подводных русел с достаточно интенсивным направленным течением распо-

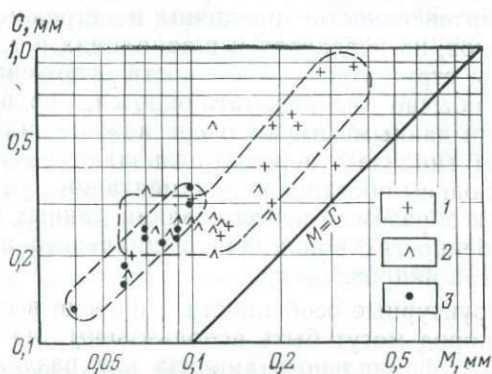


Рис. 69. Расположение фигуративных точек отложений различных фаций раннекаменноугольной подводной дельты в Оренбургской области на диаграмме Пассеги

Отложения: 1 — русел, 2 — бортовых частей русел, 3 — междурусловых зон

лагаются в зоне, соответствующей примерно полю  $SRQ$ ; осадки из бортовых частей, где движение было значительно менее активным — в поле  $SR$ . Наконец, осадки междурусловых зон, куда материал приносился паводковыми мутными водами во время половодий, образует поле примерно соответствующее полю мутьевых потоков диаграммы Р. Пассеги. Естественно, что фациально турбидиты и междурусловые авандельтовые отложения принципиально различны, но механизм осаждения осадочного материала в сравнительно спокойной воде из расслаивающейся суспензии в целом однотипен, что и находит свое выражение в локализации тех и

других в одно поле. Этот пример показывает, что при применении диаграммы Р. Пассеги, как и других генетических диаграмм, следует помнить, что они с той или иной достоверностью определяют именно динамику среды осаждения. А эта динамика может быть одинакова в разных фациях (пляжи моря и крупного пресноводного озера); в разных фациях могут быть одинаковые формы движения воды (реки и морские течения); наконец, в пределах одной группы фаций или даже одной фации могут быть движения разного типа или разной интенсивности (в русловых фациях характер движения и его интенсивность различны в стрежневой зоне и у берегов, на перекатах и в западинах и т. д.). В связи с этим структурные особенности отложений самостоятельно обычно не рассматриваются, но в комплексе с другими данными имеют очень важное значение в фациальном анализе и нередко позволяют выявлять очень тонкие нюансы обстановки седиментации.

Таким образом, в использовании данных о структурных особенностях пород для фациального анализа выделяют три направления:

1. Структурные особенности и прежде всего гранулометрия пород могут быть использованы на самом первом этапе фациального анализа для разделения отложений, выявления и обособления естественных групп, отличающихся друг от друга теми или иными показателями. Проще всего это можно сделать, анализируя распределение фигуративных точек на треугольных диаграммах, сопоставляя и группируя в отдельные типы гистограммы, кумулятивные кривые и др. Эти данные непосредственно не дают никакой генетической информации, однако объективное обособление определенных комплексов немало способствует дальнейшей успешной их генетической интерпретации.

2. Картирование гранулометрических параметров, т. е. построение карт, где в изолиниях рассматривается распределение по площади среднего диаметра частиц, модальных или медианных значений, коэффициента отсортированности, появление наиболее грубых фракций и т. д. Эти карты также непосредственно не определяют генезис отложений, но дают объективную картину изменчивости отложений и, в отличие от первой группы способов, показывают характер и тенденции таких из-

менений, что облегчает дальнейший генетический анализ.

3. Использование различного типа генетических диаграмм. Следует, однако, помнить, что эти диаграммы часто не дают достоверных и однозначных результатов. Это связано прежде всего с тем, что положение точек на диаграммах определяется главным образом динамикой среды отложений, которая может быть одинаковой или близкой в разных фациях. Кроме того, структура обладает определенной «консервативностью». При переложении осадка в ней сохраняются, наследуются особенности исходных пород и осадков. Так, некоторые современные золотые пески Каракумов попадают на генетических диаграммах в поле речных осадков. Это связано с тем, что пески являются древним аллювием Амударьи слабо перевеяны ветром и сохранили еще многие признаки аллювиального происхождения [Гросгейм В. А., Рожков Г. Ф., 1971 г.].

Все это лишний раз показывает, что пользоваться данными о структуре для генетических построений надо осторожно и только в комплексе с другими материалами.

### **Генетическое значение текстуры пород**

Тектурные особенности пород, такие, как характер слоистости и разнообразные знаки на границах пластов, ориентировка фрагментов породы, имеют очень большое значение для выяснения условий их происхождения. Вместе с тем сейчас становится все яснее, что непосредственно устанавливать фации по этим текстурным признакам невозможно. Дело в том что текстурные признаки характеризуют в какой-то степени динамику среды переноса и отложения, а эта динамика, как уже неоднократно отмечалось, может быть одинакова или похожа в разных фациях, и тогда одни и те же текстуры будут встречаться в отложениях различных фаций. Так, поступательное движение воды, образующее косую слоистость, отмечается в реках, озерах, морях, временных потоках. Кроме того, в одинаковых или близких фациях могут возникать несколько различные формы движения среды осадконакопления. Например, в русловых фациях она имеет поступательный

характер в стрежневых участках и часто колебательный — в краевых зонах потока, что ведет к появлению разных текстур. Все это не позволяет абсолютизировать текстурные признаки и использовать многие из них непосредственно для однозначного определения фаций, однако изучение их тем не менее необходимо, поскольку дает важный дополнительный материал для фациального анализа, главным образом для выявления характера, направлений и скорости движения среды осадконакопления (А. В. Хабаков в 1948 г. назвал эту отрасль динамической палеогеографией).

Рассмотрим генетическое значение некоторых текстур.

**Слоистость** несмотря на разнообразие форм ее проявления, в конечном счете отражает изменение гидродинамики среды переноса и осаждения, поэтому разные виды слоистости характеризуют разную гидродинамику. Среди наиболее распространенных горизонтально слоистых текстур (рис. 70) остановимся подробнее на интерпретации тонкой правильной слоистости, приобретающей иногда вид микрослоистости (см. рис. 70,а). Эта текстура представляет особый интерес для геологов-нефтяников, так как часто характеризует условия накопления толщ, обогащенных органическим веществом, которое впоследствии может генерировать углеводороды. Происхождение такой слоистости может быть достаточно разнообразным. Нередко она обусловлена сезонными изменениями климата (наиболее известный пример в этом отношении представляют так называемые «ленточные глины»), она может встречаться и в мелководных и, напротив, в очень глубоководных отложениях. Но во всех случаях независимо от причины образования общим необходимым условием ее формирования является спокойная обстановка в придонном слое, так как отсутствие волнения и придонных течений, которые взмучивали бы осадок, способствует сохранению тонкой слоистости.

Такие условия существуют в небольших озерах (в них, например, формируется «ленточная слоистость»), а также в заливах, хорошо защищенных от ветра и морского волнения. Современными примерами такого типа являются, в частности, фиорды Скандинавии, где иногда даже существует сероводородное за-

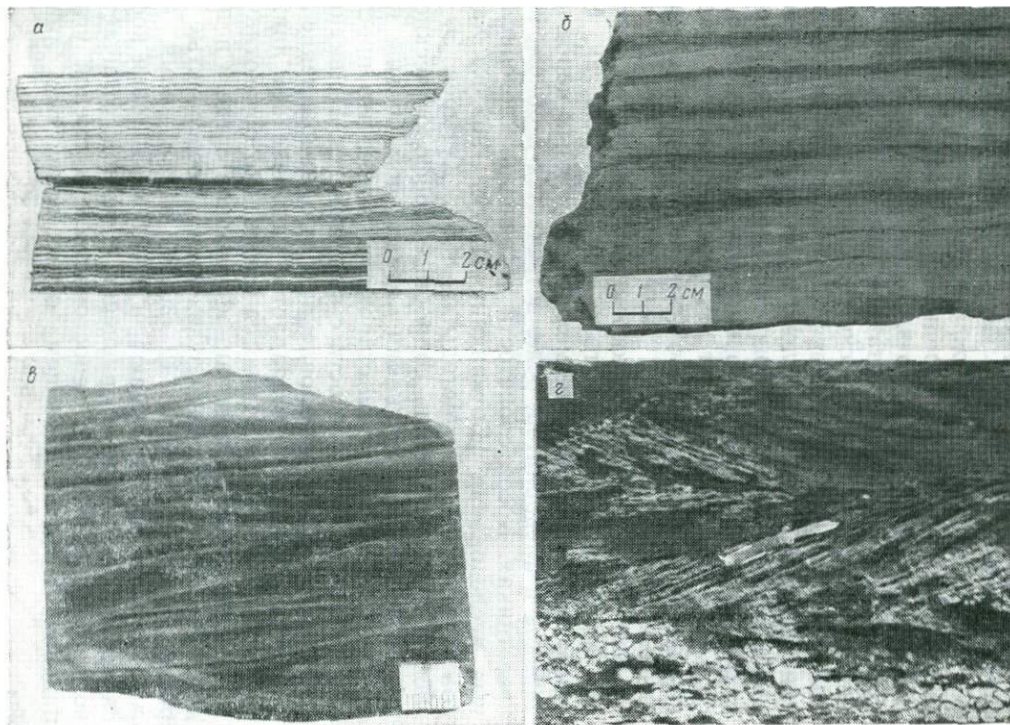


Рис. 70. Различные типы слоистости

*а* — тонкая горизонтальная (межсолевые глины соленосной толщи среднего миоцена Армении); *б* — пологоволнистая слоистость (нижний титон, верховья р. Эшкакон, Северный Кавказ); *в* — перекрестная слоистость со срезанием косослоистых серий; *г* — разнонаправленная косяя слоистость (средний — верхний плиоцен, окрестности Севастополя).

ражение. Наконец, тонкослоистые осадки формируются и в открытых морях. Это либо изолированные котловинные и достаточно глубоководные моря типа Черного моря, либо отдельные более глубокие впадины среди обычных шельфовых морей, как это наблюдается, например, в Балтийском море, где в отдельных депрессиях — «иловых впадинах» идет накопление тонкослоистых илов с высоким содержанием органического вещества. Как правило, в этих породах нет или мало донной фауны, которая могла бы нарушать первичную текстуру. А раз обстановка осаждения очень спокойная, нет перемешивания вод, то нередко здесь возникает и дефицит кислорода (поэтому-то здесь нет или мало и донной фауны), что способствует накоплению и, главное, сохранению в осадке органического вещества, из которого впоследствии образуется нефть. Многие нефтематеринские толщи имеют тонкослоистое строение и формировались в очень спокойной обстановке. При наличии небольшого волнения, которое лишь в сравнительно небольшой мере взмучивает и перерабатывает осадок, возникают пологоволнистые (см. рис. 70,б) и линзовидно-волнистые текстуры.

Важной для генетического анализа слоистой текстурой является косая слоистость (см. рис. 70,в, г). Она наиболее характерна для мелко обломочных пород-песчаников и алевролитов, реже встречается в обломочных известняках. Косой слоистости посвящены многочисленные исследования [Ботвинкина Л. Н., 1962 г.; Хабаров А. В., 1951 г.; «Методы...», 1957, Кутырев Э. И., 1968 г.], имеются очень подробные морфологические и генетические классификации, однако чем больше изучается этот вопрос, тем становится яснее, что простой связи типа косой слоистости с фациями нет. По-видимому, можно считать установленным, что направление падения косых слоев совпадает с направлением движения среды отложения. Имеются также некоторые отличия косой слоистости, образованной в водной среде и в воздушной. Так, в эоловых отложениях косослоистые серии достигают иногда 12—30 м, в то время как в водных они не превышают 1,0—1,5 м. Эоловая косая слоистость, особенно в сравнении с речной, отличается волнистыми слоями, непостоянством и сменой углов падения, частым срезанием одних волнистых линий

другими. При наличии косо́й слоистости следует проводить массовые замеры падения косо́х слоев в различных точках, по результатам этих замеров строить диаграммы-розы преобладающего падения в каждой точке (разрезе), а затем нанести на карту около каждого

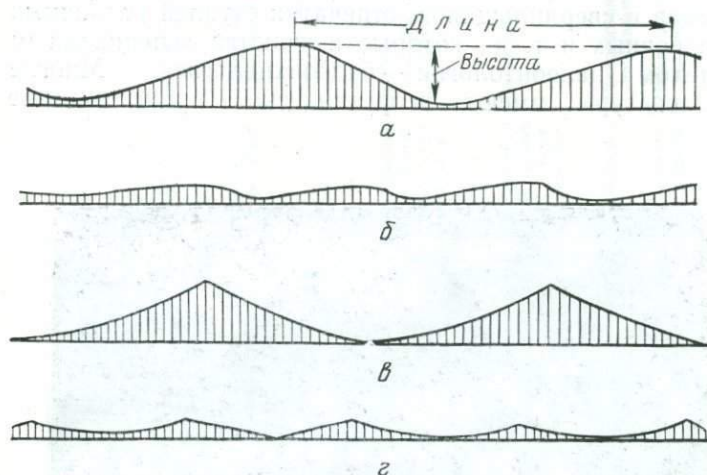


Рис. 71. Типы знаков ряби (по Шроку):

*a* — водных потоков с величиной индекса около 5, *б* — эоловая с высоким индексом; *в* — волновые с небольшим индексом (на малых глубинах вершины гряд обычно закругляются), *г* — волновые с большим индексом

пункта наблюдения преобладающие направления падения слоев в этой точке. При большом количестве замеров на карте появляется сетка основных направлений течений — гидрографическая сеть, система морских течений и т. д.

Установление течений в бассейне имеет большое значение. Они приносят кислород и обеспечивают окислительную обстановку седиментации, определяют характер осадков и их распределение, расселение водных организмов и разнос их после гибели, т. е. определяют многие важные фациальные особенности отложений. Поскольку они откладывают, как правило, грубый материал, то в зонах ископаемых течений формируются коллекторские толщи, которые могут содержать залежи нефти и газа.

**Знаки на поверхности слоев** чрезвычайно разнообразны. Многие из них хорошо изучены и их происхождение не вызывает сомнений, значение других (многие иероглифы во флишевых толщах) — до сих пор не ясно. Ряд таких текстур образуется в результате жизнедеятельности организмов. Это следы ползания, следы илоедов и сверлильщиков, отпечатки ступней различных позвоночных и т. д., которые изучаются специальным разделом палеонтологии — палеоихнологией. Многие же текстуры имеют неорганическое происхождение

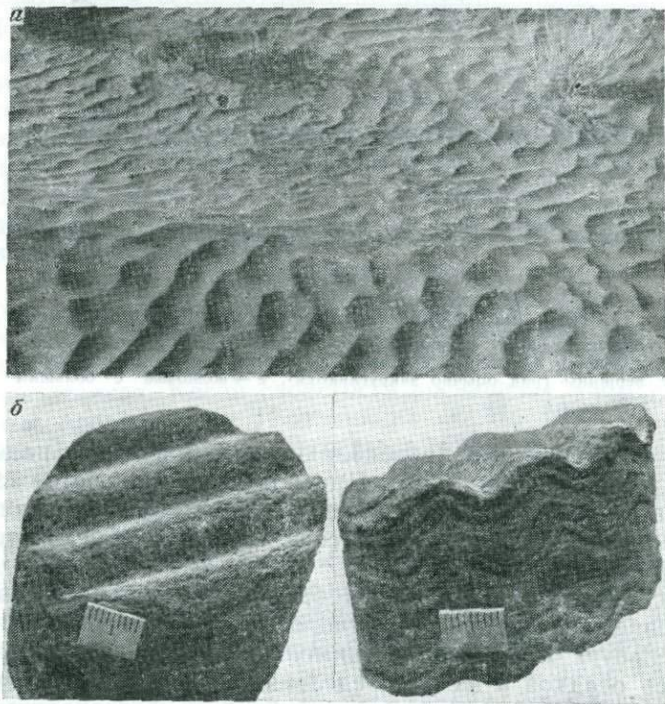


Рис. 72. Знаки ряби на поверхностях слоев: *а* — современная эоловая (центральные Кызылкумы), *б* — симметричная водная волновая (средний карбон, Приуралье, площадь Татарский Нагадак, скв. 34, интервал 832—836 м)

## Признаки знаков ряби различных типов

Основные признаки	Водная рябь		Эоловая (ветровая) рябь
	волновая	течений	
Длина волны, $l$ (расстояние между вершинами гребней)	От 0,5 до 50 см, обычно 2—10 см	Колесблетя в широких пределах: от 2—3 см до 2—3 м	Обычно от 1 до 10 см, реже до 25 см
Высота волны, $h$ (превышение гребня над ложбинкой)	От немногих миллиметров до нескольких сантиметров. В одной системе равномерная, почти не изменяющаяся	Колесблетя в широких пределах: от 2—3 мм до 40—50 см. Быстро меняется по простиранию	Обычно несколько миллиметров. Меняется по простиранию
Индекс ряби, $l/h$ (отношение расстояния между вершинами соседних валиков к их высоте)	В пределах 5—10; у волноприбойных—5—20	Низкий: 4—10	Высокий: больше 15, иногда до 100
Форма	Симметричная. Гребни острые, иногда округленные, углубления полого округлые более широкие, чем гребни. В волноприбойной зоне могут быть ассимметричны. Хребтики относительно параллельны	Ассимметричная. Крутой склон направлен по течению. Хребтики прямолинейные волнисто- и дугообразно изогнуты, различной длины, иногда короткие	Ассимметричная с пологим наветренным склоном. Хребтики дугообразно изогнуты
Взаимоотношение в плане	Хребтики приблизительно параллельны и расположены на примерно равных расстояниях друг от друга	Хребтики обычно почти параллельны и находятся на приблизительно равных расстояниях; при вихревых движениях воды могут располагаться беспорядочно	Близкое к параллельному
Ориентировка в пространстве	Обычно параллельна береговой линии	В общем случае хребтики перпендикулярны направлению течения	Разнообразная в зависимости от направления ветра
Внутреннее строение	Легкий материал скопается на гребнях, более тяжелый—в углублениях	Легкий материал скопается на гребнях, более тяжелый—в углублениях	На хребтиках зерна крупнее, чем в углублениях

и формируются под действием агентов внешней среды.

Довольно часто встречаются и подробно изучены знаки ряби на поверхности слоев (рис. 71, 72). Они образуются при действии на осадок водных или воздушных течений, а также волн. Раньше считалось, что водная рябь всегда образуется на очень небольших глубинах и может быть поэтому важным признаком мелководья. В настоящее время знаки ряби обнаружены на

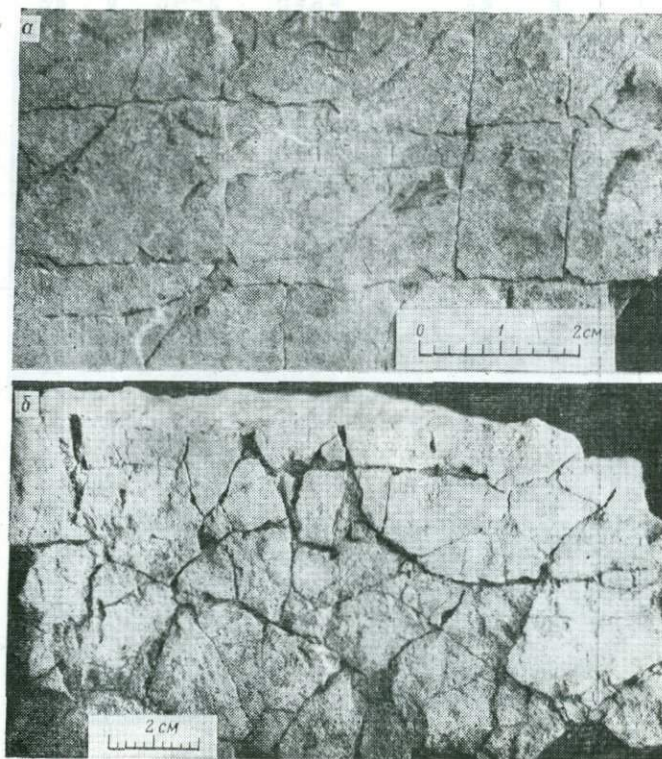


Рис. 73. Трещины усыхания на плоскостях наележения: а — озерный известняк (верхняя юра, Каратау, Казахстан), б — доломит супралиторальной фации (венлок-лудлов), о. Сааремаа, Эстония)

поверхности осадка в океанических глубинах; делаются попытки выявить отличие ряби мелководной и глубоководной, однако четкого их различия пока не установлено. Тем не менее имеются достаточно определенные отличия ряби эоловой от ряби водной и ряби, образованной и в результате течений (поступательное движение воды) и вследствие волнений (колебательное движение воды). Сопоставление некоторых характерных признаков различных видов ряби [Наливкин Д. В., 1956, «Атлас...», 1962 г., «Методы...», 1957 и др.] приведено на рис. 71 и в табл. 14.

Таким образом, наблюдения над знаками ряби позволяют установить среду отложения (водную или воздушную), характер движения транспортирующего агента (направленное, поступательное или колебательное) и направление течения.

На поверхности глинистых и алевролитовых, а иногда и тонкозернистых карбонатных пород, отмечаются трещины высыхания (следы растрескивания). Форма, размер, глубина трещин весьма различны (рис. 73). Важное значение этих текстур заключается в том, что они формируются в периоды осушения влажного осадка. Тем самым их наличие свидетельствует либо о крайней мелководности бассейна и его периодическом осушении, либо о континентальной обстановке с сухим климатом, с редкими, но обильными осадками (образования типа современных пустынных такыров).

### § 3. ИЗУЧЕНИЕ ОСТАТКОВ ДРЕВНИХ ОРГАНИЗМОВ И СЛЕДОВ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Осадочные толщи, с которыми имеет дело геолог-нефтяник, нередко содержат большое количество органических остатков, наличие которых во многом способствует воссозданию условий образования самих осадков. Поэтому важно хотя бы кратко рассмотреть вопросы использования этих остатков и следов жизнедеятельности непосредственно для фациального анализа.

Методические приемы использования остатков организмов для целей фациального анализа и ряд конкрет-

ных примеров можно найти в работах Р. Ф. Геккера (1941, 1948, 1957, 1967 гг. и др.), Б. П. Марковского (1966 г.) и др.

В ряде случаев уже простое определение состава организмов позволяет сделать некоторые выводы об условиях осадконакопления. Так, кораллы, замковые брахиоподы, трилобиты, морские ежи и лилии, головоногие моллюски, многие рыбы (например, акулы) являются исключительно морскими животными. Беззамковые брахиоподы, многие гастроподы, пелециподы (антракозиды), некоторые остракоды, филлоподы, эвриптерусы и другие преимущественно обитали в бассейнах с нарушенным гидрологическим режимом.

Для более детальных и точных выводов необходимо прежде всего установить — биоценозы или танатоценозы представлены в изучаемом материале.

Биоценоз — это население данного участка, сформировавшееся за определенное время под влиянием всех особенностей среды, свойственных этому участку. Место обитания биоценоза называется биотопом. Иными словами, в биотопе мы встречаем остатки организмов в среде их обитания в прижизненном положении и (или) практически не испытывавшие переноса. Танатоценоз — это посмертное скопление организмов, нередко разных биоценозов, поскольку захоронение происходило не в местах их жизни, а на участках, куда остатки организмов переносятся после смерти и которые называются танатопами. Ископаемые биоценозы прежде всего характеризуются автохтонным залеганием органических остатков и следов жизнедеятельности: наличием остатков колониальных и одиночных организмов (кораллов, мшанок, археоциат и др.) в положении роста, прирастающих и прикрепляющихся беспозвоночных (брахиопод, пелеципод, серпул и др.) в прижизненном положении, ходов червей и других илоедов, норки зарывающихся в ил (солены, лингулы и др.) и сверлильщиков твердого грунта, корневой системы растений и т. д. Захороненные биоценозы содержат остатки организмов, в том числе одних и тех же видов самых различных размеров и без всяких следов переноса (дробления, окатывания и т. д.).

Танатоценозы отличаются аллохтонным залеганием остатков организмов. Для них обычны разрозненность

сворок двустворчатых раковин (брахиопод, пелеципод, остракод и др.), сортировка раковин по размерам, определенная их ориентировка, наличие обломков раковин, признаки их окатывания и др. В танатопах могут встречаться остатки организмов, судя по экологии которых можно утверждать, что они никогда не обитали вместе.

О биоценозах и танатоценозах косвенно может свидетельствовать литология тех пород, в которых они заключены. Так, тонкозернистые осадки, образующиеся в спокойных условиях, часто содержат биоценозы, в то время как в грубозернистых, формирующихся в обстановке активной гидродинамики, чаще могут встречаться танатоценозы. Нельзя, конечно, это положение возводить в абсолют, так как в зоне волнений и грубых осадков могут сохраняться толстостенные раковины или остатки прирастающих и сверлящих организмов.

### **Фациальное значение ископаемых биоценозов**

Значение ископаемых биоценозов состоит в том, что на основании экологии входящих в него организмов можно восстановить многие физико-химические черты среды их обитания.

Прежде всего следует отметить, что нахождение весьма разнообразной фауны и флоры, представленной не только различными группами, но и различными родами и видами, хотя количество особей каждого вида может быть и невелико, свидетельствует об условиях, благоприятных для существования в данной среде различных организмов, в частности, о нормально морских условиях. Напротив, однообразие видового состава и очень большое количество особей этого вида указывает на специфические условия, когда мог сохраниться только один вид (или несколько видов), который, не встречая конкуренции со стороны других организмов, дал большое число особей. Отклонения от оптимальных условий могут быть вызваны самыми разнообразными причинами. Для морских обстановок это изменения солености, температуры, особенности гидродинамики и т. д. Для выяснения конкретных из них необходимо привлекать дополнительные данные. Так, если в изучаемых отло-

жениях встречаются остатки только эвригаллиных форм, то это связано, видимо, с изменениями солености. Высокая степень подвижности воды в условиях незначительной глубины приводит к тому, что здесь развиваются только те организмы, которые приспособились противостоять переносу водой. Однако хорошая аэрация придонных вод обуславливает интенсивное количественное развитие в этих условиях качественно бедных биоценозов в виде разнообразных ракушнякаков. Банковые ракушняки, в отличие от намытых, представляющих собой танатоценоз, сложены обычно раковинами одного вида, характеризующегося неподвижным образом жизни на поверхности грунта, причем раковины толстостенны или грубоскульптурованы и не несут следов переноса и механической сортировки. В современных морях это устричные и мидиевые банки, в мезозойских и кайнозойских водоемах банковые ракушняки формировались преимущественно раковинами семейства устриц, в палеозое из брахиопод — пентамерид и продуктид, реже из двустворчатых моллюсков (мегалодонтид).

Обеднение видового состава с глубиной идет параллельно с уменьшением и их количества (в отличие, например, от качества однообразной фауны холодных морей).

Количественный анализ видового состава ископаемых организмов должен быть дополнен детальным исследованием различных экологических групп организмов (их наличия, количества, разнообразия, морфологии и размеров и т. д.). Отметим в связи с этим некоторые основные экологические группы и их значение для фацциального анализа.

Планктонные (диатомеи, радиолярии, некоторые фораминиферы), псевдопланктонные (прикрепляющиеся к плавающим водорослям моллюски, некоторые брахиоподы, мшанки) и нектонные (рыбы) организмы не характеризуют непосредственно условия морского дна, но могут дать указания на солевой режим водоема, иногда его глубину (например, по находкам рыб со светящимися органами). Поскольку они входят в ископаемый танатоценоз, их фацциальное значение будет рассмотрено ниже.

Наличие ползающих по дну организмов может сви-

детельствовать об относительно нормальном газовом режиме, т. е. наличии в придонной части бассейна кислорода, которым дышат эти организмы. Многие пеллециподы перемещаются по дну, зарывая в ил ногу. Следовательно, их нахождение свидетельствует о мягком илистом грунте. Находки унионид будут указывать на опресненный характер водоема, и т. д.

Наличие зарывающихся организмов также свидетельствует об илистом рыхлом характере грунта. Эти организмы могут жить на самых различных глубинах и часто даже в обстановке недостатка или отсутствия кислорода (лингулиды, леды, синдесмны).

Важное фаціальное значение имеют различные камнеточцы или сверлящие организмы. Сверлильщики есть среди двустворчатых и брюхоногих моллюсков: губок, червей, морских ежей и ракообразных, причем в ископаемом состоянии большинство сверлильщиков не сохраняется и наблюдаются только следы их жизнедеятельности. Хищные брюхоногие, которые сверлят раковины других беспозвоночных, оставляют только отверстия в последних. Сверлильщики каменного грунта оставляют после себя норки, в которых из всего разнообразия организмов могут изредка сохраняться только моллюски (поскольку эти организмы обитают в твердом грунте, они защищены от волнений и хищников и не нуждаются в мощной раковине; последняя отличается тонкостенностью и хрупкостью и обычно быстро растворяется). Сами норки имеют колбовидную форму с более узким отверстием. Объясняется это тем что организм начинает сверлить норку еще в молодости, со временем он растет и, постепенно углубляясь, все более и более расширяет ее. В итоге выбраться оттуда он не может и остается в норке. Такая форма углубления позволяет безошибочно определять, что ее образование не связано с абиогенными процессами, хотя очень часто они описываются как капли дождя.

До сих пор не известны сверлильщики в озерах и озерных отложениях, поэтому они, видимо, являются важными показателями моря. Поскольку сверление возможно только в твердом скальном грунте, то обнаружив эти следы, можно твердо и однозначно говорить о характере грунта. Скальный же грунт встречается не часто и только в определенных зонах моря. Это, во-пер-

вых, скальные побережья, и по находкам сверлений можно очень точно фиксировать положение береговых линий древних бассейнов, а это имеет не только палеогеографическое, но и важное прикладное значение. Прибрежная зона — это своеобразная «драга», где отсеиваются многие легкие обломочные минералы и остаются тяжелые, в результате чего образуются рассыпные месторождения таких важных минералов, как золото, касситерит, титаномagnetит, циркон, монацит и др. Наличие прибрежных камнеточцев позволяет решать и некоторые тектонические вопросы. Классическим в этом отношении стали колонны древнеримского храма Сераписа около итальянского г. Поццуоли, которые в нижней части источены литофагами. Это свидетельствует о том, что после постройки территория была погружена под уровень моря, а затем вновь приподнялась, причем, зная дату постройки, можно точно измерить амплитуду перемещения.

Кроме береговых скал твердый грунт может быть обнажен и в пределах самих бассейнов на том или ином расстоянии от берега. Это либо рифовые постройки, либо участки дна с активными донными течениями, которые препятствуют осадконакоплению и отмечают перерывы в осадконакоплении даже без вывода данного участка выше уровня моря. Такие подводные перерывы называются рецессиями, или диастемами.

Сверлильщики могут поселяться также на твердых предметах среди относительно рыхлого грунта — на крупных раковинах, гальках и т. д. В этом случае можно говорить о медленном накоплении осадка, который не перекрывал твердые обломки, или о перерыве в осаднении под действием течений.

Большая группа беспозвоночных укрепляется на дне. Прикрепление организмов к субстрату бывает самым разнообразным — это и особые органы мягкого тела и выросты-щипы, выполняющие функцию якорей, и непосредственное прикрепление цементацией. Если организмы с двумя первыми типами прикрепления обитают в условиях относительно рыхлого грунта, то прирастающие обитают на твердом грунте или начинают свое развитие на твердых обломках, раковинах и т. д. Твердое же дно, как отмечалось, может характеризовать

береговую линию или области сильных донных течений, где осадки не отлагаются.

Важное значение среди прикрепляющихся организмов играют водоросли. Поскольку водоросли — фотосинтезирующие организмы, для жизни им нужен свет, а он не проникает на большие глубины. Поэтому донные водоросли являются надежными показателями малых глубин. При средней прозрачности воды синезеленые обитают на глубинах не более 20 м, зеленые — 50 м и только багряные, которые могут использовать наиболее глубоко проникающие в воду лучи, опускаются в ряде случаев до глубин 150 м. Другое важное обстоятельство, на которое указывают водоросли, — это окислительная среда в воде и придонном слое, так как водоросли в процессе фотосинтеза выделяют кислород. Наконец, заросли водорослей резко смягчают волнение и дают возможность обитать даже в мелководье организмам с хрупкими тонкостенными раковинами.

Вообще ископаемые донные биоценозы, а особенно свободно лежащие и прикрепленные ко дну организмы, очень тесно связаны с местными условиями среды и четко ее отражают. Зная их экологию, можно уверенно говорить о солености, газовом режиме придонных слоев воды (в абсолютном большинстве нормальном, т. е. содержащем кислород), подвижности воды и т. д. Важную роль в этих реконструкциях играют форма, размер твердых выделений, характер скульптуры, которые меняются под действием различных факторов, определяемых как условиями среды, так и физиологическими особенностями самих организмов. Например, в обстановке активного волнения или сильных течений все бентонные формы, обитающие на поверхности грунта (эпифауна), имеют толстые массивные раковины, поскольку их труднее снести с места и раздробить. Этим же целям служат различные якорные устройства, прикрепление цементацией, наличие грубой скульптуры. Последняя в виде ребер и шипов сохраняет достаточную жесткость раковины при уменьшении массы, а также увеличивает степень сцепления ее с грунтом и препятствует сносу. Для донной фауны, обитающей в спокойной гидродинамической обстановке, все это усиление не нужно, и она отличается сравнительно меньшими размерами, тонкими и слабо скульптурирован-

ными раковинами. Различный характер раковин организмов обитающих в спокойной и активной гидродинамической обстановках, отмечается не только для различных групп, но и для одних и тех же видов. Колониальные организмы — кораллы, строматопороидеи, мшанки и другие — в зоне волнений имеют уплощенную, стелющуюся, караваеобразную и лепешковидную форму, а в спокойных водах — ветвистую, столбчатую и т. д. Естественно что инфауна т. е. зарывающиеся и всверливающиеся организмы, даже в условиях волнений также имеют тонкие хрупкие раковины, так как защитой им служит сам грунт.

На размер и массу раковин влияют также температура и соленость воды.

В общем виде бореальные организмы или формы, живущие в холодных глубоких слоях, имеют большие размеры, чем обитатели теплых морей (известны и исключения из этого правила, например, моллюски тридакты). Однако при этом толщина стенки, т. е. масса извлекаемого из воды карбоната кальция, у тепловодных организмов обычно больше.

При снижении солености бассейна размер раковин одного и того же вида значительно уменьшается.

Также угнетающе действует на фауну и неблагоприятный газовый режим. В восточной части США в среднедевонских черных битуминозных сланцах залегает пласт известняков Талли, который имеет пиритовый прослой, простирающийся восточнее озера Эри на расстояние более 160 км. Взрослые экземпляры фауны известняка Талли имеют размеры около 5 см, а в пиритовом прослое — не превышают 0,5 см [Бейн Дж. У., 1971 г.]. Это обстоятельство позволяет полагать, что не только осадок, но и наддонный слой воды имел сероводородное заражение, и поэтому сульфиды железа являются седиментационными, а не диагенетическими. Выдержанность прослоя на большой площади подтверждает это предположение.

### **Фациальное значение ископаемых танатоценозов**

При изучении ископаемых танатоценозов следует иметь в виду, что они характеризуют не среду обитания, а обстановку захоронения, и прежде всего ее гидродина-

мику. Наблюдения показывают, что раковинный материал, как правило, далеко не переносится, и поэтому на основе экологии слагающих танатоценоз остатков организмов можно с той или иной степенью вероятности восстанавливать и среду их обитания — соленость, температуру, газовый режим и т. д. Естественно, что чем лучше сохранность органических остатков, тем меньше был перенос и тем более надежны такие реконструкции.

Для выяснения форм переноса и условий отложения органических остатков необходимо исследовать их форму, размеры, отсортированность и ориентировку, т. е. в какой-то мере программа изучения подобна той, что применяется при изучении структуры и текстуры в литологических исследованиях.

Крупные и тяжелые остатки, несущие следы сортировки, свидетельствуют о значительной мощности переносившего их течения, в то время как мелкие, легкие и пластинчатые, т. е. легко транспортабельные, могли переноситься слабыми движениями воды и откладываться в условиях почти полного покоя. Точно также крупные и несортированные обломки, да еще хорошей сохранности, указывают на небольшие расстояния переноса, мелкие же и отсортированные остатки могли переноситься более длительно.

Важные выводы можно получить при наблюдениях над ориентировкой органических остатков. Скелетные образования планктонных форм после гибели организма осаждаются на дно. Если они имеют удлиненную цилиндрическую форму (тентакулиты, стилиолины, птероподы и т. д.), то в спокойной обстановке в придонной части водной толщи бассейна они располагаются параллельно слоистости и без всякой ориентировки. При наличии же движений воды остатки этих организмов не просто вертикально оседают на дно, но и на какое-то расстояние переносятся и приобретают определенную ориентировку. Точно также ориентируются в обстановке течений и остатки nekтона и бентоса. Например, створки раковин пелеципод, брахиопод, остракод и других, имеющих вогнуто-выпуклую форму, располагаются выпуклой стороной вверх. При массовых скоплениях они образуют так называемые раковинные мостовые. Цилиндрические и удлиненно-конические скелетные обра-

зования ориентируются длинной стороной по течению. Правда, не совсем ясно, по течению или против располагается узкий конец раковин. Это зависит, видимо, от способа транспортировки — при переносе во взвешенном состоянии он располагается против течения, если при переносе раковинка соприкасается с грунтом, то она располагается противоположным образом. Поэтому точное определение, откуда именно шло течение, лучше контролировать другими независимыми данными, например, направлением падения косых слойков. При наличии каких-нибудь местных препятствий — выступов рельефа дна, других раковин и т. д. образуются заторы, где, во-первых, удлинённых скелетных остатков становится

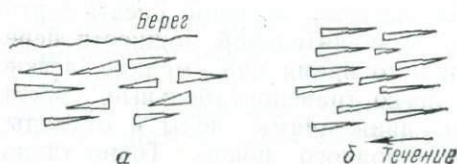


Рис. 74. Ориентировка удлинённых органических остатков в береговой зоне (а) и в зоне действия течений (б) (по Л. Б. Рухину, 1962 г.)

больше и, во-вторых, они ориентируются перпендикулярно потоку. Поэтому на розах-диаграммах часто образуется два взаимоперпендикулярных максимума, из которых более частый ориентирован продольно потоку. В условиях волнения, в отличие от течения, скелетные остатки часто не имеют никакой ориентировки. В то же время прибитые к берегу, они могут образовывать береговые валы, в которых располагаются более или менее параллельно береговой линии, причем распределение суженных концов раковин в ту и другую сторону примерно одинаковое (рис. 74). Это указывает на положение древней береговой линии бассейна.

Выше уже говорилось о значении спокойной обстановки седиментации для формирования нефтематеринских отложений. Тут можно добавить еще одно важное обстоятельство. Источником значительного количества органического вещества в большинстве случаев (за исключением, видимо, более редких образований его за счет зарослей высшей водной растительности типа горючих сланцев зоны *Perisphinctes Panderi* d'Orb Пovolжья) служит планктон, преимущественно бесскелет-

ный<sup>1</sup>. Поэтому если скелетные остатки планктона имеют отчетливую ориентировку и отмечают перемещение вод, то можно полагать, что этим движением, во-первых, бесскелетные остатки уносились и, во-вторых, воды были достаточно аэрированы, и органическое вещество окислялось. Напротив, если по скелетным остаткам планктона можно сделать вывод о спокойной среде осаждения, то и остатки бесскелетного планктона никуда не выносились и при отсутствии движения вод и слабой аэрации не окислялись. Таким образом, спокойная обстановка седиментации, фиксируемая тонкой и правильной слоистостью и отсутствием ориентировки у скелетного планктона и нектона, является благоприятной для сохранения и консервации органического вещества, т. е. создания своеобразного танатоценоза бесскелетных организмов. Но ведь для того чтобы это вещество захоронилось в значительных количествах, необходимо, чтобы оно также интенсивно и продуцировалось и поступало в осадок. Какие же обстановки благоприятны для пышного расцвета жизни, который и обеспечивает необходимое количество органического вещества? Рассмотрим только планктоногенный тип накопления органического вещества, который наиболее ценен для нефтеобразования, так как содержит необходимые для образования сапропелей и углеводородов липоидные и белковые компоненты. Сам планктон не является однородным и состоит из фитопланктона (т. е. микроскопических водорослей) и зоопланктона (т. е. микроскопических животных). Фитопланктон является продуцентом, т. е., используя солнечную энергию, в результате фотосинтеза вырабатывает из воды, углекислоты и минеральных солей органические вещества. Животные, в том числе и зоопланктон, как известно, самостоятельно не производят органические вещества, а используют уже готовые, т. е. являются консументами. В связи с этим прежде всего представляют интерес условия развития именно фитопланктона как первого продуцента органического вещества. Так как жизненной основой водорослей является фотосинтез, то они не могут оби-

<sup>1</sup> Не рассматривая подробно данного вопроса, отметит, что это обусловлено главным образом его неизмеримо большей по сравнению с крупной фауной биологической продуктивностью за счет быстроты смены поколений.

тать на больших глубинах. Действительно, современный фитопланктон заселяет первые 100 м верхней части водной толщи, которая не только пронизана светом, но и хорошо прогрета (В. И. Вернадский назвал ее поверхностной пленкой сгущения жизни). Последние расчеты показывают, что фитопланктон продуцирует в год 550 млрд. т органического вещества в сырой массе, в то время как фитобентос и все консументы — только 56,4 млрд. т [Богоров\*В. Г., 1967 г.].

Кроме света, тепла и углекислоты для жизни нужны и минеральные соли, в частности, содержащие три важнейших биогенных элемента — азот, фосфор и калий. (Именно эти элементы — «три кита плодородия» необходимы для получения полноценных удобрений). Все они извлекают из вод, причем практически неисчерпаемые запасы их содержатся в холодных глубинных водах. Поступление последних к поверхности происходит по склонам дна (явление «апвеллинга»), и тогда в прибрежной части интенсивно развивается планктон, а вслед за ним и самые разнообразные организмы — рачки, рыбы, птицы и т. д. Но подъем холодных вод нередко осуществляется и в результате вертикальной циркуляции в зонах барического минимума, что связано с особенностями циркуляции атмосферы. В этом случае во внутренних частях бассейнов вне связи с суши возникает зона, обогащенная биогенными элементами, где максимально значение показателя продуктивности.

Захоронение же органического вещества в осадке определяется не только его количеством, но и обстановкой седиментации и диагенеза. Если в прибрежных мелководных хорошо аэрируемых зонах оно в значительной степени разрушается и потребляется донными организмами (на шельфе, составляющем только 7,6% дна Мирового океана, сосредоточено, по данным Л. А. Зенкевича, 82,6% всей биомассы бентоса), то в относительно глубоководных, спокойных и слабо аэрируемых, напротив, сохраняется и фоссилизируется. Именно поэтому многие морские нефтегенерирующие толщи формировались в теплом морском бассейне на значительной (в несколько сотен метров) глубине (доманик востока Русской платформы, майкопская свита Северного Кавказа, менилитовая свита Предкарпатья, формация Чаттануга Северо-Американской платформы, формации Де-

лавэр-Маунтин и Бон-Спринг Пермского бассейна США и т. д.).

Выше были рассмотрены условия формирования биоценозов и танатоценозов и показаны некоторые возможности использования их в фациальном анализе. Фактически в практике обычны случаи, когда в комплексе ископаемых организмов часть из них обитала в месте нахождения, т. е. представляет собой биоценоз, а часть принесена сюда из других биотопов, т. е. представляет собой танатоценоз. Естественно, что анализ таких природных ассоциаций организмов должен быть комплексным. Анализ биоценозов позволяет восстановить одни особенности среды, находящихся здесь же танатоценозов — другие. Важно при этом иметь в виду, что необходим разносторонний анализ не только остатков встреченных организмов, но и отсутствующих групп. Выяснение причин их отсутствия может дать дополнительные данные к характеристике обстановки осадконакопления.

#### § 4. ИЗУЧЕНИЕ ФОРМЫ И СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ОКРУЖАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Важное значение в фациальном анализе имеет изучение формы осадочных тел, причем, как и характер взаимопереходов, только она в ряде случаев позволяет установить генетическую природу осадочных образований. Например, для установления биогермов и рифов недостаточно выявить биогермные структуры пород и наличие рифостроителей, а совершенно необходимо доказать холмовидную форму данного карбонатного образования. В случае перекристаллизации и доломитизации, столь частой и характерной в рифах, когда первичные структуры иногда полностью уничтожаются, установление рифовой природы возможно только на основе анализа формы карбонатного массива и его фациальных соотношений с одновозрастными отложениями.

Особую важность для установления фаций приобретает метод анализа форм осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями у геологов-нефтяников, которые имеют дело преимущественно с материалами бурения. Известно, что выход зерна обычно очень невелик, а в ряде скважин и вовсе отсут-

ствует. Диаметр поднимаемого керна, как правило, не превышает 2,5—5 см. Все это значительно снижает возможности литологических и палеоэкологических методов, особенно при исследовании крупных объектов — текстурных особенностей, крупных раковин, колониальных организмов и т. д. Поскольку керн не ориентирован в пространстве, то многие важные моменты не могут быть определены. Так, даже если в керне видна косая слоистость или ориентированно залегают удлиненные фрагменты (раковины, галечки и т. д.), невозможно установить направление течений. Однако практически во всех скважинах проводится широкий комплекс промыслово-геофизических исследований, который позволяет достаточно точно выделить отдельные пласты и пачки, исследовать их распространение, изменение мощности, выявлять размывы, несогласия и т. д. Не касаясь техники и методики работы с материалами промыслово-геофизических исследований скважин, что подробно освещено в монографиях В. Н. Дахнова (1972 г.), В. А. Долицкого (1966 г.), С. С. Итенберга (1972 г.), М. Г. Латышевой, Б. Ю. Вендельштейна, В. П. Тузова (1975 г.) и других, отметим, что они должны полностью использоваться в фациальном анализе.

Форма осадочных тел устанавливается полнее всего построением карт мощностей. Полезно дополнить ее профильными разрезами, которые кроме того позволяют установить характер контактов и взаимоотношений данного тела с вмещающими породами. В зависимости от цели, задачи и масштаба исследований строятся различные карты мощностей. Например, для выявления нижнепермских рифов, установления особенностей их расположения и характера связи со структурой в Волгоградском Поволжье достаточно построить карту мощностей всего карбонатного подсолевого комплекса пермских отложений — ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Локальные участки повышения мощности соответствуют рифам (рис. 75). В других случаях необходимо строить карту мощностей не стратиграфического подразделения в целом, а только одной литологической разности. Например, карта мощностей песчаников какого-либо стратиграфического комплекса, сложенного песчано-глинистыми отложениями, достаточно наглядно отражает распределение гидродинамической

активности в бассейне седиментации. Удлиненные, полого-овальные зоны песчаников могут быть связаны с областями течений, представлять собой бары, аллювиальные образования и т. д.

Учет формы осадочных образований при установлении речных и дельтовых образований можно показать на примере бобриковского горизонта в Среднем Поволжье [Грачевский М. М., Кузнецов В. Г., 1963 г.]. Терригенная толща нижнего карбона на обширной территории имеет примерно одинаковую мощность 5—15 м и лишь в Камско-Кинельской впадине, где условия осадконакопления были иными, мощность ее резко возрастает. Нижняя глинистая часть толщи мощностью 3—7 м относится к малиновскому надгоризонту, верхняя песчано-глинистая — к бобриковскому горизонту. Фауной отложения не охарактеризованы, имеются только следы червей-иллоидов, споры и пыльца. Существенную ясность в выяснение условий их образования внесло изучение мощностей песчаников. Оказалось, что последние образуют узкие вытянутые полосы, причем на севере и северо-западе территории число этих полос сокращается, а к юго-востоку они делятся на большее число все более мелких. Общая мощность горизонта в зоне развития песчаников также увеличивается, например в пределах Большекинельской дислокации до 15—20 м против 5—10 м фоновых значений. Веерообразное расположение песчаников позволило предположить дельтовую природу отложений, причем в отдельных протоках

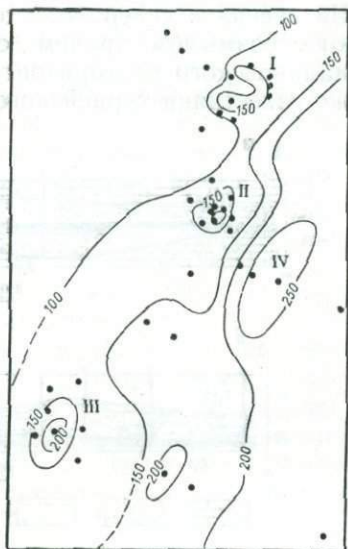


Рис. 75. Карта мощностей нижнепермских подсолевых отложений северо-восточной части Приволжской моноклинали (по В. Г. Кузнецову, Т. И. Хенвину, 1969 г.)

Рифы: I — Уметский; II — Южно-Уметский; III — Чухновостовский; IV — Антиповский.

Рифы выделяются локальным повышением мощностей

и руслах в условиях течения осаждались пески, а вне русел в более спокойных условиях — алевриты и глины. Поступление сюда (во внерусловые зоны) обломочного материала было ограниченным, что и определило меньшую по сравнению с русловыми мощность горизонта. Изучение соотношения песчаников с подстилающими отложениями выявило еще одну важную особенность. На севере и северо-западе русловые песчаники залегают с размывом, причем срезаются не только глины малиновского надгоризонта, но часто и залегающие ниже известняки турнейского яруса (рис. 76,а), в которых

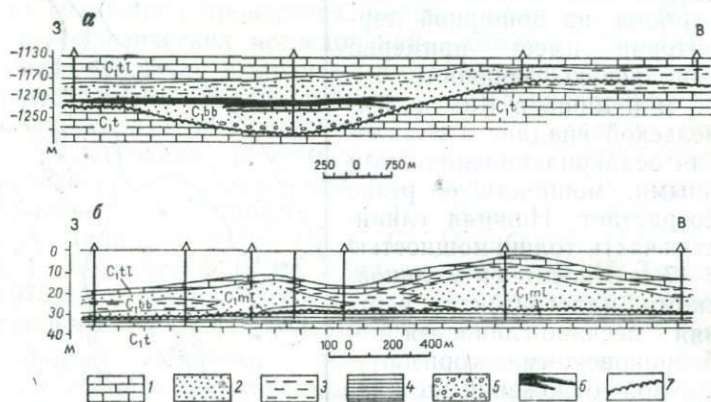


Рис. 76. Литологические профили терригенной толщи нижнего карбона Волго-Уральской области

а — эрозионные русла в Арланском районе (по Г. И. Теодоровичу, 1962 г.); б — аккумулятивные русла на Красноярской площади (по В. Г. Кузнецову и Н. Б. Пийп, 1966 г.).

1 — карбонатные породы турне, 2 — песчаники, 3 — алевриты, 4 — глины, 5 — брекчиевидные песчано-глинистые породы, 6 — прослои каменного угля, 7 — граница размыва

вырабатываются удлиненные эрозионные долины, причем амплитуда вреза достигает 130 м. Южнее и юго-восточнее мощность малиновских глин постоянна как под русловыми отложениями, так и вне их. Таким образом, здесь формируются не эрозионные, а аккумулятивные русла, когда энергии потока уже недостаточно для того, чтобы размывать подстилающие породы (рис. 76,б). Песчаный материал отлагается в руслах и создает положительную аккумулятивную форму. Уменьшение энергии потока, фиксируемое сменой эрозионных русел

аккумулятивными, может быть связано с тем, что надводная дельта (точнее, дельты, так как установлено по крайней мере две реки, одна из которых проходит через Новоибрайкино на Новоелховку, другая — от Южной Елабуги на Азнакаево) переходит в подводную (авандельту). Естественно, что скорость течения потоков в отдельных руслах при впадении в бассейн резко снижалась. Тогда линия, соединяющая участки смены эрозионных форм аккумулятивными в отдельных руслах и проходящая несколько севернее Шугурова и Туймазов, может фиксировать примерно положение береговой линии водоема. Действительно, южнее и юго-восточнее ее разрез отложений между руслами оказывается весьма постоянным и состоит из двух песчано-алевролитовых пластов, разделенных пачкой глинисто-алевролитовых слюдистых пород, причем такой характер разреза выдерживается на больших расстояниях. Постоянство и выдержанность осадков свидетельствуют о том, что отложение их происходило в едином обширном бассейне. Севернее береговой линии породы бобриковского горизонта вне русел либо отсутствуют, и тогда на малиновской аргиллитовой пачке залегают тульские отложения, либо маломощны, тонкозернисты и содержат до трех-четырех пластов автохтонных лимнических углей мощностью не более 0,5—1 м.

Поскольку речь идет о речных и дельтовых образованиях, следует коснуться вопроса о методах реконструкции наземного палеорельефа в подобных палеогеографических обстановках [Котлуков В. А., 1964 г.]. Принципиально ход работы заключается в следующем. В геологическом разрезе выбирается один или несколько опорных слоев (реперов), имеющих региональное распространение и характеризующихся устойчивостью литологических и фаунистических признаков, что должно указывать на идентичность батиметрических условий в бассейне седиментации на всей или большей части площади отложения реперного слоя. Эти опорные слои должны залегать выше (и относительно близко) реконструируемой поверхности перерыва и денудационной деятельности. Вычислив расстояния от поверхности несогласия до реперного пласта, по полученным значениям (со знаком минус) строят карту-схему палеорельефа поверхности перерыва. Этот способ технически не отли-

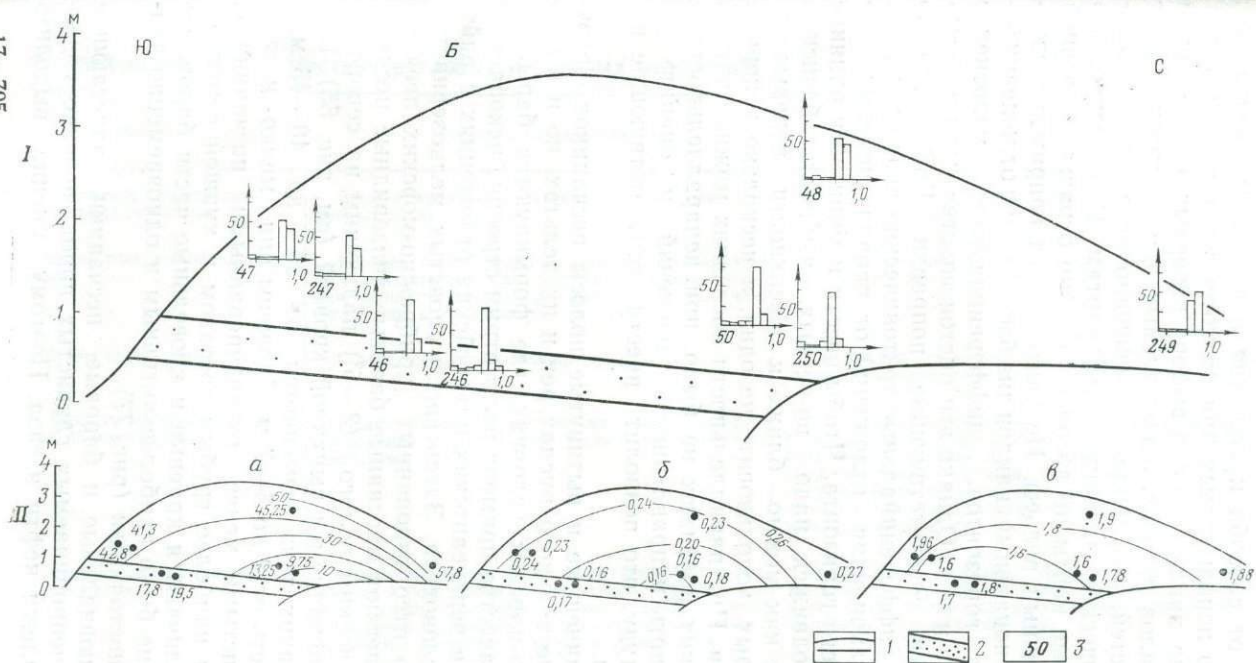
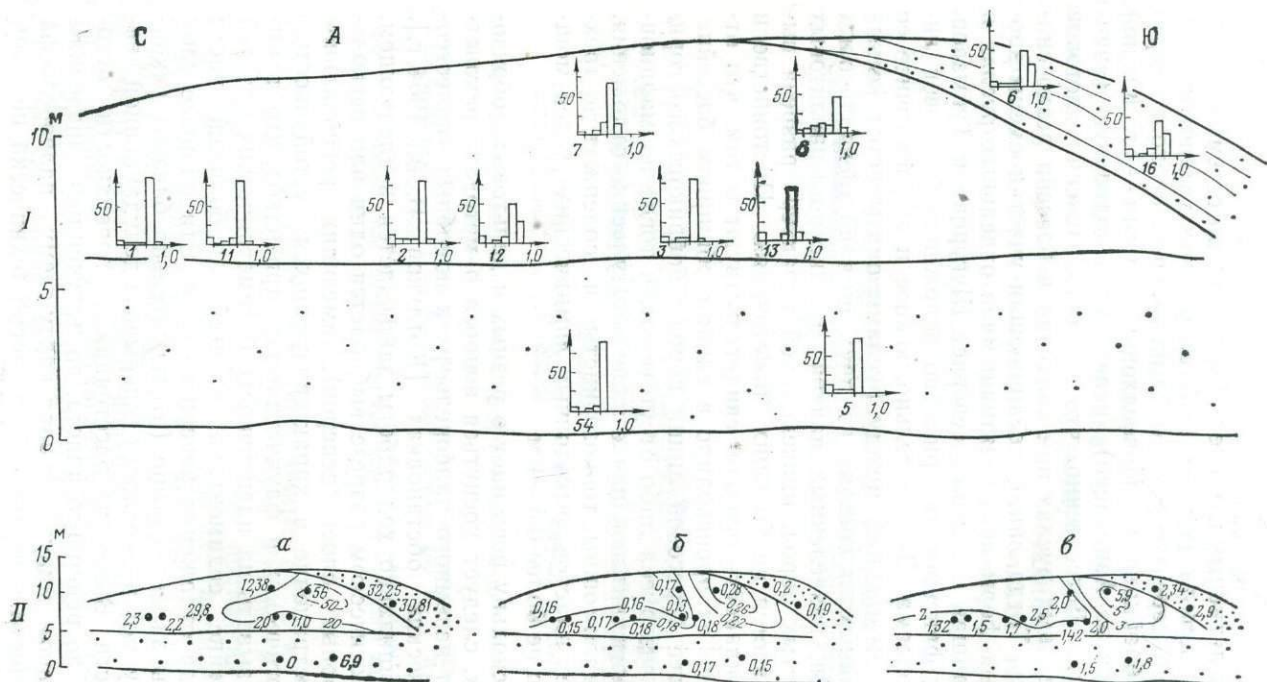


Рис. 77. Гранулометрическая характеристика клансейских отложений (верхний апт) южного склона Боргустанского хребта (окрестности Кисловодска)

Балки: А — Опорт (обнажение левого склона); Б — Родниковая (обнажение правого склона).

I — изменение характера гистограмм в слоистых прибрежно-морских и массивных баровых песчаниках; II — изменение структурных параметров в поперечном сечении линзовидных баровых песчаников: а — содержание фракции >0,25 мм, %; б — медианный диаметр, мм; в — коэффициент отсортированности.

Песчаники: 1 — массивные баровые, 2 — слоистые прибрежно-морские; 3 — номер образца

чается от способа построения карт равных мощностей, широко используемых при палеотектоническом анализе. Разница заключается в выборе реперных горизонтов и интервалов разреза, используемых для построения карт мощностей, что придает совершенно иное, палеогеоморфологическое, значение этим картам. Естественно, что подобные карты не абсолютно точно отражают древний погребенный рельеф. Не учитываются, например первичный региональный наклон дна бассейна при отложении реперных горизонтов, дифференциальное уплотнение осадков и т. д. Однако эти обстоятельства можно учесть и внести соответствующие поправки. Более сложно учесть дифференциальные тектонические движения в период накопления отложений от кровли перерыва до базисного горизонта. Чтобы свести к минимуму влияние этих подвижек, надо, во-первых, выбирать базисные уровни как можно ближе к поверхности перерыва и, во-вторых, использовать не один, а несколько реперных пластов. При параллельности последних можно считать, что таких подвижек не было, при непараллельности — установить направленность движений и оценить их амплитуду, что позволит внести соответствующие поправки.

Удлиненные и вытянутые полосы песчаников образуются не только в руслах рек и их дельтах, но и в прибрежно-морских условиях, где формируются бары.

В качестве примера рассмотрим строение ископаемых баров в верхнеаптских клансейских отложениях в районе Кисловодска. Здесь среди слоистых мелкозернистых хорошо отсортированных прибрежно-морских песчаников залегают массивные баровые линзовидные песчаники с плоским полого ( $3-5^\circ$ ) падающим на северо-запад основанием и выпуклой кровлей (см. рис. 55). Ширина таких линз изменяется от 25 до 40—45 м, а мощность от 2 до 5—7 м. Сложены они мелко- и среднезернистыми менее отсортированными песчаниками, причем наиболее грубым составом и худшей сортировкой отличаются краевые и кровельные части баров, где волнение было наиболее активным и одновременно наименее постоянным (рис. 77).

Аллювиальные и баровые песчаники, залегающие среди непроницаемых глинистых пород, нередко содержат залежи нефти и газа. Поэтому умение выделить

Особенности строения	Русловые образования	Прибрежные бары
Положение относительно региональной структуры	Обычно перпендикулярно общему простиранию осадочных пород	Как правило, параллельно общему простиранию пластов осадочных пород
Форма тела в поперечном сечении	Нижняя граница вогнутая, верхняя более или менее горизонтальна, слои, залегающие в кровле толще, распространены на более широкой площади, чем отложения в основании (см. рис. 44)	Нижняя поверхность почти плоская, а верхняя выпуклая (см. рис. 55)
Форма тела в плане	Обычно извилистая, меандрирующая	Как правило, относительно прямолинейная, отдельные линзы песчаников часто расположены кулисообразно
Характер контактов и замещений по простиранию	Резкие эрозийные как нижние, так и боковые. Отложения по обе стороны русла более или менее одинаковы	Относительно постепенные переходы как вниз, так и в стороны; с одной стороны более резко переходят в морские часто глинистые или мелкозернистые отложения, с другой стороны, лагунной, более спокойный переход в лагунные солоноватые, пресноводные или горькосоленоводные отложения. Как правило, в этой части отмечается низкая проницаемость
Преобладающий тип пород и их структура	Обычно песчаники, однако может существенно меняться в зависимости от типа потока. Зернистость, как правило, увеличивается вниз по разрезу. Вниз по течению сортировка в общем улучшается; максимальный и средний размер зерен уменьшается	Преобладают песчаники. Зернистость увеличивается вверх по разрезу. Изолинии отсортированности, состава и структуры обычно параллельны линиям выклинивания пластов, т. е. простиранию бара
Текстуры	Разнообразная слоистость, в том числе косая; общее падение слоев в направлении течения	Слоистость неправильная, нередко косая, наклоненная к лагуне; знаки волнений; норки роющих организмов
Комплекс органических остатков	Обломки древесины, пресноводная фауна	Мелкоперетертый растительный детрит, очень мелководная морская фауна, часто перебитая до ракуши

подобные фации и прогнозировать области их распространения представляет важную практическую задачу.

Для успешных поисков и правильной экономической разведки вскрытых песчаных образований необходимо знание четких отличий баров от русловых отложений. В обобщенном виде они представлены в табл. 15.

Как видно из табл. 15, первые четыре показателя характеризуют форму тел и их соотношения с вмещающими породами, остальные — облик самих отложений. Кроме того, следует иметь в виду, что охарактеризованы только врезанные эрозионные русловые отложения. Как было показано выше, аккумулятивные образования подобного рода отличаются своими особенностями, и при установлении их отличий от баров нельзя использовать второй и четвертый пункты таблицы. В то же время латеральный переход аккумулятивных русловых образований является дополнительным и очень важным отличием их от баров.

Изучение характера строения и мощностей разнофациальных отложений в комплексе с покрывающими их образованиями позволяет в ряде случаев восстанавливать рельеф морского дна путем количественного определения глубины бассейнов. Установление глубины образования осадков основывается прежде всего на литологических и палеоэкологических данных. Так, наличие бентонных водорослей является надежным показателем мелководности, а остатков рыб со светящимися органами — относительной глубоководности. Однако литологические и экологические исследования не дают определенных количественных сведений о глубине накопления осадка. Более того, если среди мелководных отложений путем сравнения их друг с другом по некоторым литологическим данным, остаткам водорослей и некоторых других групп организмов можно примерно наметить глубину их образования, то при переходе к глубоководным и относительно глубоководным фациям (на глубине ниже 100—1500 м) никаких определенных значений получить не удается.

При анализе соотношений мощностей определяется превышение мелководных обстановок над глубоководными, и если достаточно точно установить глубину образования мелководных осадков, то можно определить и абсолютную величину отложения глубоководных осадков.

Возможность подобных реконструкций основывается на том, что в условиях некомпенсированного прогибания мощности глубоководных отложений, как правило, меньше, чем смежных с ними мелководных, накапливающихся в обстановке достаточно точной компенсации прогибания осадконакоплением. Сформировавшийся в результате этого рельеф позднее выравнивается терригенными, преимущественно глинистыми породами или эвапоритами — гипсами, ангидритами, солями. Очень

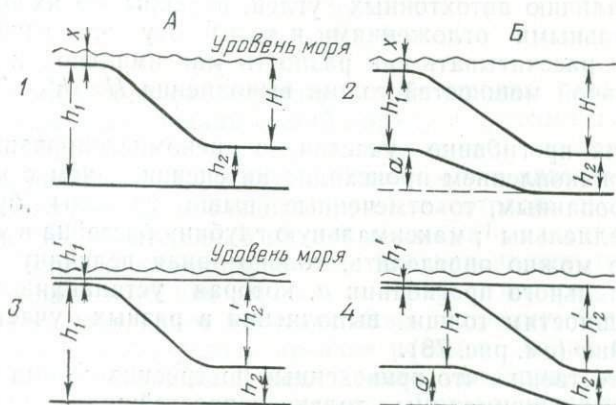


Рис. 78. Принципиальная схема определения глубины бассейна некомпенсированного осадконакоплением: при равномерной скорости прогибания всего бассейна (А) и при неравномерной скорости прогибания разных его участков (Б)

Положение к концу седиментации некомпенсирующих отложений: 1 —  $H = h_1 - h_2 + x$ , 2 —  $H = x + h_1 + a - h_2$ , где:  $a = (h_2 + h'_2) - (h_1 + h'_1)$ ; положение после выравнивания рельефа толщами заполнения: 3 —  $H = h'_2 - h'_1 + x$ ; 4 —  $H = h'_2 - h'_1 + x$

часто образование толщ завершается вблизи уровня моря, что фиксируется автохтонными углями, осадчением калийных солей в обстановке полного выпаривания и т. д.

В самом простом случае прогибание всего района происходит с постоянной скоростью, но в одних участках оно компенсируется осадконакоплением, а в других нет. Это фиксируется параллельностью нижней границы изучаемого подразделения и верхней границы толщи выполнения. При этом максимальная глубина бассейна к концу времени осаднения изучаемого стратиграфи-

ческого подразделения  $H$  равна разности мощностей данного подразделения в зонах компенсации  $h_1$  и некомпенсации  $h_2$  плюс глубина его в мелководной зоне  $x$ , т. е.  $H = h_1 - h_2 + x$  (рис. 78). В случае присутствия рифов, которые формируются практически на уровне моря, или наличия в породах чрезвычайно мелководных водорослей  $x$  можно принять равным нулю, и тогда  $H = h_1 - h_2$ . Если доказано, что образование верхней части толщи выполнения происходит на одном уровне (по наличию автохтонных углей, перекрытию их однофациальными отложениями и т. д.) эту же глубину можно рассчитывать как разность максимальной и минимальной мощностей толщи выполнения  $H = h'_2 - h'_1 + x$ .

Если прогибание участка с некомпенсированным осадконакоплением происходит интенсивнее, чем с компенсированным, то отмеченные выше границы будут непараллельны<sup>1</sup>; максимальную глубину бассейна в этом случае можно определить, только зная величину дополнительного прогибания  $a$ , которая устанавливается по мощностям толщи выполнения в разных участках бассейна (см. рис. 78).

Естественно, что приведенные построения весьма схематичны и применимы только в простейших случаях. Однако, учитывая природные условия и вводя соответствующие поправки, принципиально тем же методом можно определить глубины бассейнов и в других, более сложных условиях. Например, при глинистом характере толщи выполнения необходимо учитывать вторичное уплотнение глин, которое в наибольшей степени сказывается в зоне максимальных мощностей.

---

<sup>1</sup> Непараллельность границ может быть обусловлена тремя причинами: 1) ускоренным прогибанием участка в период отложения некомпенсирующей нижней толщи; 2) ускоренным прогибанием участка в период отложения толщи выполнения; 3) ускоренным прогибанием участка в течение образования обеих толщ.

Не останавливаясь подробно на закономерностях образования некомпенсированных впадин и толщ их выполнения, отметим, что оптимальные условия возникновения некомпенсирующего осадконакопления возникают при интенсивном прогибании. Образование же толщ выполнения происходит в условиях тектонической стабилизации. Учитывая это, можно полагать, что второй вариант является практически не реальным, третий — маловероятным, а первый — наиболее распространенным. Исходя из этого проведены построения на рис. 78.

В природе имеются сложные случаи, когда более активные прогибания ведут к образованию глубоководных бассейнов и одновременно обуславливают накопление больших мощностей отложений (например, в меловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины). При этом рассмотренный выше метод определения глубины бассейна не применим.

\* \* \*

Таким образом, изучение соотношения осадочных тел при исследовании фаций наряду с другими данными позволяет в ряде случаев количественно восстанавливать рельеф эпохи осадконакопления как наземный, так и подводный. В последнее время эта отрасль выделяется в самостоятельный раздел геологии — палеотопографию или палеогеоморфологию. Восстановление древнего рельефа и изучение законов, его определяющих, имеет важное прикладное значение. Оно, например, позволяет научно прогнозировать древние россыпи таких ценных полезных ископаемых, как золото, платина, алмазы, касситерит, титаномагнетит и др. Устанавливаются четкие взаимосвязи размещения залежей угля, огнеупорных глин, многих бокситов, некоторых железных руд и фосфоритов и т. д. с палеорельефом. Все большее значение палеогеоморфология приобретает и в нефтяной геологии, так как многие ловушки углеводородов связаны с положительными формами погребенного древнего рельефа, как наземными (эрозионные останцы, куэсты и т. д.), так и подводными (бары, рифы и др.), которые получили удачное название палеогеоморфологических. Палеогеоморфология определяет и более общие закономерности генерации нефти и газа, их миграции и аккумуляции. Например, в условиях относительно глубоководного некомпенсированного осадконакоплением бассейна формируются осадки, обогащенные планктоногенным органическим веществом, которые после погружения в соответствующие термодинамические условия генерируют углеводороды. Рельеф дна бассейна седиментации характеризуется постоянным первичным наклоном отложений от центральной части к периферии, вверх по восстанию которых может происходить мигра-

ция этих углеводов. Наконец, на периферии в мелководных условиях образуются и коллекторские толщи, и палеогеоморфологические ловушки — рифы, специфические склоновые (клиноформенные) песчаники и т. д.

Палеогеоморфология, применяя разнообразные геологические методы исследования, разрабатывает и свои собственные или позволяет глубже использовать традиционные и по-новому их интерпретировать. Благодаря этому она обогащает и развивает фациальный анализ и палеогеографию, в недрах которых возникла. Например, форму тел или ископаемый рельеф, зафиксированный плотностными границами, можно установить по данным полевой (разведочной) геофизики, чаще всего сейсморазведки в модификациях РИН и ОГТ. Поскольку рельеф определяет фациальные обстановки и фациальный облик отложений, установив его, можно прогнозировать и фаши в те районы, строение которых еще не освещено бурением.

#### § 5. ОСНОВНЫЕ ПРИЕМЫ ФАЦИАЛЬНОГО КАРТИРОВАНИЯ

Естественным и закономерным итогом фациального анализа является картографическое представление его результатов — составление фациальной карты изучаемого стратиграфического подразделения. Она отражает распределение типов осадков данного стратиграфического отрезка с генетическим истолкованием условий их накопления, выявленных путем комплексного исследования отложений<sup>1</sup>.

Исходя из этого определения ясно, что составление такой карты включает два основных момента: во-первых, изображение на карте областей распространения различных типов пород определенного стратиграфического подразделения, т. е. выявление изменчивости отложений по площади и ее закономерностей и, во-вторых, проведение генетической интерпретации полученных данных, т. е. определение условий образования отложений. Наиболее полным и в то же время относительно несложным способом решения первой задачи является

---

<sup>1</sup> Это определение, как и приведенные ниже, сформулированы V Всесоюзным литологическим совещанием, посвященным вопросам фациального и палеогеографического картирования.

составление литолого-фациальной (литофациальной) карты, которая показывает распространение типов пород данного стратиграфического отрезка и обычно не отражает условий их образования. Она может содер-

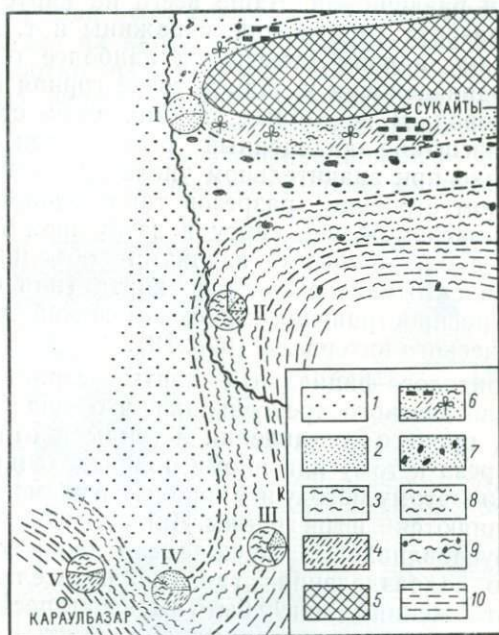


Рис. 79. Литолого-фациальная схема XII горизонта (нижний альб) Каганской группы структур (Западный Узбекистан)

Содержание пород в разрезе (в циклограммах): 1 — гравелитов, 2 — песчаников, 3 — алевролитов, 4 — глин; 5 — область отсутствия отложений; области развития: 6 — глин, алевролитов, песчаников, гравелитов с растительными остатками и углями, 7 — глинисто-алевролитно-песчаных отложений с пластами гравелитов, 8 — глинисто-песчано-алевролитовых отложений с гравелитами и прослоями известняков, 9 — песчано-глинисто-алевролитовых отложений с прослоями известняков, 10 — алевролитно-глинистых отложений

Положение разрезов: I — Азкамар, II — Караиз, III — Джаркак, IV — Караулбазар, V — Сарыташ

жать некоторые генетические данные, основанные только на литологических признаках пород<sup>1</sup>. Ее составление начинается после тщательной документации всех

<sup>1</sup> Таковую карту нередко называют просто литологической, или петрографической.

разрезов, составления литологических или литогенетических колонок, стратиграфической увязки их между собой, подготовки соответствующей легенды. Принципы и детальность выделения литологических единиц могут быть самыми различными. Чаще всего на карте около положения разреза (обнажения, скважины и т. д.) соответствующим значком отмечается наиболее обычная для этого подразделения в данной точке горная порода или набор пород. В некоторых случаях здесь строится в мелком масштабе обобщенный разрез или циклограмма, однако при значительном числе пунктов изучения и сложном строении разрезов такое изображение существенно загромождает карту и затрудняет ее чтение. Точки с одинаковыми значками объединяются в поля и тем самым составляется карта (или схема) площадного распространения типов отложений данного стратиграфического интервала (рис. 79).

Иногда литолого-фациальные карты строят с помощью литологического треугольника, что существенно формализует процесс составления легенды и отнесение каждого разреза к тому или иному подразделению этой легенды. По этому методу все породы изучаемого горизонта объединяются в три группы. Принцип такого объединения обуславливается прежде всего набором пород картируемого подразделения. Так, в исключительно терригенных отложениях могут быть выделены песчаники, алевролиты, глины, в хемогенных — доломиты, ангидриты, соли, при наличии широкой гаммы пород — песчаники и алевролиты, глины, прочие породы и т. д. Соотношения между этими группами пород графически изображаются с помощью треугольника, где каждой вершине соответствует стопроцентное содержание одной из выделенных групп (методика изображения состава трех компонентов на треугольной диаграмме описана в § 3 гл. IV), а сам треугольник разбивается на ряд полей, штрихуемых определенными знаками. Затем в изучаемых разрезах выделяются те три группы пород, которые положены в основу построения треугольника (песчаники — алевролиты — глины, доломиты — ангидриты — соли и т. д.), подсчитывается суммарная мощность каждой из них и определяется процентное содержание относительно общей мощности горизонта. В результате этого разрез горизонта в данной точке будет

охарактеризован тремя цифрами, отражающими относительное содержание каждой из трех групп пород. Найденная на основе этих цифр фигуративная точка попадает в одно из полей треугольной диаграммы, и условный знак поля в виде соответствующей штриховки переносится на карту в месте положения разреза. После обработки всех разрезов на карте появляется ряд условных знаков, соответствующих тем или иным наборам пород, причем сами наборы закодированы в виде отдельных полей классификационного треугольника. В результате объединения одинаковых знаков в единые

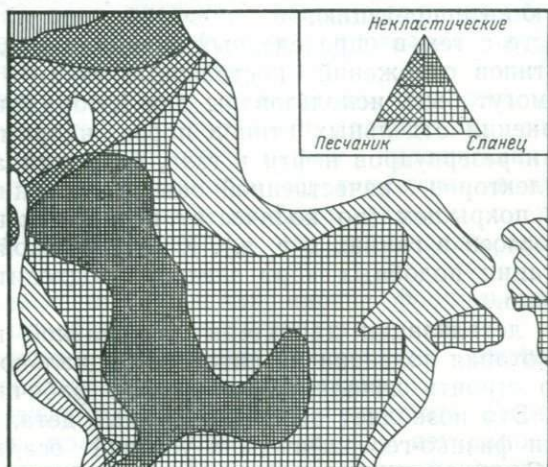


Рис. 80. Литолого-фациальная карта пенсильванской системы одного из районов США [Крумбейн В. К., Слосс Л. Л., 1960]

зоны получается карта, показывающая размещение по площади определенных наборов пород. Она обязательно должна сопровождаться треугольником-легендой (рис. 80).

Как и при любом формальном построении, подобные карты создают видимость «объективности» и независимости от предвзятых мнений, что часто приводит к принципиальным ошибкам. Например, в терригенной толще нижнего карбона Камско-Кинельской впадины в Волго-Уральской области имеются морские, часто

достаточно глубоководные тонкоотмученные глины с тонкостенными брахиоподами и гониатитами и глины углистые, континентальные, лимнические. При построении карты по методу треугольника эти по сути принципиально различные отложения попадают в одно поле. Совершенно естественно, что генетические выводы, основанные на таком «объективном», без предвзятого мнения сгруппированном материале, будут весьма далеки от истины. В то же время при обычном, неформальном построении, на карте будут выделены не просто глины, а отдельно глины с фауной и глины углистые, что даст возможность сделать более правильную генетическую интерпретацию.

Вместе с тем в определенных границах и для некоторых типов отложений построенные таким образом карты могут быть использованы для изображения распространения отдельных типов пород, например при изучении резервуаров нефти и газа, прослеживании пород-коллекторов, качественной оценке экранирующих свойств покрышек (по количеству песчано-алевролитовых прослоев в глинах и т. д.). К генетической же интерпретации подобных карт следует подходить очень осторожно.

Для детализации характера латеральной изменчивости, которая показана на литолого-фациальной карте, полезно строить дополнительно серию рабочих карт и схем. Это позволяет выделять важные детали и особенности физико-географических условий осадконакопления. Сюда относятся карты песчанистости, описанные ранее (§ 2) схемы изменения гранулометрических параметров (медианного диаметра, отсортированности и т. д.), распределения типов гистограмм, отдельных аллотигенных минералов или терригенно-минералогических провинций, схемы распространения и экологического состава фауны и флоры и т. д.

Литолого-фациальная карта является объективной основой для перехода к фациальной, этот переход заключается в реконструкции условий образования осадков, выполняемой на основе генетической интерпретации показанного на литолого-фациальной карте характера изменчивости с привлечением всего комплекса данных, полученных при изучении остатков фауны и флоры, различных генетических диаграмм, структурных

и текстурных особенностей отложений, морфологии осадочных тел и их взаимоотношений с вмещающими породами и т. д.

Поскольку особенности изменения мощностей часто помогают выяснению условий образований осадков, на фациальной карте полезно совмещать изопахиты и литологию изучаемого комплекса; возможен также показ некоторых генетически важных особенностей отложений, наличия и характера органических остатков и т. д.

На подготовленной таким образом основе показываются условия образования отложений. Для этого используются цвет, введение новых условных обозначений, буквенная или цифровая индексация отдельных фациальных зон и т. д. (рис. 81).

Фациальные карты желательно дополнять одним или несколькими фациальными профилями, расположенными более или менее вкрест простирания фациальных зон и проходящими через пункты, в которых имеются достаточно подробные данные о разрезе (детально задокументированные обнажения, скважины и др.).

Во-первых, на профилях многие фациальные соотношения приобретают большую наглядность.

Во-вторых, независимое построение профилей и карт способствует их взаимной проверке.

Наконец, профили позволяют отразить фациальные изменения, происходящие по разрезу изучаемого горизонта, цикличность строения и смены фациальных обстановок, смещения некоторых фаций в пространстве в период отложения этого статиграфического комплекса и т. д., т. е. детали часто очень важные, которые, как правило, не могут быть отображены на фациальной карте.

В отличие от геологических, фациальные профили строятся без учета современного структурного положения изучаемого горизонта, прежде всего потому, что оно определяется обычно последующими тектоническими движениями, а фациальный профиль отражает обстановки осаднения. К тому же такое построение нередко бывает невозможным чисто технически: при составлении фациального профиля используется, как правило, крупный вертикальный масштаб, в котором

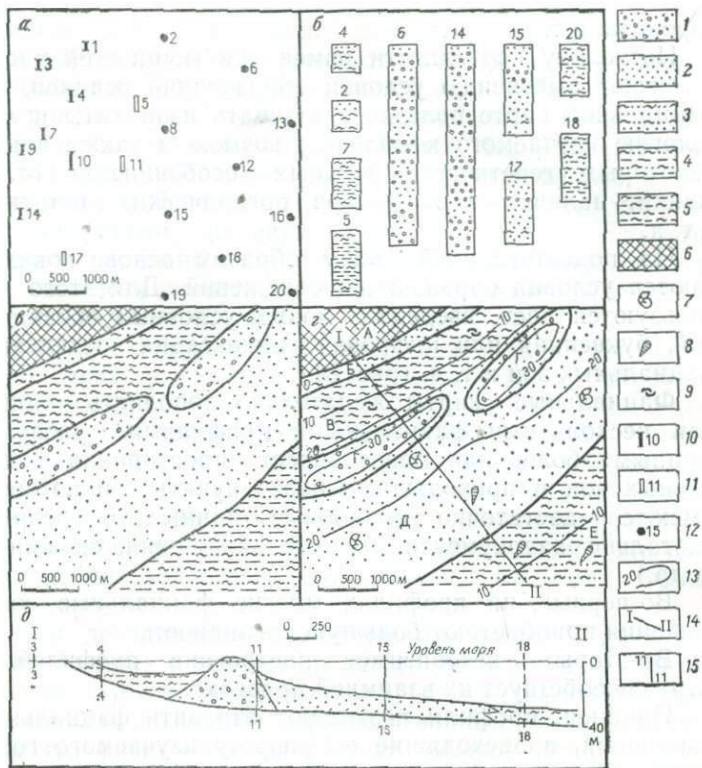


Рис. 81. Схема последовательности составления фациальной карты и профиля

а — схема расположения изученных разрезов, б — литологические колонки основных разрезов, в — литолого-фациальная карта; г — фациальная карта, д — фациальный профиль.

Песчаники: 1 — крупно-среднезернистые плохо отсортированные, 2 — средние и мелкозернистые хорошо отсортированные, 3 — мелкозернистые алевритовые; 4 — мелкозернистые песчаники и алевриты, часто глинистые; 5 — глины и глинистые алевриты; 6 — область отсутствия отложений; 7 — морская фауна; 8 — то же тонкостенная; 9 — солоновато-водная фауна; 10 — обнажения и их номер; 11 — шурфы, канавы и их номер; 12 — скважины и их номер; 13 — изопахиты; 14 — направление профильного разреза; 15 — положение разреза на профиле и его номер.

Фациальные обстановки: А — низменная суша; Б — прибрежно-пляжевые отложения; В — лагунные отложения; Г — бары; Д — отложения мелководно-морской части шельфа; Е — отложения более морской части шельфа

возможность показа структуры практически исключена.

Обычно верхнюю границу стратиграфического комплекса выравнивают, в местах положения разрезов откладывают вниз в соответствующем масштабе мощности, нижние границы соединяются, и внутри нарисованным таким образом контуров стратиграфического комплекса помещаются литологические и фациальные данные. Необходимо, однако, сказать, что подобная рисовка далеко не всегда правильна, и профиль имеет скорее вид литологического или литолого-фациального, но не фациального. Дело в том, что глубины образования осадков различных фаций не одинаковы, существует целый ряд аккумулятивных форм, где повышенная относительно фоновых значений мощность обусловлена не интенсивным прогибанием, а более быстрым накоплением осадков и соответственно ростом вверх (риффы, бары, пересыпи, аккумулятивные русла в дельтах и т. д.).

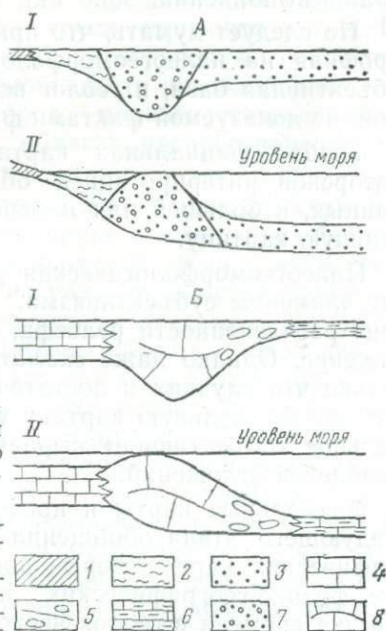


Рис. 82. Фациальные профили, построенные с выровненной кровлей изучаемого стратиграфического комплекса (I) и на палеогеоморфологической основе (II)

A — прибрежные бары; B — рифовые системы, связанные с некомпенсированным прогибанием.

Фацции: 1 — континентальные, 2 — лагунные, 3 — открытого мелкого шельфа, 4 — мелководные зарифовые, 5 — предрифового шельфа, 6 — глубоководные депрессионные; 7 — бары; 8 — рифы

Выравнивание же верхней границы ликвидирует все эти различия, и само построение профиля теряет смысл, так как он не только не увеличивает наглядность фациальных соотношений, но и принципиально их искажает. При этом оказывается, что рифы, например, «растут» вниз, баровые отложения превращаются в русловые, малые мощности депрессионных отложений, не компенсированных осадками активно прогибающихся впадин, оказываются расположенными как бы на поднятиях, и т. д. (рис. 82). Более правильно строить фациальный профиль на палеогеоморфологической основе. Сейчас нет общих рекомендаций по методике таких реконструкций и этот вопрос требует отдельного решения в каждом конкретном случае. Часто при горизонтальной или моноклинально падающей подошве более правильно начинать построение от нее вверх (бары, одиночные рифы и др.).

При наличии некомпенсированного прогибания за поверхность выравнивания может быть принята кровля толщи выполнения.

Не следует думать, что при построении фациального профиля на палеогеоморфологической основе теряется объективная база, и геолог вступает на путь безудержной, не доказуемой фактами фантазии.

Любая фациальная карта является субъективной авторской интерпретацией объективных геологических данных, в большей или меньшей мере отражающей истинную картину.

Палеогеоморфологическая реконструкция также вносит элементы субъективизма, главным образом в степень расчлененности рельефа, в его количественное выражение. Однако даже *схематический*, а в указанных только что случаях и достаточно точный учет рельефа, отразит фациальную картину ближе к истине, чем формальное «объективное» выравнивание верхней границы комплекса отложений.

Фациальные карты и профили служат основой для следующего этапа обобщения — составления палеогеографических карт, которые показывают распространение физико-географических обстановок для данного отрезка времени в геологическом прошлом. При этом на основе выявленных при фациальном анализе закономер-

ностей проводятся экстраполяции в области, где геологических материалов мало или отложения этого возраста отсутствуют. В отличие от фациальной, здесь не дается подробная литологическая нагрузка, а показываются местоположение суши и моря, элементы наземного и подводного рельефа, расположение озер, рек, вулканов, направление ветров и течений, соленость древних водоемов, палеоклиматические и палеобиогеографические области и т. д. Поскольку на формирование древних ландшафтов значительное влияние оказывают тектонические движения, палеогеографические карты и реконструкции осуществляются с учетом палеотектонических особенностей того времени. Подробно методика составления палеогеографических карт рассматривается в специальных руководствах [Марков К. К., 1960 г.; Рухин Л. Б., 1962] и др.].

Советские геологи разработали методику составления литолого-палеогеографических карт, совмещающих целый комплекс сведений литологического и палеогеографического характера для определенного стратиграфического подразделения — яруса, горизонта и т. д. На них показывают области распространения осадочных образований, их состав, особенности переслаивания разных типов осадочных пород, палеобиогеографические провинции, палеорельеф, области распространения моря, заливы, реки, горы и т. д.

На основе литолого-палеогеографических карт возможно решение широкого круга вопросов научного и народнохозяйственного значения. В связи с этим большой коллектив геологов из различных организаций Советского Союза под руководством академика А. П. Виноградова составил и в 1967 г. выпустил атлас литолого-палеогеографических карт для всей территории СССР в масштабе 1:7 500 000. Атлас состоит из серии карт для отдельных стратиграфических подразделений (обычно это ярус, иногда более крупные комплексы), характеризующих геологическую историю нашей страны от раннего протерозоя до четвертичного времени. Эти карты, составленные по единой методике, позволяют прогнозировать области, перспективные для поисков того или иного полезного ископаемого, и правильно ориентировать направление поиска.

## ФАЦИИ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Живое вещество как совокупность всех организмов биосферы и продуцируемый им органический материал играют огромную и разнообразную роль в геологических процессах. Достаточно отметить, что концентрированные формы накопления органического вещества в виде торфа, угля, горючих сланцев, нефти и природного газа являются ныне и на достаточно длительную перспективу основными энергетическими ресурсами и сырьем для разнообразных химических производств.

Советские ученые, начиная с основоположника учения о биосфере и биогеохимии академика В. И. Вернадского, много и плодотворно изучали органическое вещество современных осадков и осадочных пород с точки зрения условий его накопления, состава, особенностей преобразования в диагенезе и катагенезе, возможностей нефте- и газообразования. Классическими стали работы А. Д. Архангельского и И. М. Губкина, важными являются исследования Н. Б. Вассоевича, В. В. Вебера, А. П. Лисицына, А. Э. Конторовича, В. А. Успенского и других ученых.

Органическое вещество, накапливаясь в определенных фациальных обстановках, во многом определяет характер этих обстановок. Все это делает необходимым хотя бы кратко рассмотреть (а частично и акцентировать внимание на том, о чем в той или иной мере говорилось ранее), во-первых, основные условия накопления органического вещества, в том числе такого вида и в таких количествах, которое могло продуцировать затем углеводороды, и, во-вторых, то влияние, которое оно оказывает на геохимические условия накопления осадков и их диагенетического преобразования.

В осадочной оболочке континентов и шельфовых зон по подсчетам Н. Б. Вассоевича захоронено  $2,65 \cdot 10^{15}$  т органического углерода.

Органическое вещество находится в двух основных формах. С одной стороны, это сапропелевая «жировая»,

образующаяся при захоронении и фацилизации фитопланктона и животных организмов, наиболее богатая восстановленными битумоидами, маслами и углеводородами и бедная кислыми компонентами, и с другой — гумусовая органика, образующаяся при разложении остатков высшей растительности и характеризующаяся значительно более кислым составом и существенно меньшим содержанием битумоидов и их меньшей восстановленностью. Большая часть органического материала находится в рассеянной форме: кларк органического углерода по расчетам Н. Б. Вассоевича, Н. И. Корниловой и В. В. Чернышова, в осадочных породах составляет 0,62% при изменении от 0,1 в солевых породах до 0,9% в глинистых. Однако значительные количества его встречаются и в концентрированном виде. Так, гумусовая форма органического вещества образует торф и уголь (кларк  $C_{орг}$  в углях 67%), сапропелевая — битуминозные толщи (доманикиты, баженовиты и т. д.) со средним содержанием органического углерода 6% и горючие сланцы со средней концентрацией  $C_{орг}$  16,5%. Именно сапропелевое органическое вещество является основным исходным продуктом для такой концентрированной формы нахождения органического углерода, как нефть.

Основной областью накопления гумусового органического вещества в виде углей (первоначально торфа) и углистых включений являются континентальные и переходные к морским фации. Пластовые накопления торфа образуются в пресноводных или очень слабо осолоненных внутриматериковых, лимнических фациях, а также пресноводных и солоноватоводных прибрежно-морских озерах и болотах, формирующихся из зарастающих лагун, лиманов, на дельтовых низинах. При этом в среднем и позднем палеозое, когда только начался выход растительности на сушу из моря и она колонизовала лишь прибрежные области суши, формировались прибрежно-морские параллические угленосные толщи. В мезозойско-кайнозойское время в связи с широкой экспансией растительности и заселением ею всей поверхности суши угленакопление отчетливо сместилось в область внутриматериковых водоемов. Большое количество растительного детрита различного размера, который затем углефицируется, захороняется в аллювиаль-

ных, особенно старичных и пойменных фациях, а также в наземно дельтовых и авандельтовых обстановках. Таким образом, наиболее концентрированные формы накопления гумусового органического вещества связаны с обстановками с очень спокойной гидродинамикой (лимническими), — а менее концентрированные — с условиями достаточно активной динамики. Учитывая последние достижения в области генезиса углеводородных газов, геологи-нефтяники должны уметь выделять и внимательно изучать и те фации, в которых идет накопление торфяников и растительного детрита. Дело в том что в процессе катагенеза по мере превращения торфа, равно как и растительного детрита, в бурый уголь, а затем в каменный разных стадий углефикации и, наконец, в антрацит, происходит образование и выделение больших масс углеводородных газов, главным образом метана, который может образовывать важные промышленные месторождения.

В противоположность гумусовому, сапропелевое органическое вещество накапливается в основной своей массе в морских обстановках. Достаточно часты случаи, когда обогащенные сапропелевым материалом осадки формируются в озерах и лагунах, но, как отмечалось выше, размеры этих образований и продолжительность их существования сравнительно невелики; общие объемы таких осадков и заключенного в них органического вещества весьма незначительны. Следует отметить, что далеко не все морские фации благоприятны для формирования отложений, содержащих органическое вещество в повышенных относительно кларка количествах. Для этого необходимо, во-первых, достаточно интенсивное развитие организмов и главным образом фитопланктона, во-вторых, наличие условий для его захоронения и фоссилизации (подробнее см. § 3 гл. IX).

В наибольшей степени эти процессы реализуются в относительно глубоководных (по-видимому, в пределах от 100—150 до 1000—1500 м, реже глубже) обстановках котловинных водоемов — либо во всей их глубоководной зоне, при сравнительно незначительных размерах последней (Черное море, Предуральский прогиб и Камско-Кинельская впадина, Хадумский бассейн Закавказья и Предкавказья и др.), либо на склонах подводных глубоких впадин (вокруг Антарктиды и в других местах),

При этом апвеллинг обеспечивает постоянное поступление питательных веществ и, как следствие, высокую биологическую продуктивность, а относительная глубина, отсутствие света, дефицит кислорода, малая плотность бентоса — надежную консервацию поступающего в осадок органического материала. Спокойные условия седиментации, отсутствие волнений и взмучивания обуславливают и определенную литологическую и палеонтологическую специфику отложений — их тонкозернистую структуру, глинистый, карбонатно-глинистый, кремнисто-карбонатно-глинистый состав, тонкую правильную слоистость, темный цвет, наличие остатков преимущественно планктонных организмов и т. д.

Органическая жизнь определяет также важнейшие геохимические особенности образования осадков.

Так, появление фотосинтезирующих растений привело к появлению свободного кислорода и к формированию окислительной обстановки на поверхности Земли, а во многих случаях и в водной толще. В то же время само органическое вещество является активнейшим восстановителем. Таким образом, в зависимости от соотношения количества свободного кислорода, поступающего в осадок, и наличия в последнем органического вещества, условия осадконакопления могут быть восстановительными или окислительными, что и фиксируется различными аутигенными минералами и их ассоциациями. Другими словами, образование осадков происходит в различных геохимических фациях. Понятие о геохимических фациях было введено в науку Л. В. Пустоваловым, который под современной геохимической фацией понимал часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород. Ископаемая геохимическая фация определяется как пласт или свита пластов, обладающие одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся в повсеместном нахождении одного и того же комплекса сингенетичных выделений, которые образуют между собой закономерные ассоциации, обусловленные физико-химическими условиями формирования породы. Л. В. Пустовалов выделил морские и континентальные

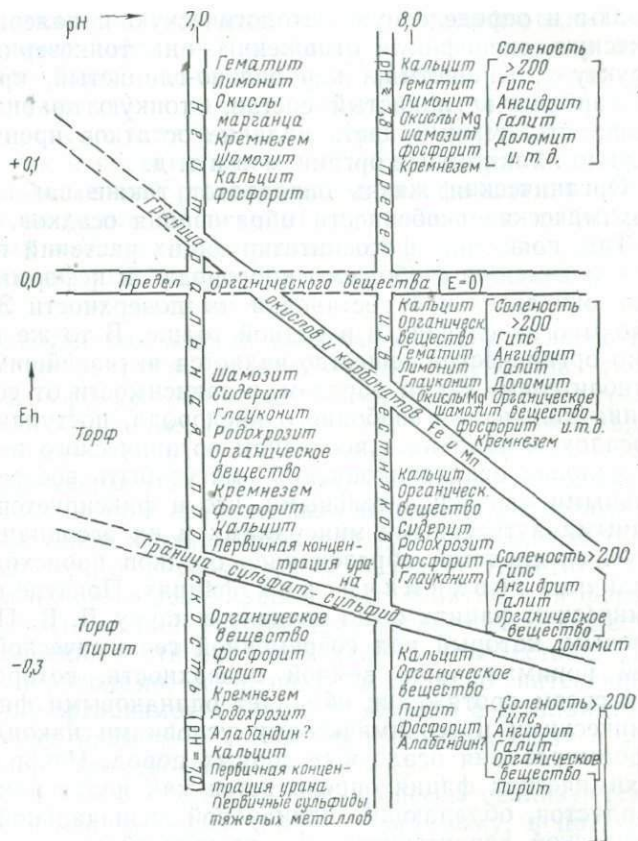


Рис. 83. Ассоциации осадочных минералов в зависимости от значений  $Eh$  и  $pH$  среды осадкообразования (по В. К. Крумбейну, Р. М. Гаррелсу, 1960 г.)

Ассоциации, показанные в квадратных скобках, относятся к рассолам.

Использованный здесь шамозит представляет собой осадочные силикаты железа (соленость в %).

геохимические фации, провел их дальнейшее подразделение по ряду различных показателей — солёности, окислительно-восстановительным условиям и т. д. Идея выделения геохимических фаций оказалась весьма плодотворной, была активно поддержана академиком А. Е. Ферсманом, и их выделение и характеристика проводятся сейчас многими геологами. Разработка этого вопроса проводилась Г. И. Теодоровичем, Л. А. Гуляевой и другими учеными. Американские геологи В. К. Крумбейн и Р. М. Гаррелс (1952 г.), подойдя к этой проблеме с точки зрения физико-химии, на основе окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотно-щелочных свойств, характеризующихся концентрацией водородных ионов (рН), выделили поля образования многих минералов, которые и определяют различные геохимические фации (рис. 83).

Прежде чем перейти к характеристике геохимических фаций, следует рассмотреть соотношение этого понятия с общим понятием геологических фаций. С одной стороны, геохимическая фация, отражая лишь определенные свойства среды (солёность, окислительно-восстановительный потенциал, кислотно-щелочную реакцию и т. д.), является частью более общего понятия фация. С другой стороны, указанные геохимические параметры в большинстве случаев характеризуют не только обстановку в наддонном слое воды, т. е. собственно накопления осадка (обстановку седиментогенеза), но и обстановку в иле, т. е. условия его преобразования в осадочную породу (обстановку диагенеза). Более того, многие минералогические показатели геохимических фаций — сульфиды, сидерит, глауконит, шамозит и т. д. — формируются главным образом именно в диагенезе, т. е. в этом случае правильнее говорить о геохимических фациях стадии диагенеза, хотя они в значительной степени и обусловлены обстановками седиментогенеза.

Таким образом, в отличие от фаций в общегеологическом смысле, геохимические фации во временном отношении являются более широким понятием, так как характеризуют обстановки не только седиментогенеза, но и диагенеза. Если же говорить о геохимических фациях только седиментогенеза, когда можно достаточно достоверно установить, что эти обстановки характерны именно для данной стадии, то геохимические фации ока-

зываются лишь частью фаций в общем геологическом понимании их.

Наибольшее распространение, по-видимому, главным образом в связи с задачами нефтегазовой геологии, получило выделение геохимических фаций по значениям окислительно-восстановительного потенциала (Eh). Не рассматривая подробно разнообразные конкретные геохимические фации, можно все их объединить в три большие группы — восстановительные, характеризующиеся отрицательными значениями Eh, окислительные, с положительными значениями Eh, и промежуточные, в которых значение окислительно-восстановительного потенциала близко к нулю.

Восстановительные геохимические фации формируются при дефиците свободного кислорода и избытке органического углерода. При этом элементы с переменной валентностью (главным образом это отмечается на примере железа как наиболее распространенного элемента) образуют минералы, в которых они находятся в виде ионов низшей валентности.

Наиболее распространенными восстановительными геохимическими фациями являются сероводородная или сульфидная, в которой железо находится в форме пирита и встречаются сульфиды меди, галенита, сфалерита и другие соединения, и сидеритовая, где железо входит в состав сидерита; в этой фации происходит образование главной массы осадочного родохрозита. Абсолютные значения Eh в обоих случаях могут быть весьма низкими. Формирование той или иной фации при общем отрицательном значении Eh обусловлено наличием или отсутствием сероводорода. А последний, как правило, образуется при восстановлении шестивалентной серы из сульфат-иона сульфатредуцирующими бактериями. Поэтому сульфидная геохимическая фация возникает обычно в морских или солоноватоводных условиях, где воды содержат сульфатные ионы. В пресных водоемах при отсутствии или дефиците сульфатов формируется восстановительная, но без сероводорода, глеевая обстановка. Восстановительные геохимические фации характерны для многих котловинных полуизолированных относительно глубоководных водоемов, особенно с нарушенным гидрологическим режимом, для многих болот и озер.

При отсутствии органического вещества или нахождении его в нереакционноспособной форме формируются окислительные геохимические фации, характерной чертой которых является наличие железа в виде гематита или лимонита, а марганца — в виде его окисных соединений. Подобные геохимические фации характерны для большинства континентальных образований, многих мелководных и прибрежно-морских обстановок, где, в частности, формируются лимонитовые железные и окисные марганцевые руды, а также абиссали с красной глубоководной глиной и др.

В промежуточных геохимических фациях, где количество кислорода достаточно лишь для практически полного окисления органического углерода и где нет значительного избытка ни органического вещества, ни кислорода, образуются такие минералы, как шамозит и глауконит, содержащие в своем составе железо как в окисной, так и закисной форме.

Учение о геохимических фациях получило достаточно широкое распространение в исследовании связанных с осадочными породами полезных ископаемых. Так, формирование стратифицированных полиметаллических месторождений обусловлено наличием резко восстановительных сульфидных геохимических фаций, марганцевых месторождений типа Чиатури и Никополя — окислительных и т. д. Наибольшее же значение оно имеет в нефтегазовой геологии, так как накопление в значительных количествах органического вещества и его дальнейшее преобразование в направлении нефтеобразования возможно либо исключительно, либо преимущественно в восстановительных — сероводородной и сидеритовой геохимических фациях. Так, В. В. Вебером были установлены процессы восстановления битумоидных компонентов современных осадков сероводородной зоны Черного моря (преобладание бензолного экстракта и уменьшение спиртобензолного, повышенное содержание масел и углеводородов и др.), в то время как в мелководных мидиевых и фазеолиновых илах бессероводородной зоны таких процессов не отмечено. Аналогичные явления установлены и в древних отложениях. Например, по данным К. Ф. Родионовой, в промежуточных и слабо-восстановительных фациях девонских отложений Волго-Уральской области содержится 0,43%

органического углерода, а в сульфидной оно возрастает до 1,48%, общая сумма битуминозных компонентов увеличивается от 0,097 до 0,443%, при этом наиболее интенсивно (в 12 раз) возрастает количество хлороформенного экстракта битумоида А (от 0,022 до 0,270%). Содержание углеводородов в органическом веществе увеличивается с 1,18 до 4,91%, а в породе — в 12 раз (с 0,007 до 0,084%).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М., Мир, 1977.
- Вассоевич Н. Б., Корнилова Н. И., Чернышев В. В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли. — Вестн. МГУ. Геол., 1973, № 1, с. 8—23.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М., 1960, с. 115—333.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 3-е. М., Наука, 1975.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., Изд-во иностран. лит., 1962.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., Мир, 1971.
- Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971.
- Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., Недра, 1974.
- Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, Наука, 1976.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — Труды ГИН. М., вып. 121, 1965.
- Красенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М., Недра, 1978.
- Лапинская Т. А., Прошляков Б. К. Основы петрографии. М., Недра, 1974.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. Изд. 2-е. М., Высшая школа, 1974.
- Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. М., Недра, 1966.
- Методы изучения осадочных пород. Т. I, II. Под ред. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. I, II. М., Недра, 1968.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I, II. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Т. I, II. М., Гостоптехиздат, 1940.

*Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977.

*Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Изд. 2-е. Л., Гостехиздат, 1962.

*Рухин Л. Б.* Основы литологии. Изд. 3-е. Л., Недра, 1969.

*Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I, II, III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

*Страхов Н. М.* Развитие литологических идей в России и СССР. М., Наука, 1971.

*Условия древнего осадконакопления и их распознавание.* М., Мир, 1974.

*Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Труды ГИН. М., вып. 161, 1966.

*Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М., Гостехиздат, 1958.

*Blatt H., Middleton G., Murray R.* Origin of sedimentary rocks. New Jersey, Endlewood Cliffs Prentice-Hall, 1972.

*Glennie K. W.* Desert sedimentary environments. — Develop. in Sedimentol., 1970, vol. 14, p. 222.

*Pettijohn F. I.* Sedimentary rocks. Ed. 2-d. New York, Harper and Row, 1957, p. 718.

*Reineck H.-E., Singh I. B.* Depositional sedimentary environments. Berlin, Springer-Verlag, 1973.

БОРИС КОНСТАНТИНОВИЧ ПРОШЛЯКОВ

ВИТАЛИЙ GERMAHOVIЧ КУЗНЕЦОВ

ЛИТОЛОГИЯ  
И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ  
АНАЛИЗ

Редакторы издательства *Л. К. Серебрякова, Н. В. Чистякова*  
Художественный редактор *В. В. Шутько*  
Технический редактор *Е. Н. Семенова*  
Корректор *С. В. Зими́на*

ИБ № 3407

---

Сдано в набор 15.07.80 Подписано в печать 04.12.80 Т-20199 Формат 84 × 108<sup>1/2</sup>  
Бумага типографская № 1 Гарнитура «Литературная». Печать высокая Усл. печ. л. 15,12  
Уч-изд. л. 15,27 Тираж 2600 экз. Заказ 705/7763-7 Цена 85 коп.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 10 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 113114, Москва, М-114, Шлюзовая наб., 10

Уважаемый товарищ!

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

**БАРС Е. А.** Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов. 18 л. 1 р. 30 к.

Обобщены многочисленные материалы о содержании и составе органических веществ (ОВ) пластовых вод различных нефтегазоносных бассейнов (НГБ). Рассмотрены современные представления об участии водорастворимых ОВ в процессах образования, миграции и аккумуляции нефти. Изложена методология выбора и использования показателей ОВ подземных вод в качестве критериев при прогнозе нефтегазонасности и поисках залежей нефти и газа.

Для широкого круга специалистов гидрохимиков и геологов, занимающихся прогнозом нефтегазоносности и поисками залежей нефти и газа.

**БЕЛОНИН М. Д., ГОЛУБЕВА В. А., СКУБЛОВ Г. Т.** Факторный анализ в геологии. 20 л. 1 р 40 к.

Систематизированы сведения по основам факторного анализа и особенностям его применения при решении геологических задач. Рассмотрены общие принципы подхода к построению моделей геологических процессов. Показана роль факторного анализа в системе методов обработки геологических данных. Освещен опыт практического применения факторов анализа при решении задач нефтяной геологии (при изучении процессов изменения нефтей, классификации коллекторов, формирования углеводородных скоплений) и при комплексном изучении магматических образований (при геохимических исследованиях). Приведено полученное впервые решение экстремальных задач на многообразиях Грассмана.

Для широкого круга геологов различных специальностей, интересующихся применением математических методов и ЭВМ в геологии.

**ЖУЗЕ Т. П.** Роль сжатых газов как растворителей в природных процессах и технике. 12 л. 65 к.

Рассматриваются теоретические положения о растворяющей способности сжатых газов и методы определения растворимости в них различных веществ. Показана роль сжатых газов в извлечении и переносе углеводородов, а также в образовании нефтяных, газовых и некоторых рудных месторождений. Освещаются вопросы применения сжатых газов для разделения смесей термически неустойчивых веществ и для экстракции. Приводятся материалы по использованию сжатых газов для увеличения нефтеотдачи пласта.

Для инженерно-технических и научных работников нефтяной, газовой и химической промышленности.

**КУНИН Н. Я.** Подготовка структур к глубокому бурению для поисков залежей нефти и газа. 20 л. 1 р. 40 к.

Рассматривается совокупность вопросов, связанных с состоянием и совершенствованием методики поисков и подготовки структур к глубокому бурению на территории СССР. Анализируются возможности различных геологических и геофизических методов и целесообразность их комплексирования. Излагаются приемы и методика оценки качества подготовки структур, точности и достоверности построения структурных карт, анализа и выбора первоочередных объектов для ввода в глубокое бурение.

Для широкого круга геологов и геофизиков, производственных и научно-исследовательских организаций, аспирантов и студентов старших курсов вузов и факультетов нефтяного профиля.

**РАЧИНСКИЙ М. З.** Конденсационные воды газовых и газоконденсатных залежей. 5 л. 30 к.

Впервые широко обобщены вопросы, связанные с конденсационными водами газовых и газоконденсатных залежей. Рассматриваются генезис этих вод, характер их проявления в пластах и в скважинах и их соотношение в продукции скважин с внутриконтурными водами газо(конденсато)носных пластов. Приводится гидрохимическая характеристика конденсационных вод. Показано их влияние на формирование гидрохимической обстановки в региональных водонапорных системах и в локальных ловушках, а также на подсчет запасов и эксплуатацию залежей.

Для геологов-нефтяников, работников промыслов, аспирантов и студентов нефтегазгеологических и промыслово-технологических специальностей.

**ТРОЦЮК В. Я.** Прогноз нефтегазоносности акваторий. 15 л. 80 к.

Впервые подробно излагается методика сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий, базирующаяся на количественном описании моделей геохимической эволюции ОВ в геологически разнотипных регионах. Обосновываются способы прогноза содержания и качественного состава ОВ, рассеянного в осадочных толщах, методика определения основных параметров теплового режима и литофизических обстановок на различных глубинах. Изложены принципы составления моделей генерации и первичной миграции микронепти. Описанный подход позволяет раздельно оценивать перспективы нефте- и газоносности.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

3508

3508