

Г.Ф. КРАШЕНИННИКОВ

учение
о
фациях

552.5

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

ДОПУЩЕНО
МИНИСТЕРСТВОМ
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
СССР
В КАЧЕСТВЕ
УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ
ДЛЯ СТУДЕНТОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
И ГЕОГРАФИЧЕСКИХ
СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ
УНИВЕРСИТЕТОВ

17832

17832



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШАЯ ШКОЛА»

МОСКВА — 1971

Крашенинников Г. Ф.
К78 Учение о фациях. Учеб. пособие. М., «Высшая школа», 1971.
368 с. с илл.

Книга посвящена изучению происхождения осадочных толщ. Большое внимание уделено истории и современному состоянию понятия «фация». Дается обзор современных отложений, возникших в разных физико-географических условиях: на поверхности суши, на морском дне и в переходных областях. Для каждой группы отложений приводятся геологические примеры и указываются характерные полезные ископаемые. Рассматриваются связи между тектоническими движениями, структурами земной коры и фациями. Указываются методы обработки и обобщения результатов генетического изучения фаций и составления фациальных и палеогеографических карт.

Учебное пособие предназначается для студентов геологических специальностей университетов и ряда специальностей географических факультетов. Представляет интерес для геологов, изучающих осадочные породы и связанные с ними полезные ископаемые.

2—9—3
67—71

552

Появление понятия «фация». Слово фация происходит от латинского *facies*. Буквально оно означает — лицо, облик. В геологии это слово впервые употребил около 300 лет тому назад датский ученый Н. Стено. Он обозначил так пачки слоев в изученном им районе Флоренции. То, что теперь называется стратиграфическим горизонтом, у него было «фацией». В таком смысле этот термин не укоренился.

Основоположником современного понимания термина «фация» справедливо считают швейцарского геолога А. Грессли (A. Gressly). В первой половине XIX в. он занимался изучением Юрских гор в Швейцарии и заметил, что в отложениях каждого стратиграфического горизонта, если его проследить от места к месту, можно увидеть изменения петрографического состава слагающих этот горизонт пород и находящихся в них органических остатков. Например, там, где горизонт сложен известняками, в нем заключены разнообразные организмы — кораллы, иглокожие, мшанки, устрицы и многие другие, там, где известняки сменяются глинистыми породами, в нем присутствует однообразная фауна (рис. 1). Такие наблюдения шли вразрез с господствовавшими в то время представлениями о том, что разновозрастные отложения везде должны иметь одинаковый петрографический состав и содержать одинаковые органические остатки. Однако для Юрских гор подмеченные изменения оказались настолько обычными, что Грессли применил даже новый для того времени метод полевых исследований: кроме изучения и описания вертикальных разрезов, он прослеживал каждый стратиграфический горизонт как можно дальше в горизонтальном направлении, улавливая все изменения его петрографического состава и заключенных в нем окаменелостей. При таком подходе ему удалось на площади распространения каждого горизонта

выделить участки, отличающиеся друг от друга составом пород и заключенных в них органических остатков. Эти участки, сложенные отложениями одного возраста, но разного петрографического состава и с разными органическими остатками, представ-

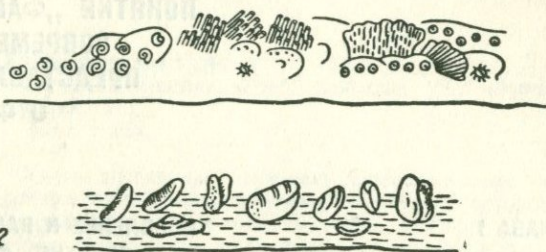


Рис. 1. Литоральные фации портландских слоев юрской системы (по A. Gressly, 1840):

1 — коралловая банка с разной фауной — фация мелкого моря; 2 — глинистые осадки с однообразными моллюсками — фация более спокойных участков моря

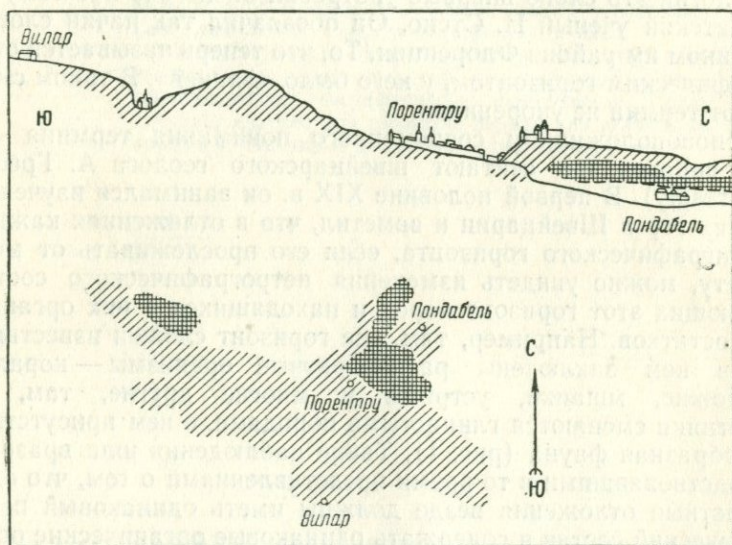


Рис. 2. Карта и разрез (упрощенно), показывающие распределение литоральных фаций — коралловой (сетка) и глинистой с моллюсками (штриховка) — в портландских слоях района Порентру (по A. Gressly, 1840)

ляющие собой (по выражению Грессли) «модификации» данного стратиграфического горизонта, он назвал фациями, или обликом отложений. Одна из карт распространения портландских слоев

юрской системы и разрез к этой карте представлены на рис. 2. Соотношения между фациями юрских слоев в более общем разрезе, как они были предположены Грессли, показаны на рис. 3.

Происхождение фаций Грессли связывал с различиями в условиях образования пород. Он пишет по этому поводу, что «модификации, как петрографические, так и палеонтологические, обнаруживаемые стратиграфическим горизонтом на площади его распространения, вызваны различиями местных условий и другими причинами, которые и в наши дни оказывают такое сильное влияние на распределение живых существ на морском дне. Во



Рис. 3. Предполагаемое соотношение глубин и фаций в морском бассейне Швейцарии (по А. Gressly, 1840):

1 — литоральная коралловая и илистая фации; 2 — полупелагическая фация; 3 — молассы (более молодые отложения)

всяком случае я нередко бывал удивлен, находя в распределении наших ископаемых форм те же законы биологических ассоциаций, а в совокупности соответствующих петрографических и геологических черт те же соотношения, как они господствуют в современном подводном мире»¹. Таким образом, Грессли обнаружил в распределении ископаемых организмов юрского возраста черты, сходные с современными биоценозами, а в литологических признаках заключающих их пород заметил такие закономерности, которые имеют место на современном морском дне. Так, известняковая фация коралловых полипняков характеризует самые мелкие участки юрского моря, а глинистая фация с пелециподами — более глубоководные участки.

В отложениях портландских слоев верхней юры, обладающих наиболее ясной изменчивостью, Грессли выделил ряд фаций и среди них следующие: 1 — коралловая, особенно изменчивого петрографического состава и с обильной разнообразной фауной; 2 — литоральная илистая с устрицами; 3 — литоральная илистая с губками; 4 — полупелагическая и 5 — пелагическая. Две последних фации представлены чистыми, плотными и однородными известняками и доломитами с редкой фауной.

¹ В издании: Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften. Bd II, Neuchatel, 1838, S. 12.

Грессли удалось подметить несколько характерных особенностей выделенных им фаций. Первая особенность заключается в том, что определенному петрографическому составу пород соответствует свой особый комплекс ископаемых организмов, т. е. существует определенная связь между составом породы и заключенными в ней органическими остатками. Вторая особенность состоит в том, что в комплексе органических остатков одной фации обычно не встречается родов и видов, характерных для другой фации, если же они и присутствуют, то в ограниченном количестве. Грессли заметил также, что породы одинакового литологического состава даже на разных стратиграфических уровнях содержат весьма сходные остатки организмов. В породах разного состава на одном стратиграфическом уровне находятся различные комплексы окаменелостей. Им сформулировано и еще несколько положений, касающихся распределения выявленных им фаций на площади и в вертикальном направлении. Итак, Грессли ввел в науку понятие о фациях, установил ряд важных особенностей их и впервые применил сравнительный метод полевых геологических исследований, полностью сохранивший значение до наших дней. Он является основоположником научной палеогеографии. Фундаментом для палеогеографических выводов ему послужило выявление пространственного распределения выделенных им фаций и генетическое истолкование этих фактов.

Следует отметить, что сходные мысли были высказаны независимо от Грессли и в то же время французским ученым К. Прюво (Const. Pruvost, 1837—1838), однако они не получили широкой известности. Прюво возражал против господствовавших представлений о постоянстве состава стратиграфических горизонтов на площади, он указывал, что с того времени, как на поверхности Земли появились моря, должны были существовать и отложения рек и дельт и пляжей и т. д. Каждому пелагическому морскому осадку должны соответствовать разновозрастные литоральные и иные отложения.

В русскую науку понятие о фациях проникло во второй половине XIX в. Оно не сразу завоевало широкое признание. Н. А. Головкинский писал по этому поводу: «Как ни проста мысль, что в одно и то же время в разных местах могли совершаться различные процессы, но понятие о *facies*, это первоклассное геологическое понятие, вырабатывалось чрезвычайно медленно, и мы до сих пор, в современной научной литературе, весьма часто можем заметить недостаточное к нему внимание»¹. Сам Головкинский успешно потрудились над тем, чтобы изменить такое положение, и в 1868 г. опубликовал работу, в которой впервые в русской геологии практически использовал понятие

¹ Н. А. Головкинский. О послетретичных образованиях по Волге в ее среднем течении. Казань, в университетской типографии, 1865, стр. 4.

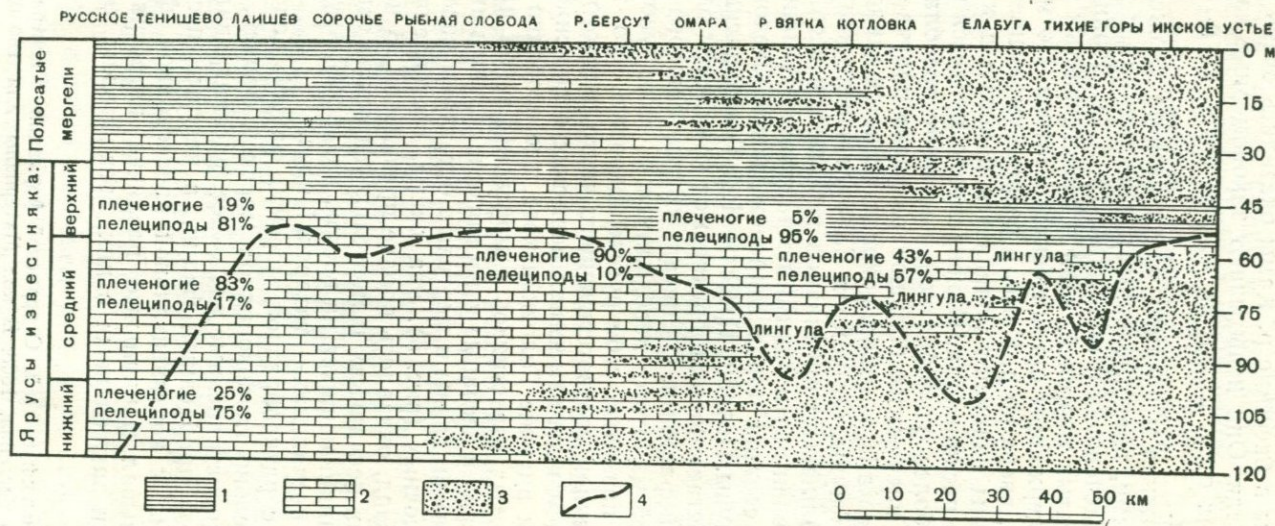


Рис. 4. Фациальные изменения пермских отложений по р. Каме от р. Волги до устья р. Ик (по Н. А. Головкинскому, 1868—1869):

1 — мергели и глины; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — линия, выше которой изображена часть разреза, выходящая по р. Каме, а ниже — по ее притокам

о фации. Оно понадобилось потому, что изученные им отложения пермской системы в бассейне р. Камы оказались очень непостоянными на площади. Они испытывают закономерные изменения по мере движения от р. Волги на восток, вверх по р. Каме, к Уральским горам.

На западе нижняя и средняя части разреза сложены морскими отложениями, представленными известняками с разнообразной фауной плеченогих и пелеципод (рис. 4). Верхняя часть состоит из полосатых мергелей, глин и известковистых песчаников, почти не содержащих органических остатков. По мере движения на восток, вверх по р. Каме, в разрезе уменьшается роль известняков, глины начинают появляться и внизу, а к востоку они замещаются песчаниками. Одновременно меняется и фауна: она становится более однообразной, начинают преобладать пелециподы, а из плеченогих большое развитие получает лингула — *Lingula orientalis*, которая, наконец, остается единственным представителем фауны. От района Елабуги известняки со своим комплексом организмов исчезают, и весь разрез к востоку представлен почти одними песчаниками. Изменения петрографического состава пород сопровождаются, следовательно, изменениями фауны. Подобно Грессли, Н. А. Головкинский назвал различные по составу пород и организмов комплексы одновозрастных отложений фациями. Он писал: «Ввиду важного значения и происходящей из этого необходимости часто употребляют слово *facies*. Я позволяю себе руссифицировать его и писать фация, за неимением соответствующего чисто русского слова»¹.

В более общем виде изменения пермских отложений изображены на другом рисунке Головкинского, где особенно ясно виден переход чистых известняков с морской фауной плеченогих и пелеципод сперва в песчаные известняки с редкими лингулами, а затем в песчаники, глины и мергели с остатками наземных растений и позвоночных (рис. 5). Эта схема, составленная более 100 лет тому назад, оказалась вполне правильной. В ней можно узнать в нижних песчаниках и мергелях уфимскую свиту; в известняках, выклинивающихся на восток, казанский ярус; в верхних мергелях и песчаниках — татарский ярус.

Известняки с разнообразной морской фауной Головкинский считал относительно глубоководной морской фацией, песчаные известняки, распространенные восточнее, рассматривал в качестве опресненной прибрежной фации, а пестрые песчаники и мергели относил к континентальной пресноводной фации. Он правильно связывал фациальные различия петрографического состава пород и заключенных в них органических остатков с

¹ Н. А. Головкинский. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна, 1868. В кн.: Материалы для геологии России, т. I, СПб., 1869, стр. 400.

различиями в условиях образования соответствующих отложений. Причину смены фаций в пермском бассейне с запада на восток Головкинский видел в постепенном передвижении моря сначала с запада на восток, а затем в обратном направлении. Такое объяснение сейчас признано всеми геологами.

После работы Головкинского термин «фация» постепенно вошел в геологический обиход, а понятие о фациях стало одним из основных понятий в геологии.

3

В

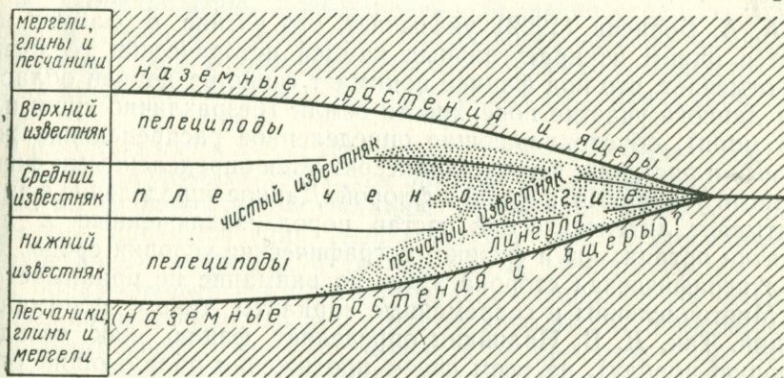


Рис. 5. Строение пермских отложений в Камско-Волжском бассейне (по Н. А. Головкинскому, 1868—1869)

Понимание фаций как генетических комплексов отложений. В предыдущем разделе показано, что понятие о фациях было введено в геологию для выражения изменений состава отложений определенного стратиграфического отрезка на площади его распространения. Эти изменения вызваны различиями физико-географических условий накопления соответствующих отложений в разных местах морского дна или на суше.

В дальнейшем не все геологи пошли по этому пути и многие стали применять термин «фация» для обозначения генетических комплексов отложений, не ограничивая этого понятия конкретными стратиграфическими рамками. Иными словами, одновозрастность отложений перестала быть обязательным условием при выделении фаций.

Начало такому пониманию фаций было положено во 2-й половине XIX в. швейцарским ученым М. Е. Реневье (M. E. Renavier, 1884), а затем немецким ученым И. Вальтером (J. Walther, 1893). Реневье предложил генетическую классификацию фаций, выделив, например, среди глубоководных морских отложений фации красной глины, диатомовых илов, глауконитовую

и т. д. Вальтер в монографии, посвященной геологии как исторической науке, подробно разбирает и вопрос о фациях. По его мнению, фация в общем смысле выражает связь между условиями образования данной породы, ее петрографическими признаками, а также заключенными в ней органическими остатками. Отсюда вытекает и определение фации Вальтером, как «совокупности первичных признаков осадочной породы». Как видим, стратиграфическая сторона (одновозрастность пород, выделяемых в качестве фаций) в таком определении значения уже не имеет.

А. А. Борисяк (1922) указывает, что учение о фациях является одним из краеугольных камней исторической геологии. Он отмечает, что под фацией понимает свойства данной области или данного участка поверхности земли (безразлично суши или дна моря), обуславливающие определенное распределение животных и растений; фация характеризуется определенными физическими условиями, фауной и флорой. Данное определение фации учитывает литологический состав пород, заключенные в них остатки организмов и физико-географические условия среды. Но стратиграфическая сторона здесь во внимание не принимается.

Многочисленны и современные варианты такого понимания фаций. Так, Д. В. Наливкин определяет фацию как «осадок (горную породу), на всем своем протяжении обладающий одинаковым литологическим составом и заключающий в себе одинаковую фауну и флору»¹.

В этом определении на первое место становится именно осадок (горная порода), хотя тот же автор справедливо отмечает, что «фация — это не только осадочная порода, т. е. литологическое понятие, но одновременно определенная однородная часть суши или дна моря, т. е. географическое или палеогеографическое понятие»².

Другие исследователи отдают предпочтение физико-географической обстановке, например Ю. А. Жемчужников с соавторами (1959), хотя и у них эта обстановка тесно связывается с соответствующими породами. Фация — это «совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в литогенетических типах, тесно связанных между собой»³, пишет Ю. А. Жемчужников с соавторами.

Очень ясно генетическое понимание фации выражено у Н. М. Страхова: фация, в его определении, это «среда отложе-

¹ Д. В. Наливкин. Учение о фациях, т. I. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 6.

² Там же, стр. 7.

³ Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. I. М., 1959, стр. 76.

ния пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром)»¹.

Сходное понимание фаций мы находим и у В. Е. Хаина, согласно которому фация — это «определенный тип осадочной породы, возникший в определенных же физико-географических условиях, например русловые пески, озерные известняки, прибрежные галечники и т. п.»², а также у Н. В. Логвиненко. Логвиненко пишет: «фация — это обстановка осадконакопления (современная или древняя), овеществленная в осадке или породе»³.

Понимание фаций как частных особенностей пород или среды осадконакопления. Довольно широко распространено употребление термина «фация» для обозначения частных особенностей среды осадконакопления, а также частных особенностей самих пород. Остановимся на некоторых из таких определений.

Геохимические фации. Это понятие было введено Л. В. Пустоваловым (1933). Он обратил внимание на то, что в осадочных породах, кроме составных частей обломочного и органического происхождения, присутствуют новообразованные — сингенетичные минералы и сингенетичные химические соединения, образующиеся в стадию накопления осадка и на первых этапах превращения его в осадочную породу. Эти минералы и соединения могут помочь восстановить геохимическую обстановку среды, в которой происходило накопление осадка и началось преобразование его в породу. Выяснение геохимической обстановки имеет большое практическое значение. Под влиянием геохимических условий среды начинается переход органических веществ осадка в горючие полезные ископаемые — нефть, газ и уголь, а также концентрация ряда рудных элементов (железа, марганца и др.) и образование рудных месторождений.

Каждому участку земной коры свойственны свои специфические физико-химические условия накопления осадков и их превращения в горные породы. Поэтому в один и тот же геологический момент в разных местах земной поверхности возникают осадки и породы, обладающие разным геохимическим обликом. Приобретенная осадками во время их накопления геохимическая характеристика сохраняется довольно долго (даже в масштабе геологического времени). Это дало возможность говорить о «геохимических фациях» как современных, так и ископаемых. Под современной геохимической фацией Л. В. Пустовалов понимал часть земной поверхности, которая на всем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геологическими условиями накопления и формирования осадочных пород. Под

¹ Н. М. Страхов. Основы исторической геологии, ч. I. М., 1948, стр. 6.

² В. Е. Хайн. Общая геотектоника. М., 1964, стр. 87.

³ Н. В. Логвиненко. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967, стр. 209.

ископаемыми геохимическими фациями он понимал пласт (или свиту пластов), на всем протяжении обладающий одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в процессе образования слагающих его пород.

Л. В. Пустовалов дал обзор главнейших морских и континентальных геохимических фаций. К морским фациям им отнесены следующие: «сероводородная фация», включающая современные глубоководные осадки Черного моря и продуктивные слои Апшеронского полуострова; «глауконитовая фация», состоящая из пород, заключающих глауконит и фосфорит, и др. К континентальным геохимическим фациям им причислены «латеритная фация», «фация ортштейнов», «фация углей» и др.

Идею о выделении геохимических фаций поддерживал А. Е. Ферсман (1934). Впоследствии учение о геохимических фациях получило широкое признание. Особенно активно его разрабатывал Г. И. Теодорович (1947, 1958 и др.).

Г. И. Теодорович выделял геохимические фации по характерным сингенетическим минералам-индикаторам реакции среды (рН) и окислительно-восстановительного потенциала (Eh), а иногда по характеру минерализации вод.

На практике выделение и исследование геохимических фаций сопряжено со значительными трудностями: из всего разнообразия минералов и других химических соединений, присутствующих в осадочной породе, нужно выделить те, которые действительно образовались в сингенетическую (или раннедиагенетическую) стадию. Только эти составные части могут быть непосредственно использованы для восстановления геохимических условий среды осадкообразования. Такое выделение далеко не всегда можно осуществить с необходимой степенью обоснованности.

Так, осадок при накоплении нередко переходит из одних геохимических условий в другие, например из окислительной среды в восстановительную. Это вызывает существенное перераспределение вещества даже в верхнем слое осадка. Однако выявить подобное изменение геохимической обстановки формирования осадка (породы) бывает трудно. На практике при исследовании геохимических обстановок приходится использовать весь комплекс признаков соответствующих отложений, а не только набор предположительно сингенетичных минералов.

В соответствии с изложенными общими принципами целесообразно употреблять выражение «геохимические фации» только в тех случаях, когда имеются в виду различия в геохимических условиях среды накопления *одновозрастных* отложений, т. е. в том случае, когда фации выделяются в пределах определенного стратиграфического отрезка. Если же имеются в виду вообще геохимические условия осадконакопления, то лучше употреблять такие выражения, как «геохимические условия», «геохимическая обстановка» и т. п.

Биологические фации (биофации). Со времени появления понятия о фациях в первой половине XIX в. биологическая, точнее сказать палеонтологическая, сторона этого понятия привлекла особое внимание. Уже Грессли связывал фации с изменением литологического состава и органических остатков в разновозрастных отложениях. И. Вальтер, кроме приведенного выше (см. стр. 10), дал и такое определение фации: «физические особенности морского дна, определяющие распределение организмов». После этого многие ученые, особенно палеонтологи, стали связывать понятие «фация» с условиями обитания и с изменениями в составе органических остатков, находящихся в отложениях определенного стратиграфического горизонта. Так возникло понятие «биологическая фация», или короче — «биофация». Иногда этим термином пользуются вообще для обозначения совокупности органических остатков данных отложений. При этом обычно подразумеваются прижизненные сочетания организмов, т. е. ископаемые биоценозы, восстановленные по сохранившимся остаткам организмов.

Литологические фации (литофации). Понятие «литофация» обязано своим появлением главным образом работам американских геологов Э. Демпльза, В. Крумбейна, Л. Слосса (E. Dapples, W. Krumbein, L. Sloss) и др. В нашей литературе оно особенно часто используется в работах по нефтяной геологии.

Под литофациями понимают особенности литологического состава пород определенного стратиграфического горизонта в данном месте. Американские авторы предложили графический способ выражения этого состава и построение на этой основе карт литофаций (см. стр. 346). Последние бывают полезны при решении некоторых задач нефтяной геологии и других прикладных вопросов. Однако генетическое содержание таких карт обычно невелико, так как при составлении их учитываются только количественные петрографические показатели, не увязанные с генетическими чертами соответствующих отложений.

Кроме рассмотренных выше изменений в понимании термина фация по сравнению с первоначальным его содержанием, часть геологов и в настоящее время продолжает пользоваться этим термином в смысле, предложенном Грессли и Головкинским. Так, например, Н. С. Шатский (1955) справедливо отмечает, что в основе представления о фациях лежит следующее наблюдение: при прослеживании на площади любой стратиграфической единицы — слоя, свиты, горизонта, толщи — от места к месту постоянно наблюдаются изменения, или вариации, которые могут касаться как петрографического состава, так и органических остатков и других признаков соответствующих отложений. Эти изменения и есть фациальные изменения, если они происходят в разновозрастных образованиях. Такое же понимание фаций да-

но в курсе исторической геологии Г. П. Леонова (1956), который иллюстрирует его простой схемой (рис. 6).

Аналогичное понимание фаций высказывают и некоторые зарубежные геологи: Р. Мур (R. Mooge), Л. Слосс (L. Sloss) и др. Р. Мур (1953) определяет фацию как «пространственно обособленную часть определенной стратиграфической единицы, обнаруживающую характерные черты, существенно отличающиеся от характерных черт других частей данного стратиграфического подразделения»¹. Более лаконичное, но по существу такое же определение дает и Л. Слосс (1960): «Фация есть модификация облика данного стратиграфического отрезка на площади»².

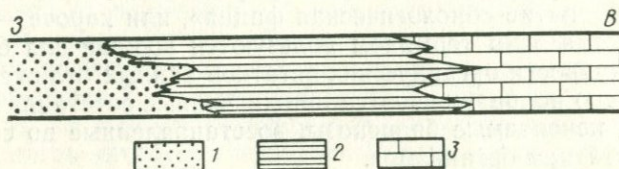


Рис. 6. Схема соотношений фаций геологического горизонта (по Г. П. Леонову, 1956):

1 — песчаная фация; 2 — глинистая фация; 3 — известковая фация

В приведенных определениях не отражена генетическая сущность понятия о фациях. Но поскольку изменения разновозрастных пород на площади почти всегда вызваны изменениями в условиях накопления, т. е. причинами генетического порядка, есть основания считать, что выяснение изменений разновозрастных пород на площади содержит уже важный элемент генетического анализа. Правы те геологи (например, Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн, 1965), которые считают, что в зависимости от стадии исследования и степени расшифровки генезиса характеристика фаций должна быть разной. Так, в начальной стадии исследования мы имеем дело с «песчаными» и «глинистыми» фациями одного возраста. По мере выяснения условий их образования мы начинаем рассматривать их уже в виде «морской прибрежной песчаной фации», «морской более глубоководной глинистой фации» и т. д. Можно считать, что выделение фаций без учета генезиса есть первый этап исследования, в ходе которого в пределах одного стратиграфического горизонта устанавливаются переходы одних пород в другие (фациальные переходы), причем генетическая сущность этих переходов еще не

¹ Р. Мур. Значение фаций. В сб. «Осадочные фации в геологической истории» (пер. с английского). М., 1953, стр. 60.

² L. Sloss. Concepts and applications of stratigraphic facies in North America. Rep. XXI Sess. Int. Geol. Congr., pt. XII. Copenhagen, 1960, стр. 13.

выяснена. В процессе дальнейшего изучения выделенные по чисто литологическим признакам фации все больше наполняются генетическим содержанием.

Существующее разнообразие в употреблении термина «фация» требует более подробного рассмотрения и обоснования понимания фации, принятого в данной книге. Этому и посвящена следующая глава.

ГЛАВА II

СОДЕРЖАНИЕ И НАЗНАЧЕНИЕ УЧЕНИЯ О ФАЦИЯХ

Сущность и определение понятия «фация». Если вникнуть в смысл понятия «фация», какой в него вложил А. Грессли, то можно убедиться в том, что фации выделяются по литологическому составу пород и заключенным в них ископаемым организмам. По этим особенностям данная фация отличается от соседних разновозрастных фаций. Именно по этим признакам Грессли и называл выделенные им фации «коралловыми», «илистыми», «полуилистыми» и т. д. Таким образом, первый признак фаций — вещественный: он отражает литологический состав пород и органических остатков.

Фации всегда связаны с определенным стратиграфическим горизонтом и по определению Грессли — это модификации стратиграфического горизонта на площади его распространения. Следовательно, фации нужно всегда рассматривать в определенных стратиграфических границах и относительно соседних разновозрастных «модификаций», т. е. относительно соседних фаций. Следовательно, второй признак фации — ее принадлежность к определенному стратиграфическому горизонту, ее стратиграфическое положение.

Фации должны иметь генетическое содержание. Выше были приведены высказывания Грессли, в которых он сравнивал обнаруженные им соотношения в отложениях юрского возраста с теми, которые и в настоящее время наблюдаются на морском дне. В основу классификации фаций Грессли положил генетический принцип. Им выделены «литоральные», «полупелагические», «пелагические», а среди третичных отложений еще и «морские фации зоны прибоя и скалистых берегов», «солонатоводные фации», обнаруживающие тесную связь с морскими и с пресноводными водоемами, а также «фации пресных вод». Генезис Грессли устанавливал на основании исследования вещественного состава пород и органических остатков, выяснения пространственных соотношений с соседними отложениями и сравнения всех этих данных с тем, что можно видеть сейчас на дне моря. Следовательно, третий признак фаций — генетический, а

точнее — палеогеографический. Фации выражают определенные физико-географические обстановки прошлого, а их совокупность — изменения этой обстановки на площади развития того стратиграфического горизонта, в пределах которого данные фации выделены.

Сходное понимание фации мы находим у Н. А. Головкинского и в более поздних работах как русских, так и иностранных геологов. Так, в конце XIX в. А. А. Иностранцев указывал в учебнике геологии, что под фациями понимают различия как петрографического состава, так и палеонтологических остатков разновозрастных отложений, наблюдаемых в горизонтальном направлении. Например, геологические образования одного возраста могут включать наземную, пресноводную, береговую, морскую, океаническую фации и т. д. Так, в каменноугольных отложениях северного крыла Московского бассейна (по современной терминологии — Московской синеклизы) наблюдается весьма постепенный переход с севера на юг от прибрежных фаций к фациям открытого моря.

В соответствии с изложенным выше, *фация — это комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка.* В данном определении прежде всего фация — это комплекс отложений, реально существующих в природе, следовательно, имеющих определенный вещественный состав (литологический и палеонтологический), протяженность, мощность, форму в плане и геологический возраст.

Фации выделяются геологами в поле на основании специфических особенностей литологического состава, текстур пород, по заключенным в них органическим остаткам, по форме тел и по другим объективным признакам. Следует отметить, что выделение фаций иногда затрудняется отсутствием резких границ между соседними отложениями, поэтому в проведении границ таких фаций могут быть разные варианты.

Из определения следует, что фации представлены комплексом отложений. Под «отложениями» при этом понимается совокупность пород с заключенными в них органическими остатками и новообразованиями (конкреции, заполнения трещин и т. п.). Новообразования в некоторых случаях связаны с первичными условиями осадконакопления и помогают, следовательно, эти условия восстановить.

Комплекс отложений, относимых к одной фации, характеризуется общностью физико-географических условий образования. Применительно к ископаемым фациям, впрочем, точнее говорить об общности палеогеографических условий образования. Это значит, что отложения объединяются в фации на основании признаков, имеющих генетическое значение, т. е. связанных с условиями образования этих отложений.

Из приведенного выше определения следует, наконец, что физико-географическая обстановка, в которой образовались отложения данной фации, отличается от соседних обстановок. Это значит, что любая фация должна выделяться и рассматриваться сравнительно с соседними разновозрастными отложениями. Иными словами, фация есть участок, выделяемый в пределах определенного стратиграфического отрезка на основании его отличий от соседних участков того же отрезка. Методическая важность и практическая ценность сравнительного метода изучения фаций очевидны.

Необходимо особенно подчеркнуть, что существует неразрывная связь между отложениями (породами, осадками) и условиями их образования. Выделение и исследование фаций как раз и помогает выявлению этих связей и использованию их для восстановления условий образования отложений изучаемого горизонта.

Генетические типы и фации. Понятие о генетических типах отложений было введено в геологию еще в конце прошлого века А. П. Павловым (1888, 1903 и др.). Он не дал краткого определения этого понятия, но сущность его выражена им следующим образом: «Русские геологи различают отложения, образовавшиеся в результате работы определенных геологических агентов, как генетические типы. Примерами генетических типов являются отложения элювиальные (кора выветривания), делювиальные, пролювиальные, аллювиальные (озерный и речной аллювий), моренные, флювиогляциальные или водноледниковые (зандры). Определенные генетические типы представляют также отложения эоловые, если ветровое происхождение их точно установлено, осыпи и горные россыпи, как результат накопления продуктов физического выветривания твердых каменных пород, и массы, иногда очень обширные, нагроможденные оползнями, как результат сползания не слишком твердых, преимущественно глинисто-песчаных пород, приведенных в неустойчивое положение вследствие образования крутых склонов и проникновения в эти породы атмосферной воды, увеличившей их тяжесть и облегчавшей сползание. Определенный генетический тип представляют также отложения ключей как холодных, так и горячих минеральных (туф, травертин, гейзерит)»¹. С тех пор понятие «генетический тип» вошло в употребление геологов главным образом нашей страны и пользуется особенно широким признанием среди геологов и географов, занимающихся изучением четвертичных континентальных отложений. При этом большинство исследователей разделяет основные положения А. П. Павлова и развивает их дальше. В частности, предложено несколько классификаций ге-

¹ А. П. Павлов. Дополнение к переводу книги: Э. От. Геология. Перевод с франц. М., 1938, стр. 127—128.

нетических типов, из которых наиболее известны классификации Н. И. Николаева (1946, 1952) и Е. В. Шанцера (1950, 1966). Они касаются генетических типов континентальных отложений. Однако большинство исследователей считает возможным распространить их и на морские обстановки. Выделяют, например, генетический тип рифовых образований, генетический тип красной глубоководной глины и т. д. Отложения одного генетического типа часто имеют характерное выражение в рельефе суши или морского дна.

Исходя из вышеизложенного, можно дать следующее определение понятия «генетический тип»: *генетический тип — это комплекс отложений, образовавшихся в определенной физико-географической обстановке и преимущественно под действием одного ведущего геологического агента.* В определении учтены главные факторы, обуславливающие, по мнению А. П. Павлова, отнесение тех или иных отложений к одному генетическому типу, и в первую очередь общность действующего агента. Например, в процессе выветривания формируется элювиальный генетический тип отложений, деятельность речных вод приводит к образованию аллювиального генетического типа отложений, льда — моренного типа и т. д.

Приведенное определение относится и к генетическим типам морских отложений. Например, в физико-географической обстановке мелкого теплого моря под влиянием главным образом прикрепленных колониальных известковидных организмов формируется генетический тип биогенного рифа, в более глубоководной зоне под действием суспензионных (мутьевых) потоков формируется характерный генетический тип турбидитов и т. д. Оно может быть распространено как на современные генетические типы отложений, так и на ископаемые.

Как было указано в I главе, многие исследователи понимают фации как комплекс отложений, образовавшихся в определенных физико-географических условиях (речных, озерных и т. п.), вне связи с конкретными стратиграфическими горизонтами. При таком подходе разница между терминами «фация» и «генетический тип» исчезает, и по существу эти выражения становятся синонимами. Очевидно, что использовать два разных термина по отношению к одному понятию не целесообразно. На это обращали внимание многие исследователи: Н. С. Шатский (1955), Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1965), Е. В. Шанцер (1966) и др. Особенно четко писал по этому поводу Н. С. Шатский: «...если фации, в палеогеографическом смысле, рассматриваются не как члены площадной изменчивости определенной стратиграфической толщи, а независимо от стратиграфического положения вообще как генетические осадочные отложения, то такое понимание «фации», к сожалению часто встречающееся, без всяких на то оснований подменяет собой важные понятия о генетических типах

отложений и об условиях их образования, получившие общее признание после классических работ А. П. Павлова о материковых четвертичных отложениях»¹.

Рекомендованное в настоящей книге понимание термина «фация» позволяет избежать такого смешения и решить вопрос о соотношении между генетическими типами и фациями.

Если рассматривать фацию в определенных стратиграфических границах, то она должна изучаться сравнительно с другими частями (соседними фациями) того же стратиграфического интервала. Именно отличия данного отрезка от соседних, т. е. отличия, вызванные разницей в условиях образования, позволяют выделить данную фацию и отличить ее от других частей (других фаций) того же стратиграфического горизонта. В принятом понимании фации вне конкретных стратиграфических границ не имеют смысла.

Понятие о «генетическом типе» не имеет такого стратиграфического содержания. Это комплекс отложений (пород), образовавшихся в определенных физико-географических условиях. Следовательно, понятие это более общее, чем фация: генетический тип отложений не ограничен определенными стратиграфическими рамками. Вместе с тем практически, при исследованиях на площади, определенный генетический тип может быть фацией данного стратиграфического отрезка, если его рассматривать в конкретном стратиграфическом горизонте в связи с другими фациями (другими генетическими типами) того же горизонта.

В заключение следует отметить, что методически очень важно признание единства между физико-географической средой и образующимися в этой среде осадками. Это одно из главных положений в учении о фациях. Поэтому задача исследователя состоит в правильной расшифровке связей литологических признаков осадков (и образующихся из них пород) с обстановками, в которых эти осадки формировались. Если эти связи расшифрованы верно, то это дает надежное основание для восстановления палеогеографической обстановки прошлого.

Разный объем понятия «фация». Понимание фации как геологического тела, выделяемого среди соседних разновозрастных тел, оставляет открытым вопрос о масштабе (объеме) этого понятия. Такие тела могут быть очень маленькими, отражающими детали обстановок накопления, и очень крупными, обусловленными большими изменениями условий осадкообразования. Например, в области морского побережья можно различать отложения, накапливающиеся еще в пределах суши, т. е. континентальные осадки, и такие, которые накапливаются ниже уровня

¹ Н. С. Шатский. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 11.

моря, т. е. морские осадки. Они сильно отличаются друг от друга и их надо относить к разным фациям. В каждой из них всегда можно выделить более мелкие обстановки накопления: среди морских могут быть песчаные накопления обломочного происхождения и ракушечники. Их следует рассматривать как разные фации.

В советской литературе одним из первых четко поставил вопрос об объеме понятия «фация» и дал на него определенный ответ географ и зоолог Л. С. Берг (1945). Он, как и многие другие географы и геоморфологи, считал фацию «наименьшей неделимой единицей ландшафта». Соответственно с этим фации объединялись им в более крупные единицы, названные им «аспектами», а они, в свою очередь, в еще более крупные «ландшафтные зоны».

В принципе сходным образом решает этот вопрос и Д. В. Наливкин (1955). Он пишет: «Мы ощущаем потребность в систематической классификации фаций типа той классификации, которая применяется для органического мира. В ней, как известно, виды объединяются в роды, роды — в семейства, семейства в классы, классы в типы, а типы — в царства»¹. Отмечая трудность выработки аналогичной классификации для фаций, он предлагает, тем не менее, таковую, а именно: объединяет фации в «сервии», их — в «нимии», а последние — в «формации».

Сервия (греч. «букет») — «это комплекс фации, постепенно переходящих друг в друга и образующих единое географическое явление». *Нимия* («сверхмерная») — «комплекс сервий, постепенно переходящих друг в друга и образующих крупные географические области». *Формация* — «это комплекс нимий, крупнейшая часть земной поверхности».

Н. А. Головкинский писал о выделенных им фациях пермского возраста следующее: «Обе фации, как глубокого моря, так и мелководья, дробятся в свою очередь на фации — песчаную, илистую, скалистую и т. д., из которых каждая отличается присутствием особенных, только ей свойственных форм»². Таким образом, Н. А. Головкинский, как и Грессли, допускал существование фаций разных порядков: более крупных (литоральные, мелководные, пелагические и другие), состоящих из более мелких, которые в свою очередь могут делиться на еще более дробные фации.

Отсюда следует, что объем выделяемых фаций может быть разным. Он определяется величиной того стратиграфического интервала, в пределах которого осуществляется исследование и

¹ Д. В. Наливкин. Учение о фациях, т. I. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 10—15.

² Н. А. Головкинский. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна, 1868. В кн.: Материалы для геологии России, т. I. СПб., 1869, стр. 401.

выделение фаций. Если это крупная стратиграфическая единица (например, система или отдел системы), то и фации, выделяемые в ней, будут очень крупными — например, морская и континентальная. Если же исследование ведется в более мелких стратиграфических единицах, то и фации здесь будут выделяться гораздо более дробные. Например, Грессли выделял в портландских слоях Юрских гор среди морских литоральных отложений фацию коралловых известняков и фацию илистых ракушнякав и т. д.

Фации ископаемые и современные. Понятие о фации в том виде, как оно сформулировано выше, применимо как к ископаемым, так и к современным отложениям. Однако между современными и ископаемыми фациями есть существенная разница. *Современная фация* — это комплекс осадков (или осадок), образовавшийся в определенных физико-географических условиях, отличных от условий образования соседних одновозрастных осадков. Современные фации едва ли можно считать геологическими телами, поскольку они еще не перешли в ископаемое состояние. В ископаемых отложениях можно с той или иной подробностью объективно исследовать только признаки пород и сохранившиеся органические остатки, а физико-географические условия не могут быть изучены непосредственно, так как они существовали тысячи и миллионы лет тому назад. Об этой обстановке можно судить лишь с той или иной степенью вероятности, исследуя генетические признаки, приобретенные отложениями в соответствующей обстановке.

Иначе обстоит дело с современными осадками. Здесь можно объективно исследовать осадки и физико-географическую обстановку, в которой они образовались. Изучение обстановки осадконакопления современных отложений помогает восстанавливать палеогеографическую обстановку накопления ископаемых горных пород. На это и опирается метод актуализма в геологии. Объяснить генезис большинства признаков древних пород можно на основании знания современных осадков и условий, в которых появились те или иные их признаки. И чем полнее, чем лучше изучены современные осадки, их особенности и условия формирования, тем точнее можно объяснить аналогичные свойства древних пород. Именно поэтому в данной книге уделено большое внимание характеристике современных обстановок и образующимся в этих обстановках осадкам. Одно из важных отличий современных отложений от древних связано с тем, что современные осадки образуются в условиях, отличных от условий накопления древних осадочных толщ. При этом чем к более древним отложениям мы обращаемся, тем заметнее становятся эти отличия. Существуют древние породы, образовавшиеся в условиях, которых нет на современной поверхности Земли. Таковы мощные толщи доломитов, железистые кварциты, яшмы. С ходом геоло-

гической истории можно проследить возрастание роли биогенных осадков и прогрессирующее вытеснение ими чисто химического осаждения.

Очень вероятно, что и средняя соленость морской воды с течением времени изменялась под влиянием сноса солей с суши, а также в результате вулканических процессов. Окислительный потенциал (содержание свободного кислорода) водной среды в древние эпохи был меньше, чем сейчас, а содержание углекислого газа выше, т. е. геохимические условия в водоемах прошлого были иными, причем шло необратимое развитие этих условий.

В то же время в связи с периодичностью в истории Земли, связанной с эпохами складчатости и горообразования, имела место некоторая повторяемость физико-географических обстановок в геологическом развитии лика Земли. Следовательно, использование современных осадков для восстановления условий прошлого должно осуществляться с учетом черт как необратимых, так и обратимых в истории Земли.

Еще одно отличие современных отложений от ископаемых выявляется при сравнении занятых ими площадей. Часто многие современные обстановки занимают гораздо меньшую площадь на поверхности Земли, чем их ископаемые аналоги в древних толщах. Так, например, современные приморские торфяники вытягиваются относительно неширокими полосами вдоль морских берегов. Ископаемые угольные пласты, образовавшиеся из подобных торфяников, в ряде случаев протягиваются на сотни километров в длину и ширину, как это иногда имеет место в Донецком каменноугольном бассейне. Такое увеличение площади, занятой определенным генетическим типом отложений, происходило благодаря миграции (перемещению) обстановок осадконакопления по поверхности Земли. Впервые на это обратил внимание Н. А. Головкинский.

Следующее отличие современных отложений от ископаемых состоит в том, что они не закончили еще развития и не покрыты более молодыми осадками. Поэтому нельзя точно сказать, какими другими отложениями они сменятся. Ископаемые же породы перекрыты более молодыми отложениями и, следовательно, формирование их уже закончилось. При условии хорошей обнаженности или при густой сети разведочных выработок можно проследить ход появления и исчезновения ископаемых генетических типов. Что же касается отложений современных, то можно только предполагать, когда и как закончится их формирование. Может случиться, что современные осадки вовсе не перейдут в ископаемое состояние, а будут размыты. Поэтому та или иная мощность современных отложений не может служить основанием для достоверного суждения о мощностях, которые эти отложения приобретут, когда они перейдут в ископаемое состояние.

Наконец, еще одно отличие современных отложений состоит в том, что они обычно только в малой степени или даже совсем не затронуты процессами диагенеза. При исследовании древних пород почти всегда приходится иметь дело с образованиями, затронутыми диагенетическими и эпигенетическими (катагенетическими) процессами и обычно в тем большей степени, чем с более древними породами мы имеем дело. Для правильного генетического истолкования древних отложений необходимо учитывать характер и степень их постседиментационных преобразований.

Назначение учения о фациях. Выражение «учение о фациях» было введено И. Вальтером в конце прошлого века. По его мнению, генетическое содержание является главным в понимании фаций. Отсюда учение о фациях — это учение о генетических изменениях осадков и осадочных пород, о причинах и закономерностях таких изменений. Основное назначение этого учения — помочь восстановлению физико-географической обстановки прошлого, помочь в палеогеографических реконструкциях.

На основании изложенного выше следует вывод, что учение о фациях — это учение о пространственных изменениях осадочных пород, вызванных различиями в условиях их образования. Таким образом, учение о фациях тесно примыкает к генетическому анализу осадочных пород и отчетливой границы между ними не существует. Как будет показано ниже, выяснение пространственных соотношений между разновозрастными отложениями разного состава и выяснение их смены в вертикальном направлении есть один из главных приемов генетического анализа.

В современных условиях лучше всего видны генетические связи между характером осадков и условиями среды. Только в современных осадках можно достоверно выявить происхождение тех или иных видов слоистости, связь механического состава и степени сортировки отложений с динамическими условиями среды, геохимических особенностей осадков с химией вод и теми процессами, которые протекают в уже накопившемся осадке — в иле и т. д. Кроме того, в современных условиях как на суше, так и на морском дне особенно ясно видны изменения, происходящие с осадками и заключенными в них организмами в связи с изменениями среды. На основании изучения современных осадков лучше поддаются генетическому истолкованию наблюдаемые изменения ископаемых отложений на площади. Напомним, что уже Грессли обратил внимание на поразившее его сходство переходов, выявленных им в отложениях юрского возраста Швейцарии, с теми, какие имеют место на современном морском дне. Для того, чтобы понять изменения древних пород на площади и в вертикальном направлении, необходимо изучать эти изменения в современных условиях.

Между условиями современной земной поверхности и древними обстановками есть принципиальные отличия, поэтому при

изучении фаций необходимо принимать во внимание специфические особенности геологического прошлого для того, чтобы избежать ошибок при перенесении результатов наблюдений над современными осадками на ископаемые. Так, тектонический фактор, имеющий большое значение для физико-географической обстановки и осадконакопления, особенно ясно проявляется именно в ископаемом состоянии и обычно замаскирован в современных условиях. Необратимость эволюции и периодичность осадконакопления также приходится принимать во внимание.

Главное назначение учения о фациях — помогать палеогеографическим реконструкциям. Делается это с помощью *фациального анализа*. Суть фациального анализа заключается в выявлении в пределах стратиграфической единицы генетических комплексов отложений (фаций), в прослеживании их на площади и в выявлении перехода в другие одновозрастные образования. Фациальный анализ является частью общего генетического анализа осадочных толщ.

Выяснение по возможности детальной картины древней физико-географической обстановки и анализ истории ее развития во времени необходимы для решения многих вопросов, стоящих перед исторической геологией. Не меньшее значение имеют эти исследования и для решения чисто практических задач: происхождение многих полезных ископаемых связано с осадочными породами. Таковы все горючие ископаемые, многие руды железа, меди, марганца, все руды алюминия, фосфориты, россыпные месторождения, керамическое и стекольное сырье, большинство строительных материалов и др.

Выявление закономерностей распределения таких месторождений в земной коре, закономерностей локализации в них полезного компонента, а также изменений его качества в разных местах необходимо для более успешного направления поисков и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1952.

Берг Л. С. Фации, аспекты и географические зоны. Изв. Всес. Геогр. общ., 1945, вып. 3.

Борисяк А. А. Курс исторической геологии. Петроград, 1922.

Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. Литологический сб. № 1. ВНИГРИ. Гостоптехиздат, 1948.

Вопросы литологии и палеогеографии (Сб. памяти Л. Б. Рухина). Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 310, серия геол., вып. 12, 1962.

Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна, 1868. Мат. для геологии России, т. 1, 1869.

Давыдова Т. Н. и Гольдштейн Ц. Л. О понятиях «фациальный анализ» и «фация». Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XL, 1965, № 5.

Данбар К. и Роджерс Дж. Основы стратиграфии (пер. с англ.). М., 1962.

Дашкевич З. В. Палеогеография. Изд-во ЛГУ, 1969.

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Гостоптехиздат, 1959.

Иностранцев А. А. Геология, т. I, изд. 2-е, СПб, 1889.

Крашенинников Г. Ф. О понимании термина «фация» и его генетическом содержании. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIII, 1968, № 2.

Леонов Г. П. Историческая геология. Изд. Моск. унив., 1956.

Ломоносов М. В. О слоях земных. М. — Л., 1949 (впервые опубликовано в 1763 г.).

Маркевич В. П. Понятие «фация». Изд-во АН СССР, М., 1957.

Марков К. К. Палеогеография (историческое землеведение), изд. 2-е. Изд-во МГУ, 1960.

Методы изучения осадочных пород, т. I, II. М., 1957.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1955—1956.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1946, № 4.

Николаев Н. И. К вопросу о состоянии изучения новейших континентальных отложений. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. I. Изд. АН СССР, М., 1952.

Осадочные фации в геологической истории (Доклады и дискуссия на сессии Американского геологического общества). Пер. с англ. Изд-во ИЛ, 1953.

Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и последледниковой эпохи. Изв. Геол. комитета, т. 16, 1889. В кн.: Избр. соч. А. П. Павлова, т. 2, 1951.

Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Бюлл. МОИП, протоколы, 1903.

Попов В. И. Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. Мат. по четверт. периоду, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.

Попов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В. и Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Гостоптехиздат, Л., 1963.

Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Ж. «Проблемы советской геологии», 1933, № 1.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I, II и атлас таблиц. Гостоптехиздат, М. — Л., 1940.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии, изд. 2-е. Гостоптехиздат, Л., 1962.

Рухин Л. Б. Основы литологии, изд. 3-е, перераб. и доп. «Недра», Л., 1969.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I, II. Л., 1958.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. I и II. Госгеолиздат, 1948.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. Изд-во АН СССР, М., 1960—1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Твенхофел У. Х. с сотрудниками. Учение об образовании осадков (пер. с англ.). М. — Л., 1936.

Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. Бюлл. МОИП, отдел геологии, 1947, № 1.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., 1958.

Усов М. А. Фации и формации горных пород. «Вопросы геологии Сибири». Сб. памяти акад. М. А. Усова, 1945.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. II. Л., 1934.

Хайн В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. МОИП, отдел геологии, 1950, вып. 6.

Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, М. — Л., 1950.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 161. М., 1966.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам. Вып. 2. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е, перераб. Гостоптехиздат, М., 1958.

Franke D. Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation (II), der Begriff Fazies. Zeitschr. für angewandte Geol., Bd 9, H. 1, 2, 3, 1963.

Gressly A. Observation géologique sur le Jura Soleurois. Neue Denkschriften der Allg. Schweiz. Ges. für die ges. Naturwiss. (Nouveaux Mémoires...), Bd II—V. Neuchâtel, 1838—1841.

Moore R. C. Meaning of facies. Sedimentary facies in geologic history. Geol. Soc. America. Memoir 39, 1949.

Pruvost C. Bull. Soc. Géol. de France, T. IX, Feuilles 1—5, pp. 90—95. Paris, 1838.

Pruvost C. Communication sur l'emploi des mots sol, roche, dépôt, formation et terrain. Bull. Soc. Géol. de France, T. X, Feuilles 17—23, 1838—1839.

Regional palaeogeography. Report of the 21 Session of the Intern. Geol. Congress. Part XII, Copenhagen, 1960.

Renavier M. E. Les faciès géologiques. Arch. des Sciences Physiques et Natur. Période 3, T. 12. Genève, 1884.

Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd I—III. Jena, 1893/94.

Weller J. M. Stratigraphic principles and practice. New York, 1960.

ГЛАВА III**УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ
НА СУШЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Условия осадкообразования на суше. Суша занимает около 30% современной поверхности земного шара (рис. 7). На ней преобладают процессы денудации. Наряду с этим происходит накопление продуктов выветривания и продуктов жизнедеятельности организмов. Континентальное осадконакопление обладает рядом особенностей. Прежде всего для него характерна относительная неустойчивость образующихся осадков: за накоплением часто следует размыв. Поэтому в ископаемом состоянии континентальные отложения встречаются реже, чем морские. Континентальные условия изменчивы. Это приводит к тому, что разные по составу континентальные отложения быстро сменяют друг друга как в горизонтальном направлении, т. е. на том же стратиграфическом уровне, так и по вертикали, т. е. вверх и вниз по разрезу.

При благоприятных условиях, особенно в областях тектонических опусканий, континентальные отложения могут хорошо сохраняться в ископаемом состоянии и достигать мощности в тысячи метров. Например, мощность неогеновых и четвертичных континентальных отложений в Ферганской впадине Средней Азии до 5 км.

Осадконакопление на континентах очень тесно связано с рельефом. Именно рельеф обуславливает одну из весьма существенных черт континентальных отложений — их большую пестроту и изменчивость на коротких расстояниях. Однако из этого правила есть исключения. Осадки центральных частей крупных озер, например, могут быть весьма однообразными и выдержанными на больших расстояниях.

Континентальные отложения представлены главным образом обломочными и глинистыми породами. Если среди них присутствуют другие осадочные породы, например биогенные (пласты

угля) или химические (микрозернистые известняки), то они обычно лежат пластами сравнительно небольшой мощности среди песчаников или глин и аргиллитов. В аридном климате среди континентальных отложений иногда появляются прослои солей (например, гипса), но такие прослои не имеют большой мощности и, как правило, подчинены обломочным и глинистым породам.

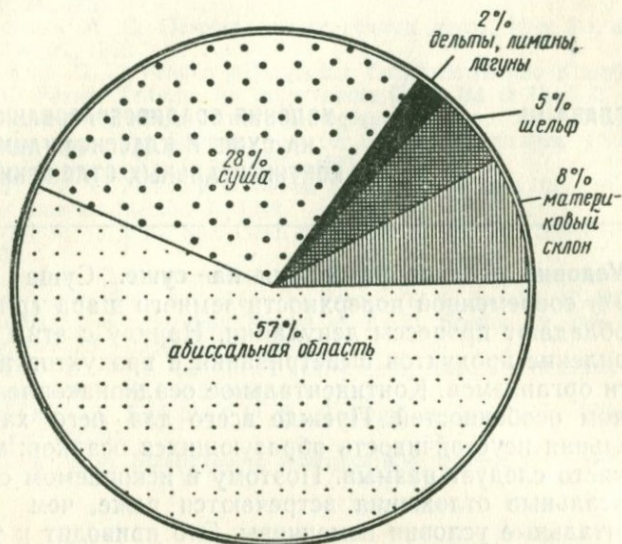


Рис. 7. Соотношение площадей основных геоморфологических областей суши и моря (для современной эпохи)

Преобладание преимущественно обломочного и глинистого материала в континентальных отложениях объясняется тем, что при осадочной дифференциации в пределах континентов задерживаются главным образом начальные продукты дифференциации. Большинство же растворенных веществ выносится в море и выходит за пределы континентального осадконакопления.

Для большинства континентальных отложений характерна довольно тесная связь их с материнскими породами. Особенно наглядно эта связь прослеживается в элювиальных образованиях. Существует определенная зависимость петрографического и минерального состава обломочного материала от состава материнских пород в области сноса. Так, россыпные месторождения часто располагаются в областях развития коренных месторождений тех же элементов и минералов. Это обстоятельство используется для поиска коренных месторождений там, где известны россыпи.

Именно так, например, были найдены коренные месторождения алмазов в Сибири. Сначала были обнаружены россыпные месторождения, а потом уже коренные алмазоносные породы. Бывает и наоборот: по присутствию коренных месторождений золота или других стойких по отношению к выветриванию минералов можно предполагать и наличие по соседству россыпных месторождений.

Особенностью континентальных отложений (особенно во влажном климате) является также присутствие в них, а подчас и обилие, растительных остатков: углистых частиц, обрывков и отпечатков листьев, веточек и стеблей, наличие пыльцы и спор, псевдоморфоз (глиптоморфоз) различных минералов по растительным тканям, следов корней. В осадках зон холодного и засушливого климата они присутствуют в меньшем количестве, чем в осадках влажных зон. Однако следует иметь в виду, что обилие растительности на суше характерно только с девонского периода и что в прибрежно-морских отложениях тоже может присутствовать много растительных остатков. Поэтому при определении генезиса отложений и к этой особенности континентальных отложений нужно подходить осторожно.

В характере и распределении континентальных отложений находит отражение климатическая зональность.

Н. М. Страхов (1960) выделил три типа литогенеза, определяемых климатическими различиями: ледовый, гумидный и аридный (рис. 8).

Ледовый литогенез распространен в современную эпоху в полярных областях, а также в высокогорных зонах. Он обусловлен низкой средней годовой температурой. Основным источником осадочного материала является механическое выветривание, перенос осуществляется также механическим путем — с помощью льда, талых ледниковых вод или ветра. Это самый простой ход осадочного процесса. Более сложные пути химической и биологической переработки осадочного материала подавлены низкой температурой области седиментации. Генетические типы ледниковых отложений, хотя и представлены главным образом обломочными накоплениями, довольно разнообразны.

Гумидный тип литогенеза занимает на современной поверхности суши наибольшее пространство и приурочен к зонам с постоянным обилием влаги и более высокой среднегодовой температурой. Располагаются гумидные зоны широкими полосами в северном и южном полушарии.

По сравнению с ледовым гумидное осадкообразование сложное и многогранно. Кроме чисто механических процессов, в нем участвуют процессы физико-химические, химические и биологические. Различия в конкретной физико-географической обстановке вызывают многообразные изменения в ходе осадкообразования, а следовательно, и в формирующихся осадках.

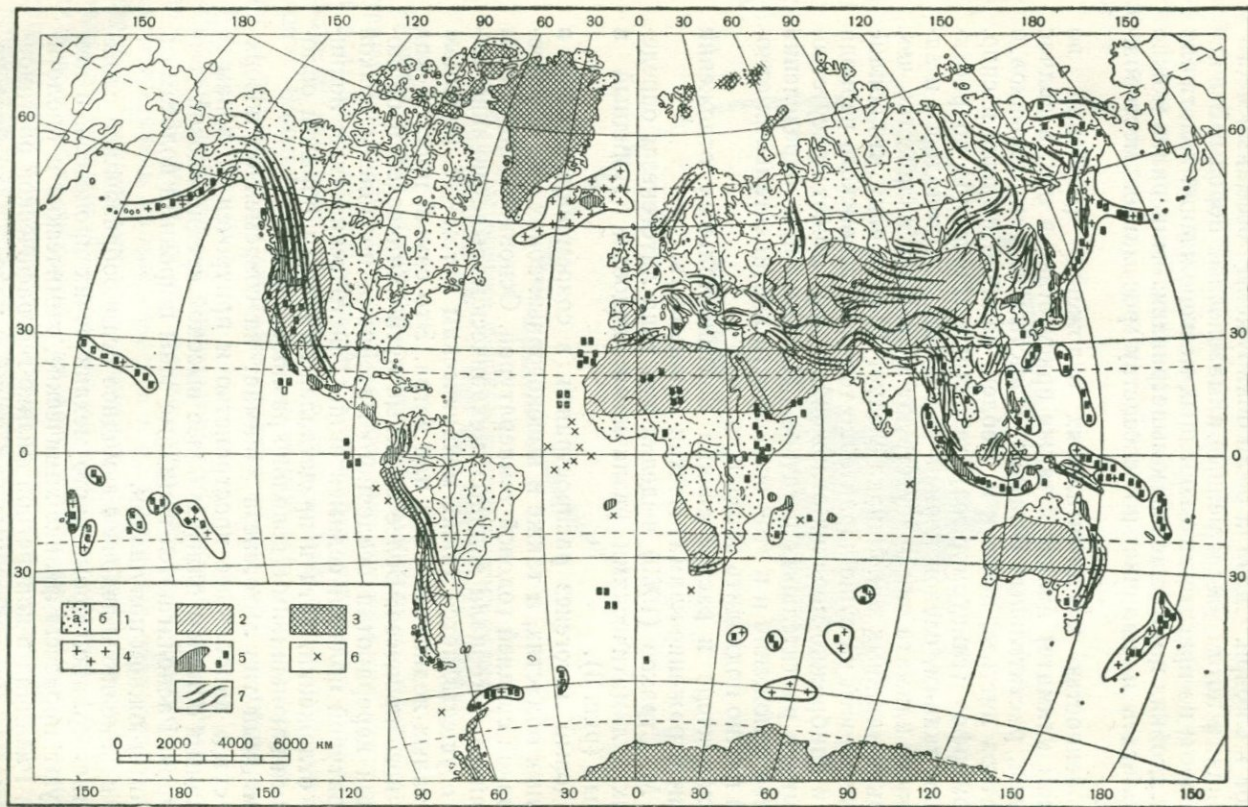


Рис. 8. Типы современного литогенеза (по Н. М. Страхову, 1963):

1 — области гумидного литогенеза; 2 — области аридного литогенеза; 3 — области ледового литогенеза; 4 — области эффузивно-осадочного литогенеза; 5 — вулканы и вулканические горные хребты; 6 — водосборная часть бассейнов; 7 — конечные водосемы стока; 8 — области литогенеза в зонах трансформации.

Основной перенос осадочного материала осуществляется реками, причем мигрирует вещество в виде растворов (в ионной форме), в виде взвесей и путем перекачивания обломков по дну. Осаждение происходит частично по пути переноса (делювий, пролювий, аллювий), но больше в озерах, а еще больше выносятся в море, т. е. уходит за пределы континента. Легко растворимые и биологически инертные соединения (NaCl , CaSO_4 , KCl , MgSO_4 и др.) в гумидной зоне почти не дают осадков. Таким образом, для гумидного литогенеза характерна неполнота осадения поступающего в водоемы этой зоны материала.

Осадки, возникающие в гумидной зоне, очень разнообразны — галечники, пески, алевроиты, глинистые и карбонатные илы, торфяники, сапропелевые илы и другие осадки, образованные организмами: различные биогенные известковые и кремневые илы.

Более или менее длительная водная обработка приводит к механической сортировке материала. В осадках делювия и пролювия она еще слабая, в речных отложениях вполне отчетлива, особенно в низовьях равнинных рек, и наиболее отчетливо выражена в озерах и в прибрежной зоне моря (сортирующее действие прибоя).

Для гумидного литогенеза характерны также высокие концентрации ряда элементов: железа, марганца, алюминия. Рудообразование происходит частью в коре выветривания (железные руды, бокситы, каолины), частью на путях переноса осадочного материала (россыпи золота, платины, алмазов и т. д.), в озерах (осаждение руд железа и алюминия), но главным образом в прибрежных зонах морей.

Аридный тип литогенеза распространен в областях засушливого климата. Аридные зоны расположены к северу и югу от тропической влажной зоны (см. рис. 8). Климатическая поясность здесь значительно нарушается рельефом. Последний осложняет морфологию зон, разрывая их на отдельные куски, иногда даже вытянутые не в широтном, а в меридиональном направлении (пустыни в Чили и к югу от нее).

Для аридных процессов характерно ослабление миграции элементов в коре выветривания. Из нее почти не вымываются железо, марганец, алюминий и др. Следовательно, в осадках прекращается формирование железных, марганцевых и алюминиевых руд. Для районов с засушливым климатом характерно отсутствие лесного покрова, болота встречаются редко. А это значит, что среди отложений аридных зон мало углей и элементов, связанных с органическим веществом (германий, гафний и др.).

Внутриконтинентальные водоемы аридной зоны бессточны; они улавливают весь поступающий материал, в том числе и растворенные вещества, поэтому они, как правило, осолонены. На территории СССР примером таких озер могут служить озера

Казахстана: Балхаш, Тенгиз, а также Аральское море, расположенное у самой северной границы аридной зоны и поэтому относительно слабо осолоненное. На слабую соленость Аральского моря влияет и обильный приток пресных вод, вносимых Амударьей и Сырдарьей. В подобных водоемах при сохранении аридности климата соленость с течением времени возрастает и может начаться, даже внутри континента, выпадение химических осадков: карбоната кальция, доломита, затем гипса, а в заключительную стадию — наиболее растворимых галоидных солей.

Осолонение континентальных водоемов аридной зоны ведет к падению роли организмов в осадконакоплении. Зато усиливается роль химических осадков и среди них появляются все новые компоненты по сравнению с теми, которые участвовали в осадкообразовании гумидной зоны, а именно сульфаты и хлориды натрия, калия, кальция, магния.

Механическая дифференциация осуществляется главным образом движущейся водой. Недостаток воды в районах с аридным климатом приводит к тому, что механические осадки здесь часто плохо или даже совсем не сортированы. С другой стороны, в этих областях увеличивается роль ветра как агента переноса и дифференциации. Ветер перерабатывает осадки аридных зон и сортирует их (некоторые пески пустынь).

Классификация континентальных отложений. До сих пор еще нет общепринятой классификации континентальных отложений, хотя многие исследователи занимались этим вопросом. Существуют схемы, предложенные В. А. Обручевым (1932), Н. И. Николаевым (1946), Е. В. Шанцером (1950, 1966), Л. Д. Белым (1951) и некоторыми другими. Приведем здесь только одну из них, схему Шанцера (1966).

Если сравнить классификацию Шанцера (табл. 1) со схемами, предложенными другими авторами, то можно заметить, что основные группы в них обычно совпадают. Это позволяет принять следующую группировку континентальных отложений: 1 — элювиальные образования; 2 — отложения на склонах и у их подножий (коллювиальная группа); 3 — пролювиальные отложения; 4 — речные (аллювиальные) отложения; 5 — озерные отложения; 6 — отложения источников и карстовых полостей; 7 — ледниковый комплекс; 8 — отложения пустынь; 9 — наземные вулканические отложения.

Каждая из этих групп включает иногда несколько генетических типов (например, ледниковый комплекс), иногда один тип (например, пролювиальные отложения). Во всяком случае генетические типы внутри группы всегда связаны тесными парагенетическими соотношениями. Выявление парагенезов есть главное основание как для правильного генетического истолкования отдельных членов группы, так и для обоснованного выделения всего парагенеза в целом.

Схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований

(по Е. В. Шанцеру, 1966, с небольшим сокращением)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа и подгруппа	Генетический тип
I. Элювиальный (ряд коры выветривания)	А. Группа почв	Почвы
	Б. Группа собственно коры выветривания	Автохтонные торфяники Элювий
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационная группа	Обвальные накопления Осыпные накопления Оползневые накопления Солифлюкционные накопления
	а) подгруппа коллювия обрушения	
	б) подгруппа коллювия сползания	
	Б. Делювиальная группа (коллювий смывания)	Делювий
III. Водный (аквальный)	А. Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)	Аллювий Проллювий
	Б. Группа озерных отложений (лимническая)	Озерные отложения
IV. Подземноводный (субтерральный)	А. Группа отложений пещер (субтерральная)	Пещерные отложения
	Б. Группа отложений источников (фонтанальная)	Туфы и травертины
V. Ледниковый (гляциальный)	А. Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)	Основные морены Краевые морены
	Б. Группа водноледниковых отложений (аквогляциальная)	Внутриледниковый тип Приледниковый (перигляциальный) тип
	а) подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	
	б) подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
VI. Эоловый (ветровой)	А. Группа эоловых песков	Эоловые пески
	Б. Группа эоловых лёссов	Эоловые лёссы

Элювием (лат. *elucere* — вымывать) называют уцелевшие на месте своего формирования продукты выветривания горных пород. Очень характерным примером элювиальных образований служат кора выветривания.

Между понятиями «элювий» и «кора выветривания» нет четкой разницы. Разные исследователи по-разному определяют элювий и кору выветривания. Мы под «элювием» будем понимать все вообще продукты выветривания (физические и химические), оставшиеся на месте своего образования, а под «корой выветривания» — сложно построенный элювиальный профиль, облетающий при типичном развитии рядом характерных признаков.

Выветривание. Процессы выветривания очень разнообразны и сложны. Суть их такова. Горные породы, оказываясь при размыве вышележащих слоев или в результате других геологических причин около земной поверхности, испытывают влияние иных физико-химических условий. Эти новые условия нарушают физико-химические равновесия, установившиеся на глубине между веществом горных пород и окружающей их средой. Выветривание и есть по существу реакция горных пород на новые для них условия. Оно направлено к установлению нового подвижного равновесия между веществом горных пород и окружающей их на дневной поверхности средой. Иными словами, выветривание есть преобразование вещества горных пород в поверхностных условиях. Процессам выветривания могут подвергаться и рыхлые осадки, если они попадают в условия, отличные от тех, в которых они образовались.

Выветривание ведет к изменению механических особенностей горных пород и сложившихся в них химико-минеральных соотношений, к появлению новых свойств и новых минеральных ассоциаций, соответствующих поверхностным физико-химическим и термодинамическим условиям. Поскольку в ходе выветривания не только уничтожаются прежние химико-минеральные соотношения, но и создаются новые, то неправильно говорить о выветривании лишь как о процессе разрушения пород, как это иногда принято; выветривание есть также и созидательный процесс.

Различают, как известно, два главных вида выветривания: физическое и химическое; иногда отдельно рассматривают биологическое выветривание. Механическое выветривание — это раздробление (дезинтеграция) пород; химическое выветривание представляет собой гораздо более сложный комплекс процессов, главными из которых являются окисление, гидратация, вынос катионов, обескремнивание, взаимодействие и накопление окислов алюминия, кремния и железа. Все виды выветривания тесно

связаны друг с другом, но идут с разной интенсивностью и с разным относительным значением в зависимости от конкретных условий среды.

На характер процессов оказывает влияние, как это показал еще В. В. Докучаев, состав материнских пород, климат, рельеф, органический мир. Особенно велика в выветривании роль климата. Разнообразные сочетания перечисленных факторов обуславливают сложность и многообразие хода выветривания, а следовательно и образующихся продуктов.

Поскольку процессы выветривания дают начало продуктам, из которых образуется большая часть осадочных пород, а осадочные породы в свою очередь могут подвергаться выветриванию, то ход поверхностных процессов можно выразить в виде схемы, представленной на рис. 9.

Кора выветривания. Кора выветривания — это закономерный построенный профиль, развивающийся на материнских породах путем преобразования их под влиянием поверхностных агентов.



Рис. 9. Большой цикл поверхностных процессов (по Б. Б. Полюнову, 1935)

Некоторые исследователи, например И. И. Гинзбург, выделяют, кроме первичных (или остаточных) кор выветривания, так называемые вторичные коры, представляющие собой перенесенные и переотложенные продукты первичной коры. В этом случае, однако, кора выветривания утрачивает непосредственную связь с материнскими породами, а следовательно, теряет один из самых характерных своих признаков. Такие переотложенные продукты не следует называть корой выветривания.

Типично развитая кора выветривания формируется длительное время и является своеобразным остаточным образованием, сильно отличающимся от других генетических типов континентальных отложений. К ней не применимо выражение «отложение». Кора выветривания — это не результат отложения материала, а оставшиеся на месте своего образования продукты физического и химического разложения материнских пород. Поэтому правильнее по отношению к коре выветривания (и вообще к элювиальным продуктам) употреблять выражение «остаточные образования». «Остаточные» потому, что они остались на месте своего образования, хотя по механическим свойствам, по химическому и минеральному составу могут сильно отличаться от материнских пород.

Кора выветривания обладает рядом характерных признаков, главные из которых следующие:

1. Генетически она тесно связана с подстилающими материнскими породами. Эта связь выражена как в особенностях состава, так и в том, что часто кора выветривания, особенно в нижних горизонтах, сохраняет структуру и текстуру материнских пород, хотя состав у нее может быть уже совсем другой.

2. Разница между составом коры выветривания и материнскими породами нарастает снизу вверх. На некотором расстоянии от основания может оказаться, что в коре выветривания совсем нет минералов материнских пород.

3. Кора выветривания имеет более или менее отчетливо выраженное зональное строение: в разрезе выделяется ряд зон или горизонтов, различающихся по химическому и минеральному составу, а нередко и по физическим свойствам, цвету, плотности, структуре и др. Если кора выветривания содержит какое-либо полезное ископаемое, то обычно оно не распределено равномерно по всему разрезу коры, а преимущественно или целиком приурочено к определенным ее горизонтам.

Зональное строение коры связано с сложными процессами формирования коры и, в частности, со стадийностью ее развития: определенным стадиям соответствует и образование определенных зон (горизонтов) в разрезе. Обычно наблюдается упрощение состава коры выветривания снизу вверх по разрезу: более высокие ее зоны имеют более простой состав, чем нижележащие.

4. Минеральный состав коры выветривания очень разнообразен, но самым характерным для него является преобладание глинистых минералов. Именно они, будучи продуктом поверхностных физико-химических условий, оказываются здесь устойчивыми и поэтому играют такую большую роль не только в коре выветривания, но и среди осадочных пород вообще.

Последовательное образование глинистых минералов из минералов материнских пород, а затем их изменение по мере развития элювиального процесса является одной из причин зонального строения кор выветривания. Некоторые горизонты коры, особенно верхние, иногда целиком сложены глинистыми минералами. В частности, для многих кор выветривания на территории Советского Союза характерны гидрослюды, каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрохлориты и другие глинистые минералы.

На рис. 10 показано изменение минерального состава материнских пород (аргиллитов и песчаников среднего карбона) в различных зонах коры выветривания в Донецком бассейне. Из данного рисунка видно, как по-разному ведут себя при этом отдельные минералы: содержание одних постепенно уменьшается и в верхних зонах они совсем исчезают (полевые шпаты, слюды), другие проходят через весь профиль, но в некоторых зонах их

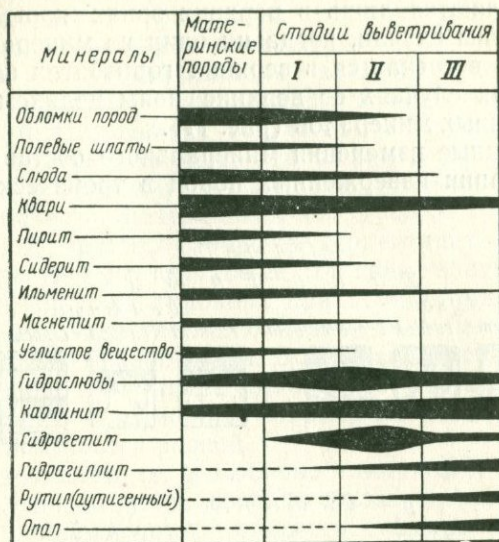


Рис. 10. Изменение минерального состава пород среднего карбона Донецкого бассейна при выветривании (по П. С. Самодурову, 1952)

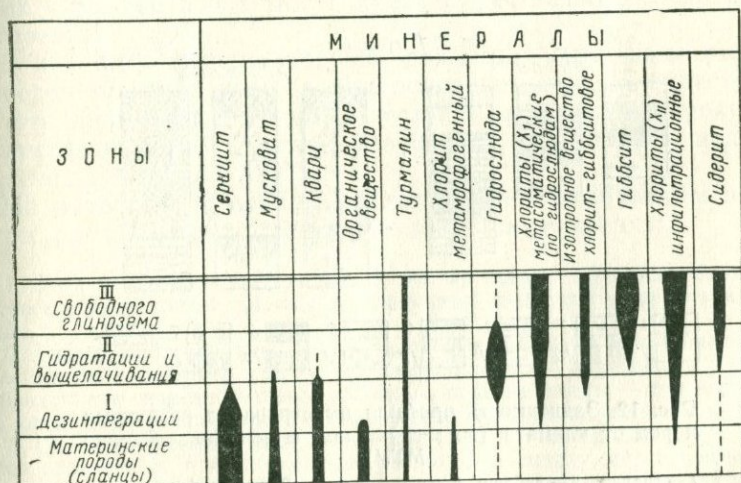


Рис. 11. Распределение минералов по зонам коры выветривания одного из участков в районе Курской магнитной аномалии (по С. Г. Вишнякову и В. И. Сиротину, 1967)

содержание возрастает (гидрослюда и др.); наконец, третьи впервые появляются лишь в верхних зонах коры (гидрогетит и др.). Известны случаи, когда ни один из минералов материнских пород не встречается в верхних горизонтах коры выветривания. В таких случаях ее верхние зоны целиком состоят из новообразованных минералов (рис. 11).

Очень сложные изменения минерального состава происходят при выветривании изверженных пород в тропическом климате.

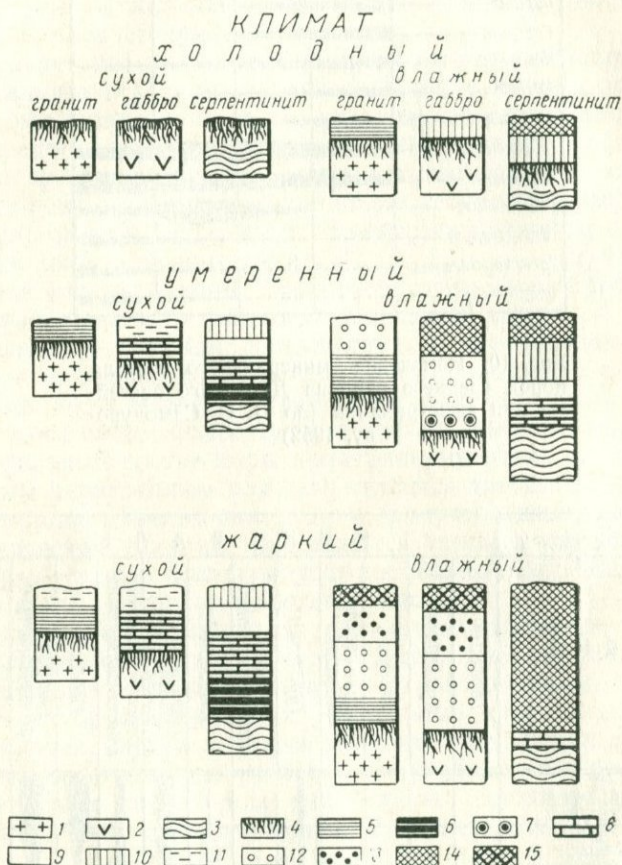


Рис. 12. Зависимость профиля выветривания различных пород от климата (по материалам музея Землеведения МГУ):

1 — гранит; 2 — габбро; 3 — серпентинит. Зоны профиля выветривания: 4 — дресвянистая; 5 — гидрослюдистая; 6 — магнезитовая, 7 — гидрохлоритовая, 8 — карбонатная, 9 — нонтронито-опаловая, 10 — нонтронитовая, 11 — монтмориллонитовая, 12 — каолинитовая, 13 — каолинито-гипсовитовая, 14 — охристая, 15 — бурожелезняковая шляпа

Мощность кор выветривания меняется в широких пределах: иногда она достигает нескольких сотен метров, а чаще всего от единиц до нескольких десятков метров.

На рис. 12 схематично показано влияние климата и состава материнских пород на строение коры выветривания. В левой половине рисунка помещены результаты выветривания в сухом климате, а в правой половине — во влажном климате. Горизонтальные ряды соответствуют холодным, умеренным и жарким условиям. В качестве материнских пород взяты три существенно разные породы: гранит, габбро и серпентинит. Минимальная мощность коры и самое простое ее строение типичны для холодного климата. В сухих условиях при этом развивается только маломощная дресвянистая (щербнистая) зона без заметных признаков химического разложения. Во влажном холодном климате (наверху справа) кора также маломощна, но затронута процессами химического разложения, поэтому на разных материнских породах она получается разной.

В умеренном климате, а особенно в жарком и влажном, кора выветривания оказывается гораздо более сложной, на разных материнских породах она развивается существенно по-разному, и в ней иногда выделяется до 5 различных горизонтов (зон). Обычно на гранитах развивается кора выветривания каолинового состава, на основных породах (диабазы, габбро) — в составе коры участвуют железистые монтмориллониты и красные каолины, на серпентинитах — нонтрониты и охры. Надо отметить, что в разных условиях климата и рельефа профили выветривания одних и тех же пород могут иметь существенно разный состав и строение.

В качестве примера хорошо развитой коры выветривания приведем профиль коры пород основного состава охристо-глинистого типа. Этот тип коры известен в ряде мест на кристаллическом фундаменте Русской платформы, на Урале и в других областях (Разумова, 1967).

На материнской породе, представленной диабазовым порфиритом, располагаются следующие зоны (снизу вверх):

1. Зона начального разложения. В ней происходит главным образом механическое разрыхление породы и начинается гидратация первичных минералов.

2. Гидрохлоритовая зона. В ней первичные минералы уже сильно разложены: цветные минералы (пироксены, амфиболы и др.) замещаются глинистыми продуктами гидрохлоритового состава, а полевые шпаты — монтмориллонитом, который вверх по разрезу в той же зоне замещается каолинитом.

3. Охристо-глинистая зона. Внизу она часто пятнистая благодаря чередованию обохренных и необохренных участков, а сверху красноцветная. По минеральному составу в ней иногда выделяют две подзоны. В нижней подзоне происходит окисление и дальнейшая гидратация хлоритов, развивается гидрогематит. В верхней подзоне продолжается развитие гидрогематита и появляется гиссит, т. е. водная гидроокись алюминия. Гидрохлорит переходит в железистый шамозит (ферришамозит).

4. Каолиновая красноцветная зона с остаточным гипбситом венчает профиль. Возможно, что эта зона не является нормальным следующим членом профиля, а представляет собой продукт вторично наложенного процесса.

Мощность коры выветривания рассмотренного типа достигает нескольких десятков метров (до 50 м); мощность отдельных зон не постоянна, иногда

они могут выпадать совсем из профиля, а иногда достигать 15—20 м.

В умеренном климате профили выветривания имеют гораздо меньшую мощность и построены значительно проще. Очень сложная кора выветривания развивается в жарком, периодически влажном муссонном климате тропиков. Она известна под названием *латеритного профиля* и с ней связаны многие месторождения бокситов современных тропических областей (рис. 13). Относительно процессов, формирующих латеритный профиль, и характера латеритного выветривания существуют разные точки зрения.

В настоящее время доказано, что универсального латеритного профиля выветривания нет. В разных конкретных условиях он развивается по-разному. Так, на материнских изверженных породах основного состава выделяется несколько типов профилей (Лисицына, 1967). Для одного из них характерен постепенный пере-

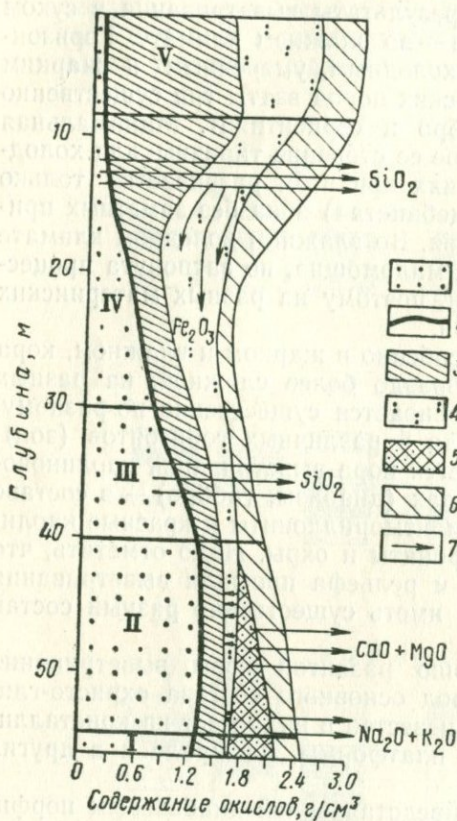


Рис. 13. Геохимическая схема тропической коры выветривания высоких пенепленов на серицит-хлоритовых сланцах. I — V — зоны профиля (по Б. М. Михайлову, 1968):

1 — SiO_2 ; 2 — TiO_2 ; 3 — Al_2O_3 ; 4 — Fe_2O_3 ; 5 — FeO , CaO , MgO , MnO , Na_2O , K_2O ; 6 — потери при прокаливании; 7 — направление выноса компонентов

ход материнских пород в глинистую толщу сложного хлорит-вермикулит-гидрослюдистого состава, иногда с монтмориллонитом или нонтронитом. Вверху развиваются гипбсит-каолиновые глины с примесью гидроокислов железа и титана (вьетнамский

тип коры). В другом типе (тихоокеанском) преобразование материнской породы происходит более резко. На базальте непосредственно располагается каолининовая глина, которая выше сменяется гиббсит-каолининовой глиной. В профиле третьего типа (гвинейском) наблюдается наиболее интенсивное разложение, материнская порода превращена в пористую массу, состоящую почти целиком из свободных водных окислов алюминия, железа и титана.

Схема латеритного профиля выветривания, установленная Фоксом (Fox, 1932) в Индии, является, по-видимому, еще одним типом такого выветривания.

Мощность и строение латеритного профиля очень разнообразны. Наиболее полно он развит на приподнятых пенепленах, где может достигать 150 м мощности. На одном из участков Либерийского щита в экваториальной Африке такой профиль имеет, по данным Б. М. Михайлова (1968), следующее строение (снизу вверх):

1. Коренные породы — серицит-хлоритовые известковистые сланцы.
2. Зона выщелачивания — выщелоченные сланцы светлого зеленовато-серого цвета. Порода легко крошится. Мощность 5—15 м.
3. Осветленная зона — глины оранжево-серые и желтовато-серые, рыхлые, с ясной реликтовой сланцеватостью материнских пород. Здесь происходит гидратация серицита и его переход в каолинит; хлорит также переходит в каолинит. Выделяющееся железо переходит в свободную гидроокись. Мощность 10—15 м.
4. Зона бокситовых глин — глины охристо-желтые до красных с заметной реликтовой структурой сланцев. Местами образуются сгустки гидроокислов алюминия и железа, напоминающие бобовины. Сланцеватость еще выражена. Серицит и хлорит полностью замещены каолинитом и гидроокислами алюминия и железа. Мощность 4—10 м.
5. Зона бокситов. Здесь уже совсем исчезают реликты сланцеватой структуры. Боксит состоит из алюмо-железистых бобовин темного красно-коричневого цвета, погруженных в тонкодисперсную, обычно коллоидальную, массу того же состава. Попадаются угловатые обломки гиббситизированных сланцев и участки боксита, напоминающие гальки. Мощность 3—15 м (см. рис. 13).

В СССР современные латеритные профили не известны, так как у нас нет районов с тропическим климатом. Многие исследователи предполагают, что в некоторые эпохи геологического прошлого такой климат существовал на территории СССР — в то время шло формирование латеритного профиля.

Многосторонне влияние рельефа на образование коры выветривания. На выровненном рельефе элювиальный процесс продолжается длительное время, поэтому может сформироваться мощная, сложная кора выветривания. Особенно мощная кора выветривания развивается на приподнятых пенепленах благодаря глубокому проникновению грунтовых вод. Уклоны рельефа определяют интенсивность поверхностного размыва, а следовательно, и мощность и полноту развития коры в данной точке. Иногда на самом верху коры выветривания образуется очень

прочный железисто-кремнистый панцирь, предохраняющий кору от размыва. Благодаря панцирю кора может успешно формироваться на довольно крутых (до 30°) склонах. Примером может служить ряд пунктов экваториальной Африки, описанных Михайловым (1968).

Исключительно большое влияние на ход поверхностных процессов и в особенности на образование верхней части коры выветривания, называемой почвой, оказывает органический мир. Почвы обладают характерными морфологическими особенностями и подразделяются на отдельные почвенные горизонты.

Чем дольше протекают элювиальные процессы, тем полнее и глубже происходит разложение материнских пород, а следовательно, тем более мощной и сложной оказывается получающаяся в результате этого кора. Мощные и сложные коры выветривания, известные в различных районах Советского Союза, образовывались обычно в несколько этапов и иногда на протяжении нескольких геологических периодов.

Распространение древних кор выветривания. Кора выветривания формировалась и в прошлом, поэтому мы находим ее остатки в отложениях разного возраста, начиная с докембрия. Однако наибольшее распространение коры выветривания получали лишь в некоторые моменты геологической истории.

Самые древние коры констатированы на поверхности архейских пород в Карелии. Выше их располагаются протерозойские породы. На Калужском поднятии и под Москвой глубокими скважинами встречены коры выветривания, лежащие под нижним палеозоем. Они представлены преимущественно дресвянистой, гидрослюдистой и иногда каолиновой зонами мощностью до 30 м.

Богатые железные руды Кривого Рога и в районе Курской магнитной аномалии приурочены к участкам досреднедевонской коры выветривания, развивавшейся на железистых кварцитах.

Девонские коры выветривания известны на Тимане и в ряде пунктов на юге Западной Сибири.

Классическим районом развития древней коры выветривания на территории СССР является Урал, особенно Южный и Средний, где она хорошо изучена И. И. Гинзбургом и его учениками. Мощность ее достигает здесь 150—200 м. Формировалась она в течение длительного времени. Выделяют до 6 эпох, в которые шло ее образование. Главными были эпохи позднего триаса, ранней и средней юры, поздней юры — раннего мела, а также палеогеновый период.

Коры выветривания мезозойского и кайнозойского возраста представлены в Казахстане и в Сибири, где с ними связано, как и на Урале, много ценных видов полезных ископаемых. В Западной Сибири В. П. Казаринов выделяет до 7 эпох, в которые

шло образование кор выветривания. Коры выветривания различного возраста известны и в ряде районов Кавказа, на Украине, в частности на Украинском кристаллическом массиве, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Полезные ископаемые в элювиальных образованиях. С элювиальными продуктами связано много разнообразных и ценных видов полезных ископаемых. Установление в каком-либо районе коры выветривания служит благоприятным признаком возможности нахождения непосредственно в ней самой или в продуктах ее перемыва различных полезных компонентов.

В элювии нередко заключены различные россыпные месторождения. Образуются они в тех случаях, когда в подстилающих материнских породах присутствуют в рассеянном виде какие-либо стойкие по отношению к выветриванию минералы или соединения, которые при химических процессах в коре во время ее формирования дали нерастворимые и механически стойкие вещества, относительно обогатившие кору. Таковы некоторые месторождения золота, драгоценных камней, касситерита, циркона и др.

Однако самыми характерными для коры выветривания полезными ископаемыми являются не россыпные (т. е. по существу остаточные) компоненты, а минеральные новообразования, возникшие в коре в ходе свойственных для нее химических процессов. Сюда относятся различные виды глин, многие из которых являются керамическим и огнеупорным сырьем, обладают отбеливающими и другими ценными свойствами.

С корами выветривания связаны месторождения руд различных металлов: алюминия (бокситы), железа, никеля и др. В них часто встречаются минеральные краски, например охры.

Особенно высоким качеством часто обладают глины и другие полезные ископаемые коры выветривания, переотложенные в понижения рельефа, при переотложении они естественным путем отмываются от более крупных зерен кварца и других примесей. Поэтому при исследованиях коры выветривания отделение собственно элювиальных площадей от участков, где развиты продукты ее переотложения, имеет прямое практическое значение.

ГЛАВА V

ОТЛОЖЕНИЯ СКЛОНОВ И ПОДНОЖИЙ (КОЛЛЮВИЙ И ДЕЛЮВИЙ)

Коллювиальные и делювиальные отложения разнообразны. Накапливаются они на склонах различной крутизны и около их подножий. Это и позволяет объединить довольно разные генетические типы отложений в одну группу. В образовании

отложений склонов и подножий главная роль часто принадлежит действию силы тяжести.

Коллювиальные и делювиальные отложения на склонах и у подножий широко распространены. Повседневный опыт показывает, насколько редко встречаются склоны, лишенные покровных образований, т. е. такие, у которых на поверхность выступали бы непосредственно коренные породы. Едва ли будет ошибкой сказать, что именно рассматриваемая группа отложений наиболее широко распространена на современной поверхности суши. Вместе с тем представители этой группы в ископаемом состоянии встречаются редко. Объясняется это тем, что все отложения на склонах не устойчивы; они легко подхватываются агентами денудации — текучей водой и ветром, уносятся прочь и дают начало другим генетическим группам осадочных образований, например речным, озерным или морским. Тем не менее отложения, образовавшиеся на склонах, имеют определенное геологическое значение. Ископаемые их аналоги помогают палеогеографическим реконструкциям. Они важны и в практическом отношении: в них иногда находятся россыпные месторождения, огнеупорное сырье, строительные камни, кирпичные глины и т. д. Кроме того, правильное распознавание оползневых, обвальных и тому подобных накоплений имеет большое значение при всех видах инженерно-геологических исследований.

Осыпи и обвалы. *Осыпи* возникают в горах и вообще на крутых склонах в результате главным образом физического выветривания скальных пород и скатывания и оползания вниз по склону продуктов разрушения. Этот процесс может происходить как под действием силы тяжести, так и с помощью стекающей по поверхности и просачивающейся внутрь дождевой и снеговой воды. Многократное замерзание и оттаивание также способствует движению обломков вниз по склону. В образовании и передвижении осыпей участвуют и многие другие силы: ударное действие падающих глыб; замерзание воды и таяние льда; сжатие и расширение обломков под действием колебаний температуры; ударное действие дождя; изменение величины трения между обломками под влиянием их обледенения или увлажнения; движение лавин; солифлюкционные процессы.

Отделяющиеся от скал обломки пород, скатываясь, образуют осыпь. Осыпь, постепенно разрастаясь, покрывает склон от места выходов коренных пород до его основания.

В осыпи наблюдается некоторая сортировка обломочного материала, обусловленная тем, что при движении вниз по склону более крупные глыбы обгоняют более мелкие. Иногда наблюдается иная картина: в верхней части склона обломки крупнее, книзу под влиянием выветривания и взаимного истирания они становятся мельче. Такой каменный поток кажется застывшим, но это только кажется. В действительности он медленно пере-

двигается, дробя и шлифуя подстилающие породы. Скорость движения осыпей в разных условиях меняется от ничтожной величины до нескольких десятков сантиметров в год.

Обвальные накопления близки к осыпям. Отличаются обвалы тем, что происходят быстро, принимая иногда катастрофический характер. Чаще всего обвалы приурочены к районам, где уклоны превышают $40\text{--}45^\circ$. Толчком для их образования может явиться сильный ливень, подмыв основания склона рекой, землетрясение и т. п.

Состав обвальных образований, как и осыпей, зависит от состава разрушающихся пород. Массивные породы дают глыбовые обвальные накопления. Примером может служить «каменный хаос» около Алупки в Крыму, состоящий из больших глыб диабазы. Сланцы и слоистые осадочные породы дают при обвалах щебнисто-суглинистые массы.

Слоистостью осыпные и обвальные накопления не обладают. Органические остатки в них обычно принадлежат материнским породам. Но могут встречаться обломки костей наземных животных, растительные остатки — куски стволов, стеблей, споры и пыльца.

Оползневые накопления. Оползневые накопления (по Е. В. Милановскому — «делапсий», лат. *delapsere* — соскальзывать), довольно широко распространены.

Под оползнями понимают движения земляных масс вниз по склонам в горах, по берегам речных долин, в обрывах морских берегов, оврагах и искусственных выемках. Часто оползни захватывают значительные массы пород на большом протяжении, выводя их из условий первоначального залегания (рис. 14).

В процессе оползания горные породы теряют свою первоначальную структуру и текстуру, претерпевают неравномерное раздробление и перемешивание, образуют своеобразные отложения, создают оригинальные формы рельефа.

Сползающие породы обычно отличаются от подстилающих. Оползневое тело представляет собой беспорядочно перемешанный материал, состоящий из крупных обломков, смешанных с мелкоземом, обычно с глиной. Оползневые отложения чаще неслоисты и нередко носят брекчиевидный характер. Но иногда в оползневых массах хорошо сохраняется слоистая текстура материнских пород, а возникшие в результате их оползания нарушения залегания могут быть приняты за тектонические деформации, с которыми в действительности они ничего общего не имеют (см. рис. 14).

Иногда оползание происходит огромными глыбами — целыми блоками коренных пород, в которых при этом может сохраниться первичная структура и текстура. Промежутки между блоками заполняются щебнисто-глинистой массой, образующейся при перетирании сползающих пород. Ширина промежутков может

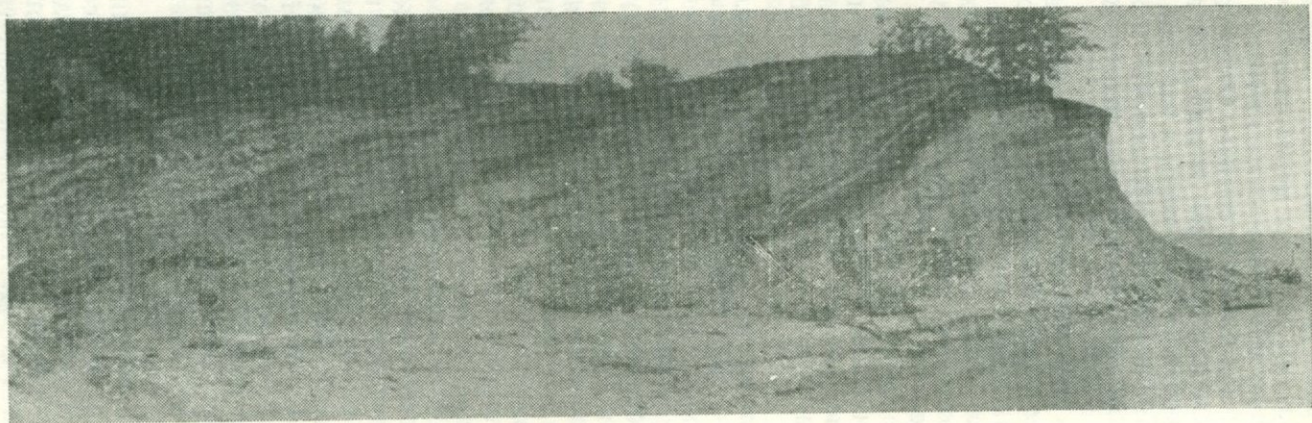


Рис. 14. Наклонное залегание слоев, вызванное оползнем. Породы татарского яруса пермской системы в обнажении на правом берегу Волги в 0,5 км ниже г. Тетюши (фото Г. С. Золотарева)

достигать 20—30 м. Такие оползни описаны, например, Е. В. Милановским и Н. И. Соколовым на р. Ангаре в Сибири.

Особый характер имеют оползневые образования в пластичных осадках на дне водоемов (см. стр. 287). Мощность оползневых накоплений может достигать нескольких десятков метров.

Солифлюкционные накопления. Под солифлюкцией (лат. *solum* — почва и *fluctio* — истечение) понимают процесс преимущественно медленного течения полужидкой массы глинистого грунта вниз по склону. Этот процесс имеет место там, где грунты оказываются переувлажненными, а это бывает главным образом в двух климатических зонах: во-первых, в областях развития вечной мерзлоты, где мерзлый слой служит водоупорным горизонтом; в результате образуется переувлажненный почвенный или подпочвенный слой, легко приобретающий подвижность; во-вторых, это происходит во влажных тропиках, где в сезон муссонных ливней глинистые почвы сильно переувлажняются и начинают стекать вниз. Процессы солифлюкции нарушают целостность почвенных горизонтов, а также дают на склонах характерные геоморфологические образования — натечные языки, оплывины, натечные террасы. Развиваются солифлюкционные процессы уже на склонах в 2—3° и прекращаются при уклонах свыше 30°: на склонах с большим уклоном вода стекает по поверхности быстро и увлажнение грунта уменьшается.

Солифлюкционные накопления большей частью представляют собой глинистые и алевроито-глинистые массы, в которые могут быть включены участки более или менее разложенного дернового покрова, гнезда песка, а также отдельные камни и большие глыбы. Иногда в этих массах наблюдается подобие слоистости — линзовидные полосы, отличающиеся крупностью слагающего их материала.

Особенно много грубого материала появляется в тех случаях, когда коренные породы, выходящие выше по склонам, твердые и дают при выветривании скопления крупного щебня и глыб. Такие камни у основания склонов, беспорядочно перемешанные с глинистым материалом, могут напоминать ледниковые морены, за которые их иногда и принимают.

Иногда солифлюкционному перемещению вниз по склонам подвергаются развалы крупных глыб и это дает начало своеобразным «каменным рекам» или «каменным потокам». Они особенно характерны для многих районов Забайкалья и Дальнего Востока. «Потоки» медленно движутся вниз благодаря наличию у них пластичной переувлажненной подстилки из мелкозернистых продуктов выветривания.

Делювий. Делювиальные отложения (лат. *deluere* — смывать) как самостоятельный генетический тип были впервые выделены А. П. Павловым еще в конце прошлого века (1888). К ним он отнес разнообразные по петрографическому составу об-

разования, покрывающие более или менее мощным покровом склоны возвышенностей. Это — продукты выветривания коренных пород, лежащих выше по склону и перемещенных дождевыми и снеговыми водами. В зависимости от того, какие продукты элювиального процесса подвергаются размыву и в каких условиях рельефа это происходит, состав делювия может меняться в широких пределах. Так, при переносе бурными ливневыми потоками по крутым склонам делювий будет состоять из грубых обломков. При размыве глинистых и мергельных материнских пород и делювий будет тонкозернистым, глинистым.

В делювиальных образованиях слоистость и сортировка материала или вовсе отсутствуют, или наблюдается неправильная местная слоистость и слабая сортировка.

Органические остатки в делювии могут иметь двоякое происхождение: в нем встречаются ископаемые, свойственные коренным породам и находящиеся здесь во вторичном залегании, и ископаемые наземные, современные эпохе образования данного делювия (раковины наземных моллюсков, кости позвоночных, растительные остатки). Все они обычно характеризуются плохой сохранностью.

Мощность делювия значительно изменяется даже на коротком расстоянии и зависит от подстилающего рельефа: во впадинах достигает нескольких десятков метров, а на поднятиях уменьшается до единиц метров. Иногда на поднятиях делювий может совсем выклиниваться.

Особенно энергично делювий формируется в засушливых областях на склонах, лишенных растительности или со слабым растительным покровом. Размыв склонов, уничтожая почвенный слой, очень вредит земледелию. В областях с богатым и устойчивым растительным покровом и с высокой культурой земледелия делювий в современную эпоху не образуется.

В предгорных областях делювиальные образования часто сочетаются с пролювиальными, от которых их не всегда легко отличить. Нередко делювиальный чехол распространяется на бортовые части речных долин, где может перекрывать аллювиальные отложения или чередоваться с ними. С возможностью таких случаев нужно считаться при изучении древних аллювиальных и пролювиальных толщ. В отложениях геологического прошлого делювий встречается главным образом среди отложений четвертичной системы и редко среди более древних.

Полезные ископаемые в делювии представлены иногда россыпными минералами. Глинистый делювий иногда может использоваться как кирпичное и керамзитовое сырье. Делювий, образовавшийся из размывтой коры выветривания, может содержать каолиновые глины и др. В результате некоторой сортировки материала дождевыми водами качество полезного ископаемого в делювии иногда оказывается выше, чем в коре выветривания.

Понятие о *пролювии* (лат. *proluo* — промывать) было введено в науку А. П. Павловым (1903). Так он называл отложения, выносимые на равнину временно изливающимися из горных долин потоками. Впервые он их выделил, занимаясь изучением лёсса в Закаспийском крае, в предгорьях Копет-Дага. То обстоятельство, что Павлов уделял в своих исследованиях особенно большое внимание именно вопросу о лёссе, привело некоторых исследователей к мнению, что Павлов понимал под пролювием только тонкозернистые продукты выноса из гор временными потоками. Это не верно. Внимательное изучение работ Павлова показывает, что он относил к пролювию весь комплекс предгорных выносов временными потоками — от самых грубых до самых тонких.

После Павлова многие исследователи занимались изучением пролювиальных отложений и в настоящее время им посвящена обширная литература. Для геолога они важны тем, что широко распространены не только на современной поверхности земли, но занимают видное место и в древних континентальных толщах.

Селевые потоки. Особенно интенсивно пролювий накапливается при катастрофических, так называемых селевых, потоках в горных странах.

В селевых потоках твердого материала содержится в 2—5 раз больше, чем воды; в некоторых потоках количество камней составляло 57—67% (по весу), мелкозернистых фракций 23—27%, а воды только 10—16%. Селевые потоки обладают большой вязкостью и не растекаются даже на широких участках долины: они движутся прямолинейно, с большой скоростью и сравнительно узкой полосой.

Селевые потоки выбрасывают на равнину в сотни раз больше продуктов разрушения горных пород, чем обычные ливневые или весенние паводки, которые постепенно теряют в своем русле еще в пределах горной долины влекомые ими камни. В некоторых случаях объем селевых выносов, выброшенных потоком за 1—2 ч, может превысить твердый сток с данного бассейна в нормальных условиях, продолжавшийся 15—20 лет.

Селевой поток имеет весьма сосредоточенный фронт, большой объемный вес движущейся массы и обладает значительным ударным воздействием. Он разрушает находящиеся на его пути сооружения и заносит своими отложениями. Последние представляют собой несортированную массу камней различного размера, песка и смешанного с ними мелкозема.

Согласно классификации, предложенной М. С. Гагошидзе (1959), следует различать собственно «селевые потоки» с содержанием твердого материала в них порядка 60—90%, «селевые

паводки», содержащие 20—30% твердого материала, и обычные «горные паводки», содержащие 3—10% твердого материала в воде. Они сильно различаются по своим гидромеханическим свойствам, характеру причиняемых разрушений и по характеру своих отложений.

Большей частью на равнину выходят селевые паводки с содержанием твердого материала в воде до 20—30% (по весу). Такие паводки обладают свойствами турбулентного потока, стремятся обойти встречные препятствия и отлагают более или менее сортированный по крупности материал. В отложениях этих потоков, следовательно, могут встречаться как несортированные продукты собственно селевых потоков, так и относительно сортированные осадки селевых паводков. Очень образные характеристики селевых потоков и производимой ими работы даны в описаниях очевидцев, например в статье Н. А. Гвоздецкого и М. В. Муратова (1948).

Пролувиальные отложения. Современные пролувиальные отложения часто имеют характерное геоморфологическое выражение. Они образуют конус выноса. Временные потоки, выходя из гор на равнину или встречая на своем пути в горах значительное расширение долины, быстро теряют живую силу и сгружают весь переносимый ими материал; формируется конус выноса.

Отложения конуса выноса обладают рядом характерных особенностей. Так как временные потоки несут громадное количество взвешенного в воде ила и песка, плотность селевой массы весьма значительная. Это обуславливает большую потерю в весе переносимых крупных обломков. Этим и объясняется возможность быстрого переноса временными потоками таких обломков, какие не в состоянии быстро переносить даже мощная горная река. Обломки величиной до 1 м³ и больше выносятся временными потоками на равнину иногда на расстояние нескольких километров от начала конуса выноса. Вследствие быстрого переноса сохраняется первоначальная форма обломков и сортировка по крупности наблюдается лишь самая грубая. Поэтому отделение песчаных фракций от глинистых происходит очень редко и пролувиальные чистые пески почти не встречаются. Наоборот, весьма обычно смешение всех фракций. Однако некоторая сортировка в пределах конуса выноса все же происходит и поэтому самый крупнообломочный материал преимущественно отлагается в горной долине около выхода на равнину, а дальше, к периферии конуса, накапливаются все более тонкие осадки (рис. 15). Это приводит к определенной зональности в строении конусов выноса.

Слоистость в пролувиальных отложениях обычно отсутствует, иногда встречается грубая линзовидная слоистость — неправильные линзы более грубого или, наоборот, более тонкого материала. И только в тонкозернистых (например, в лёссе) разностях

пролювия наблюдается иногда слоистость, а также горизонты погребенных почв.

Петрографический состав пролювия большей частью полимиктовый. Это связано с короткими путями переноса.

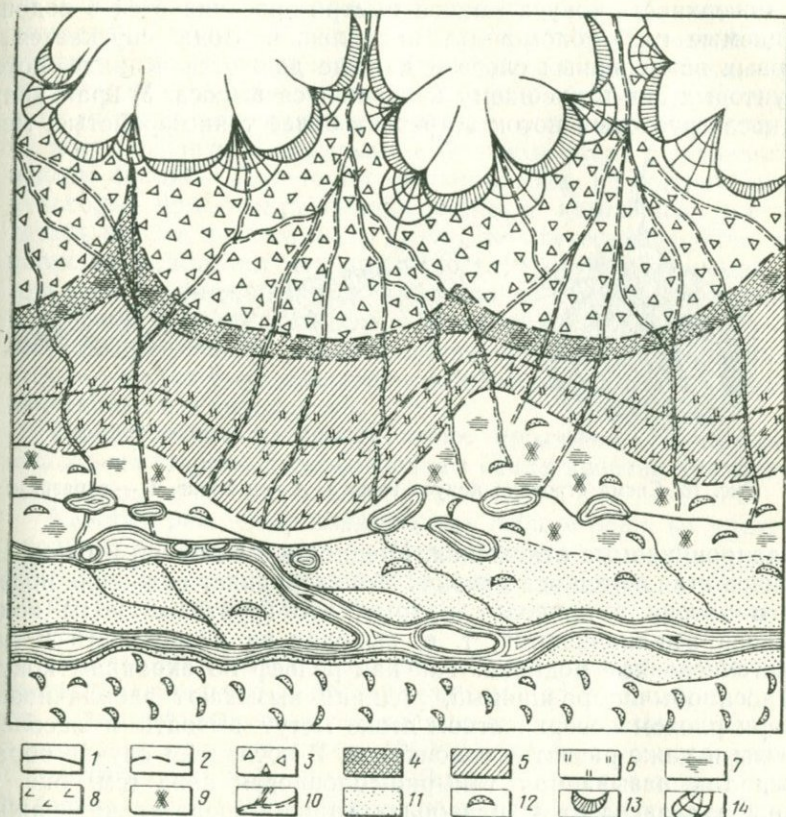


Рис. 15. Схема соотношения ландшафтных поясов и зон в предгорных впадинах (по В. И. Попову, 1963, упрощенно):

1 — границы поясов и зон; 2 — границы зон и подзон; 3 — щебневые и галечные осадки; 4 — лёссовидные осадки с песком; 5 — лёссовидные мелкоземы; 6 — луга; 7 — болота; 8 — глинистые осадки; 9 — соленосные осадки; 10 — веерный аллювий (гравий, песок, алевриты); 11 — аллювиальные пески и алевриты; 12 — золотые пески и алевриты; 13 — колювиальные шлейфы; 14 — селевой комплекс (валунно-щебневые и гравийно-песчаные осадки)

Органические остатки в пролювии встречаются редко и преимущественно в тонких разностях. Представлены они обломками костей позвоночных и раковин наземных (легочных) моллюсков. Попадают обломки древесины и других растительных тканей, обычно плохой сохранности.

На рис. 16 показано строение конуса выноса в плане и в разрезе.

Для его отложений характерен своеобразный гидрогеологический режим. Заключается он в том, что речка или ручей, постоянно текущий в пределах горной части долины, при выходе на поверхность конуса выноса быстро просачивается в водопроницаемые грубообломочные накопления. Вода спускается до первых водоупорных слоев и дальше движется в виде потока грунтовых вод к внешнему краю конуса выноса. У края конуса выноса грунтовый поток встречает более тонкозернистые, менее

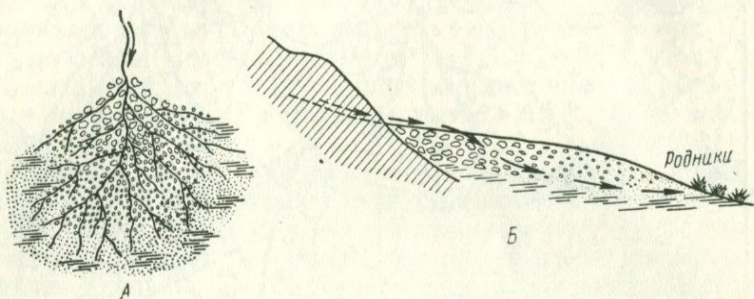


Рис. 16. Схема строения конуса выноса. А — в плане, Б — в разрезе

водопроницаемые отложения. Мощность отложений к периферии конуса становится все меньше. Это затрудняет движение подземного потока и приводит к тому, что грунтовые воды конуса выноса выклиниваются, т. е. выходят на поверхность и дают многочисленные родники. Так как рельеф по окраинам конусов выноса обычно равнинный, родники вызывают заболачивание, а при плохом поверхностном стоке могут вызвать и засоление почвы и даже развитие солончаков. В последнем случае образуется так называемая такырно-солонцовая зона (см. рис. 15). Борьба с засолением и заболачиванием представляет важную проблему земледелия в этих районах.

Заболачивание окраин конусов выноса настолько характерное явление, что осуществляется даже в условиях сухого климата. Например, болота встречаются в Ферганской долине (200 мм осадков в год). На некоторых из них добывается торф на топливо для местных нужд. Легко себе представить, какое огромное накопление растительного вещества возможно в условиях влажного климата. Впоследствии оно может дать месторождения ископаемого угля. Примерами служат месторождения Челябинского угольного бассейна на Урале, ряд месторождений угля юрского возраста в Забайкалье и в других районах.

Мощность пролювиальных отложений составляет часто большую величину (сотни и тысячи метров). Объясняется это тем,

что накопление пролювия происходит обычно в условиях благоприятных, с одной стороны, для выноса большого количества обломочных продуктов (размыв поднимающихся гор), а с другой стороны, для устойчивого накопления этих продуктов (опускание предгорной равнины).

Таким образом, пролювий представляет весьма сложный комплекс отложений. В нем наряду с несортированными грубо-обломочными накоплениями в местах выхода потоков из гор встречаются тонкозернистые лёссовые образования, торфяные залежи и прослой солончаков. Между соседними конусами выноса могут оказаться зажатыми небольшие озера с озерным комплексом осадков. При таком разнообразии не удивительно, что некоторые компоненты пролювиального комплекса могут оказаться весьма похожими на другие генетические группы, с которыми их можно спутать при недостаточном внимательном изучении. Так, несортированные грубые накопления могут напоминать отложения морены, с которыми их иногда и смешивают.

Для правильного распознавания пролювия в ископаемом состоянии необходимо выявление и исследование всего парагенеза слагающих его накоплений.

Геологическое распространение пролювия. Пролувиальные отложения широко распространены среди древних континентальных толщ.

Каждый раз, когда поднимались горные цепи, на предгорных равнинах накапливались мощные толщи продуктов размыва этих гор. Такие накопления известны под общим названием «моласс». В них принимают участие и отложения пролювиального генезиса.

Известен пролювий с докембрийских времен. А. П. Павлов считает, что некоторые древние гнейсы Скандинавии представляют метаморфизованные пролювиальные отложения древнейших на земле пустынь (Павлов, 1909). Большинство исследователей сходится на том, что в докембрийские времена, а также в раннем палеозое, когда наземной растительности не было или она была еще слабо развита, пролювиальные выносы были распространены шире, чем в последующие времена, когда пышное развитие растений на суше стало препятствовать энергичному размыву горных стран дождевыми и снеговыми водами.

Возможно, что древние торридонские песчаники хотя бы частью являются пролювиальными, а также некоторые древние «тиллиты», которым приписывается ледниковое происхождение (они предполагаются в СССР, например в Сибири — в Саянах, в Енисейском крае), на самом деле представляют собой пролювиальные образования.

С несомненными пролювиальными толщами мы встречаемся там, где отложены продукты размыва каледонских горных цепей.

В СССР такие образования широко распространены на юге

Западной Сибири, где они были выделены М. А. Усовым под названием «тельбесской формации», а также в Казахстане. Несомненно, что в состав этих толщ входят образования разного происхождения — вулканического, речного, озерного, но также несомненно, что среди них имеются и типичные пролювиальные накопления. Об этом свидетельствует грубообломочный полимиктовый состав с плохой сортировкой по крупности и часто плохой окатанностью обломков, отсутствие четкой слоистости, большая мощность, как правило, составляющая сотни метров, бедность органическими остатками, представленными только обломками стволов и стеблей растений, парагенетические сочетания с более мелкозернистыми образованиями дальше от размывавшихся гор, линейная вытянутость вдоль подножья древних каледонских цепей.

За рубежом к тому же генетическому типу принадлежит часть отложений «древнего красного песчаника» (Old Red Sandstone).

После поднятия герцинских горных цепей мощные пролювиальные толщи накопились у подножья этих гор (на Урале, в Тянь-Шане и т. д.). Так, в межгорных впадинах триасового возраста на восточном склоне Урала и в Аппалачской складчатой системе Северной Америки накопились тысячметровые толщи, в которых участвуют и пролювиальные отложения, а также парагенетически связанные с ними угольные пласты, имеющие иногда, как на Урале, очень большую мощность.

С горными цепями альпийского возраста связаны мощные собственно молассовые обломочные накопления, очень разнообразные по генезису; среди них есть и пролювиальные. В СССР классической областью развития этих отложений является Средняя Азия, в частности Ферганская впадина, где они были подробно изучены В. И. Поповым и др. Их мощность достигает 5 км. Вверх по разрезу молассы Тянь-Шаня переходят в современные накопления конусов выноса и делювиально-пролювиальных шлейфов.

Полезные ископаемые в пролювиальных отложениях. Пролувиальные отложения, несмотря на их широкое распространение как на современной поверхности Земли, так и в ископаемом состоянии, относительно бедны полезными ископаемыми. Объясняется это тем, что в пролювии мы имеем дело по существу с начальными членами ряда осадочной дифференциации, когда основная масса полезных компонентов еще не отделилась (не дифференцировалась) от заключающих их материнских пород. К тому же и механизм накопления пролювия таков, что не способствует дифференциации. Тем не менее в пролювии иногда присутствуют полезные залежи. Это в первую очередь разнообразные строительные камни, бутовое и балластное сырье, некоторые месторождения углей. Иногда в пролювии локализуются россыпные месторождения (Treskinsky, 1933). Тонкие, глини-

стые разности, распространенные по периферии пролювиальных шлейфов, иногда используются как кирпичное сырье. Грунтовые воды конусов выноса имеют в некоторых районах (засушливые области Средней Азии, Афганистана, Ирана и др.) большое значение для сельского хозяйства, являясь иногда главным источником водоснабжения. Для добычи грунтовых вод из конусов выноса в Афганистане и других странах с сухим климатом уже в древности были проложены глубокие и длинные (иногда на десятки километров) подземные галереи.

ГЛАВА VII

РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (АЛЛЮВИЙ)

Речные, или аллювиальные, отложения (лат. *alluvio* — намыв) широко распространены как на современной поверхности суши, так и в континентальных толщах геологического прошлого. С ними связаны многие полезные ископаемые.

Продукты выветривания и размыва материнских пород реки переносят в трех формах: относительно крупный материал — вoclочением по дну, более мелкие частицы — в виде взвеси (мути) и, наконец, самые тонкие — в виде коллоидных и истинных растворов. Количественное соотношение между этими тремя формами называется «формулой стока». В ней на первом месте стоит влекомый по дну материал, на втором — взвеси и на третьем — растворенные продукты. Для современных рек мира эта формула имеет вид: $0,35 : 3,5 : 1$. Это означает, что если принять количество растворенных веществ за единицу, то взвешенных частиц переносится в 3,5 раза больше, чем растворенных, а влекомого по дну материала в 10 раз меньше, чем взвешенных веществ.

Конкретный вид формулы стока для отдельных рек может сильно отклоняться от ее среднего выражения. Зависит это от климата и гидродинамического режима реки. Так, у равнинных рек умеренного климата преобладают растворенные вещества (например, формула стока р. Западная Двина имеет вид $0,01 : 0,25 : 1$); у горных рек при выходе на равнину резко преобладают взвеси (формула стока р. Кубань $0,57 : 5,0 : 1$). Разные по составу и происхождению вещества мигрируют в разных формах (рис. 17).

Аллювиальные отложения обычно приурочены к долинам. Только в областях тектонических опусканий, как, например, в северной части Западно-Сибирской низменности, аллювиальные отложения занимают огромные почти плоские пространства, образуя так называемые аллювиальные равнины. По их поверхности блуждают многочисленные реки, не имея ясно выраженных долин. Так, например, в половодье на севере Западно-Сибирской

низменности можно плыть на лодке по водоразделам — из бассейна одной реки в другую. Естественно, что в такой обстановке аллювиальные отложения покрывают обширные пространства.

Отложения аллювиального комплекса и механизм их образования. В речном генетическом типе различают три главных вида отложений: русловые, пойменные и старичные. Иногда получают большое значение торфяники. Последние генетически отличны

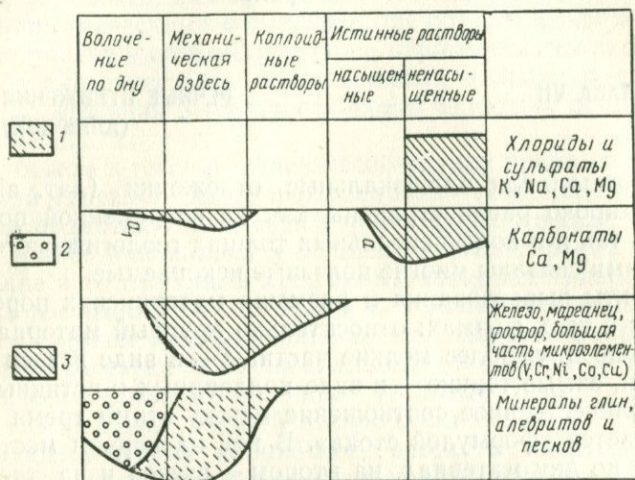


Рис. 17. Формы переноса в реках компонентов осадков (по Н. М. Страхову, 1963):

1 — глинистый материал; 2 — песчаный и галечный материал; 3 — другие составные части; а и а₁ — лишь для горных рек и в условиях засушливого климата

от собственно аллювиальных отложений, но так тесно связаны со всем аллювиальным комплексом, что их целесообразно рассмотреть совместно.

Русловые осадки даже в пределах одного русла и на небольшом расстоянии могут значительно изменяться. Е. В. Шанцер выделяет в русловых отложениях несколько видов: перлювий, пристрежневую часть, прирусловую отмель и осадки перекатов. Остановимся на них более подробно.

Перлювий — это скопление относительно крупного материала у вогнутого подмываемого берега. Термин перлювий предложен В. В. Ламакиным. Если река протекает в области развития морен, то ее отложения оказываются состоящими из скопления валунов, хотя река и может быть равнинной и обладать спокойным течением. Вообще к отложениям описанного типа принадлежат скопления переотложенных продуктов размыва ложа и

бортов русла. В ископаемом состоянии к ним следует относить так называемые внутриформационные брекчии, состоящие из угловатых обломков осадочных пород той же толщи и часто встречающиеся в древних аллювиальных отложениях.

Пристречневые осадки тяготеют еще к вогнутой части излучины и состоят из относительно грубозернистого материала. Это песок с гравием и гальками, залегающий в разрезе быстро выклинивающимися линзами и сменяющийся более мелким и равнотернистым песком. В реках, не размывающих грубого материала, эти осадки могут быть довольно мелкозернистыми и однородными, но во всяком случае они наравне с перлювием оказываются наиболее крупным осадком из всего аллювиального комплекса.

Осадки прирусловой отмели характеризуются значительно большей мелкозернистостью и однородностью строения. Для них особенно типична косая слоистость речного типа, описанная ниже.

Осадки на перекатах в зависимости от уровня воды в реке и скорости течения могут быть то более крупными, близкими по составу к пристречневым, то более тонкими, приближающимися к осадкам прирусловой отмели.

Мощность русловых осадков определяется глубинами данной реки и может достигать у больших рек 20—25 м (без участия тектонического опускания).

Пойменные отложения еще более разнообразны, чем русловые. Здесь выделяются *осадки прирусловых валов*, которые образуются при паводке. Вода, выступая из русла, затопляет пойму, теряя при этом часть силы и сгружая несомый материал тут же рядом с руслом. Естественно, что в первую очередь осаждаются наиболее крупные частицы, поэтому береговые валы часто сложены более крупнозернистым материалом, чем тот, который выносятся на пойму.

На пойме вода сначала заполняет различного рода понижения, старые русла и водотоки от прежних паводков. В них идет осаждение более крупных частиц. По мере дальнейшего подъема воды затопляется вся пойма. Движение воды замедляется еще более. Растительность, обычно богатая на пойме, а особенно кустарники и остатки прошлогодних стеблей, служит своего рода фильтром, задерживающим на пойме даже сравнительно мелкие глинистые частицы. Поэтому пойма становится областью интенсивной аккумуляции.

В вертикальном разрезе пойменные осадки обладают значительной пестротой при общем преобладании тонкозернистых (алевритовых и алеврито-глинистых) осадков. Чистые глины на основной части поймы обычно не отлагаются. Слоистость пойменного комплекса тонкая, косая, горизонтальная, волнистая. Характерны многочисленные растительные остатки, могут при-

существовать раковины пресноводных моллюсков, кости позвоночных и, наконец, остатки, вымытые и принесенные из более древних пород; именно так в пойменные осадки, как и в другие, могут попадать раковины морских организмов.

Мощность пойменных отложений определяется в каждом данном случае высотой подъема воды в половодье; эта величина может достигать у больших рек 10—15 м.

Старичные отложения занимают обычно небольшие площади, но сильно отличаются от собственно пойменного комплекса. Старицы получают пополнение минеральным материалом в половодье. После спада воды в старицах идет медленное оседание внесенного в них материала, в том числе и самого тонкого. Летом в старицах развивается богатая жизнь, особенно одноклеточных организмов. Осенью большая часть организмов гибнет и падает на дно. При разложении в анаэробных условиях эти остатки могут дать сапропелевый ил. На будущий год картина повторяется. Так, в старицах образуются чередующиеся слои минерального и органического осадка сезонного происхождения. При зарастании стариц высшими растениями в них может накапливаться и торф.

В периферической по отношению к руслу части поймы, в так называемой притеррасной ее части, нередко создаются условия, благоприятные для заболачивания. Возникает «притеррасное болото». Механизм его образования связан с особым гидрогеологическим режимом притеррасной части поймы, которая плохо дренируется (вследствие удаленности от русла) и имеет дополнительный источник водного питания — выходящий на поверхность в виде ключей верхний горизонт грунтовых вод. Нередко ключи и заболачивают прилежащую часть поймы (рис. 18). Избыток вод, поступающих из притеррасных ключей, иногда способствует появлению «притеррасной речки», текущей вдоль поймы и впадающей в основную реку. Осадки этой речки являются дополнительным элементом, осложняющим осадки пойменного комплекса. Благодаря постоянному течению в притеррасной речке осадки промываются, поэтому представлены они обычно хорошо сортированными и чистыми песками, резко отличными от менее сортированных и тонкозернистых осадков поймы.

При благоприятных условиях в геологическом прошлом на притеррасных участках развивались торфяники, распространялись на большую площадь и давали начало угольным пластам. На территории СССР такие месторождения обычны для мезозойского этапа угленакопления.

Общее строение аллювиальных отложений в вертикальном разрезе очень характерно. Оно впервые было разъяснено Н. И. Николаевым (1947). Прежде всего для русловых осадков свойственно залегание на подстилающих породах с размывом и постепенный переход (снизу вверх) во все более мелкозернистые

отложения (рис. 19): сначала идет русловой комплекс, выше располагается пойменный комплекс, который может включать слои сапропеля или торфяники (в древних толщах — угольные пласты). Еще выше на размытой поверхности лежит новая русловая пачка. Получается то, что принято называть циклическим строением. Детальные исследования позволили выяснить, что на площади такие циклы не выдержаны. Одному и тому же стратиграфическому отрезку, заключенному, например, между двумя одноименными угольными пластами, на разных участках может

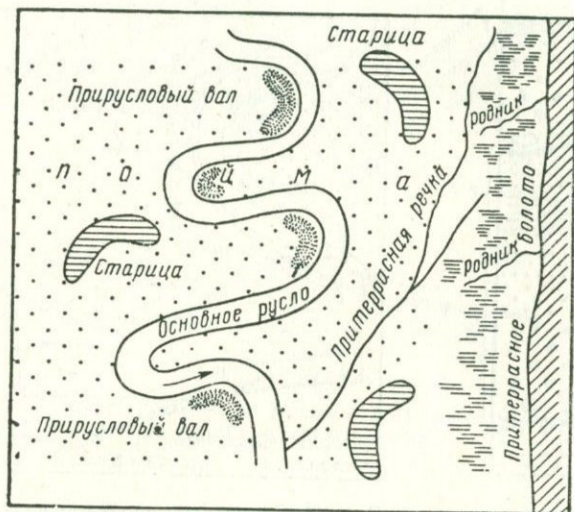


Рис. 18. Основные области осадконакопления в пойменной части речной долины

отвечать разное количество циклов: в одном месте на этот отрезок будет приходится, например, три цикла, а в другом — один. Объясняется это тем, что такие циклы образуются в результате блуждания русла по долине.

Как известно, речное русло не остается все время на одном месте, а перемещается в сторону размываемого берега. Этот процесс называется «боковой планацией русла». При этом наибольшие глубины располагаются около подмываемого берега, а в противоположную сторону глубина постепенно уменьшается вплоть до уреза воды, где располагается намываемая коса (рис. 20). Соответственно такому профилю расположатся и осадки на дне: самые грубые — у подмываемого берега, а самые мелкие — на намываемой косе. При постоянно идущей боковой планации русла происходит перекрывание грубозернистого материала все более мелким, так как живая сила потока в данной

точке будет постепенно ослабевать вследствие смещения стрелени к коренному берегу и связанного с этим уменьшения глубин. В результате в вертикальном разрезе русловых отложений будет наблюдаться закономерная смена более грубых отложений внизу более тонкозернистыми вверх. Эта картина и наблюдается на большом числе рек и хорошо выражена, согласно исследо-

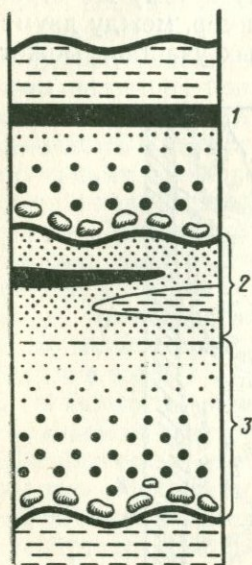


Рис. 19. Схема строения аллювиального цикла:

1 — уголь; 2 — пойменный комплекс; 3 — русловый комплекс

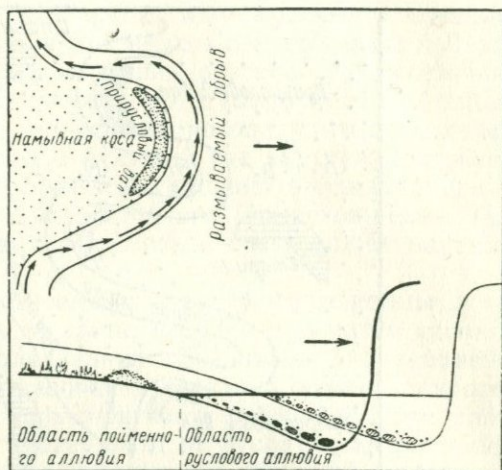


Рис. 20. Схема формирования аллювиального цикла в результате боковой планации русла. Стрелками показано направление боковой планации русла

ваниям Н. И. Николаева, на Волге. Если поверх руслового комплекса, обладающего описанным выше строением, ложится пойменный комплекс осадков, а затем выше — новая русловая пачка, то получается циклическое строение, так характерное, в частности, для многих угленосных толщ аллювиального происхождения. Чтобы новый русловый комплекс лег сверху предыдущего неразмытого полностью, необходимо тектоническое опускание ранее накопленных отложений. Тогда русло, возвращаясь на старое место, будет лишь частично размывать подстилающие отложения предыдущего цикла.

Наиболее характерным осадком речных русел являются различные пески. Они очень разнообразны и вообще не обладают высокой степенью сортировки. В тех случаях, когда река размыв-

вает древние песчаные породы, зерна которых уже испытали дифференциацию по крупности, в речном осадке зерна будут хорошо сортированными. Вообще состав материнских пород имеет большое значение для формы и размера зерен песков, образующихся в речных условиях.

Принято считать, что вниз по течению рек происходит правильное уменьшение среднего диаметра осадков. Однако исследования Н. И. Маккавеева (1955) показали, что для рек Русской

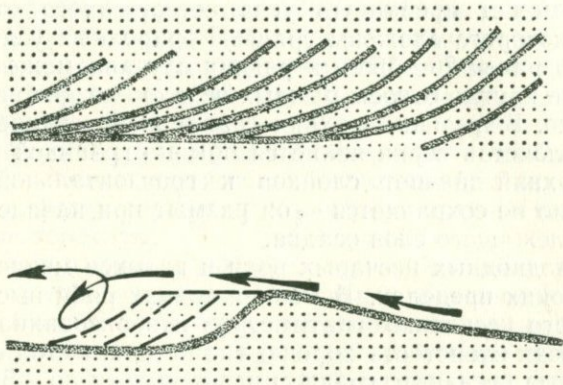


Рис. 21. Косая слоистость речного типа (вверху) и механизм ее образования (внизу)

равнины этого не наблюдается. Только в приустьевых участках по мере приближения к морю происходит обычно уменьшение средней крупности осадков.

В горных реках уменьшение крупности аллювия вниз по течению происходит гораздо отчетливее, чем у равнинных рек.

Слоистость аллювия. Аллювиальные отложения обладают разнообразной слоистостью, но наиболее характерна для них однонаправленная косая слоистость (рис. 21). Происхождение ее связано с образованием в русле песчаных гряд («песчаных волн»). В миниатюре сходные формы известны под названием «знаков ряби». Они возникают на песчаном дне. Песчаные волны образуются при течении воды в одном направлении, поэтому они асимметричны (в отличие от симметричных знаков ряби, возникающих при волнении). На мелком месте нередко можно видеть, как они формируются и перемещаются вниз по течению.

На рис. 21 показана схема песчаной гряды и механизм ее образования в результате движения осадка. Нижняя (по течению) сторона песчаной гряды нарастает, причем в силу турбулентного характера движения воды скорость этого роста, так же как и

крупность отлагаемого там материала, все время меняется. В момент затишья на тыловой стороне гряды отлагается относительно мелкий материал, может задержаться даже растительный мусор, чешуйки слюды и прочие весьма подвижные части влекомых рекой наносов. В момент усиления струи на этой же стороне отложится наклонный слой более крупного осадка и т. д.

Следует обратить внимание на две характерные особенности речной косой слоистости. Во-первых, она однонаправленная с наклоном вниз по течению реки. Во-вторых, угол наклона косых слоев не может превышать угла естественного откоса того осадка, из которого сложены гряды. В природных условиях этот угол обычно равен $20-30^\circ$ и в редких случаях может достигать до 45° . Более крутые откосы рыхлых осадков на дне встречаются крайне редко. В-третьих, верхняя граница образующейся таким путем косослойистой серии является обычно границей размыва и поэтому верхний заворот слоев к горизонтальной вершине гряды обычно не сохраняется — он размывает при начале формирования вышележащего слоя осадка.

Высота подводных песчаных волн и валиков меняется в довольно широких пределах. В мелких знаках ряби высота их составляет всего несколько сантиметров и образованная при их развитии косая слоистость хорошо видна даже в столбике керна. Более крупные песчаные гряды имеют высоту до 1,5 м, иногда больше. Крутизна их нижнего (по течению) склона также меняется в широких пределах. Существует мнение, что высота валиков и волн на дне (и высота образованной ими косой слоистости) увеличивается по мере увеличения средней скорости и глубины потока, но вопрос этот в современной гидрологии рек исследован недостаточно. Иногда накопление осадка может происходить и на верхнем (по течению) склоне валика. В результате может возникнуть косослойистая пачка с наклоном слоев вверх по течению. Такие случаи иногда встречаются в современных и ископаемых речных осадках.

Кроме косой слоистости, в речном комплексе осадков наблюдается и горизонтальная слоистость. Она особенно характерна для отложений стариц и для тех участков поймы, где осадки накапливаются в относительно спокойных условиях. Однако и в пределах русла иногда создаются условия для образования горизонтально-слоистых отложений.

Нередко в руслах и на пойме образуется волнистая и линзовидная слоистость. Поэтому использование слоистости для генетического истолкования древних отложений должно производиться осторожно и с обязательным использованием других генетических признаков. Только такой анализ может решить вопрос об их принадлежности к аллювиальному комплексу.

Влияние рельефа и климата на аллювий. Рельеф оказывает большое влияние на характер аллювиальных отложений. Разли-

чают три основных вида аллювия: 1) равнинный, 2) горный и 3) балочный (Шанцер, 1951). Из них наибольшее распространение на современной поверхности Земли, а также и самое большое геологическое значение имеет *аллювий равнинных рек*, который характеризуется наиболее полным развитием всех входящих в него отложений — русловых, пойменных, старичных. В нем при благоприятных климатических и тектонических условиях широко представлены торфяники.

Аллювий горных рек характеризуется неполным развитием. В нем господствуют русловые фации, иногда замещаемые селевыми накоплениями. Естественно, что механический состав горного аллювия преимущественно грубообломочный. Но этот материал в пределах горной страны устойчиво накопиться не может: каждый новый паводок будет передвигать его вниз по долине, пока, наконец, эти осадки не достигнут предгорной (или межгорной) равнины, где и образуют мощную толщу предгорных отложений. Между горным и равнинным аллювием существуют постепенные переходы.

Третий тип аллювиальных осадков — *балочный аллювий* образуется в обстановке, ближе всего напоминающей, по мнению Е. В. Шанцера, условия формирования пойменного аллювия. Это преимущественно тонкозернистые осадки алеврито-глинистого состава, то более глинистые, то более алевритовые, с тонкой косой или горизонтальной слоистостью, формирующиеся главным образом весной, когда плоское дно балок заливается слоем талых вод или покрывается сетью прихотливо дробящихся и вновь сливающихся мелких струй. Смываемый с прилежащих склонов осадочный материал питает балки. Таким образом, балочные отложения — это делювиально-аллювиальные образования. А. А. Величко (1961) отмечает, что иногда в балках существует ясно выраженный постоянный водоток и в таких случаях осадконакопление в балке идет по типу равнинных рек с присутствием как пойменной, так и русловой фации. Последняя может включать линзы и прослои гравия и галечного материала.

Существуют указания (Карташов, 1961), что и в горном аллювии могут быть развиты все те же группы осадков, что и в равнинном, и что основная разница между ними заключается в крупности слагающего их материала.

Климат оказывает существенное влияние на характер аллювиальных отложений. Он определяет полноводность рек и сезонные изменения их режима. Климат воздействует на характер аллювия и косвенно, через органический мир, в особенности через растительность, влияющую на процессы денудации и на поступление осадочного материала в реки. Осадки рек засушливого климата отличаются повышенной карбонатностью. Так, например, карбонатность мути р. Амударья составляет 16,06%, р. Сырдарья — 21, 13%, р. Или — 16% и т. д.

Геологическое распространение аллювия. Аллювиальные отложения широко распространены в разрезах древних континентальных толщ. Особенно подробно они изучены в некоторых угольных бассейнах и месторождениях.

В нижнекаменноугольных отложениях Подмосковского бассейна Р. М. Пистрак, В. С. Яблоков и др. давно уже выявили линзы песков, имеющих характерную рукавообразную форму и местами замещающих угольные пласты. В этих песках обнаружена косая слоистость аллювиального типа, обрывки обугленных растительных тканей. Некоторые исследователи находили в этих отложениях глауконит, но в небольшом количестве. Очень вероятно, что он попал в аллювий при размыве более глубоких горизонтов карбона, имеющих заведомо морское происхождение. Угленосная толща Подмосковского бассейна лежит на размытой поверхности подстилающих отложений. Подробно составленные карты древнего рельефа фундамента угленосной толщи позволяют видеть его эрозионную природу, разветвленную речную сеть. Понижения древних долин выполнены особенно мощными песками речного происхождения (до 40 м мощностью).

В угленосной толще среднекаменноугольного возраста Донецкого бассейна также выяснена большая роль аллювиальных отложений. Выявлены они во всех продуктивных свитах, подвергавшихся достаточно детальному генетическому изучению, причем обычно аллювиальные отложения приурочены к основаниям циклов.

Особенно подробно такие отложения были исследованы П. П. Тимофеевым в свите C_2^6 (1954).

В угленосной толще верхнетриасового возраста в Челябинском буроугольном бассейне на Урале также доказано широкое распространение аллювиальных отложений. Несмотря на то что общие геологические и палеогеографические условия накопления угленосной толщи Челябинского бассейна сильно отличаются от тех, которые существовали в Донецком бассейне, некоторые черты аллювия этих бассейнов сходны (Крашенинников, 1957).

Искапаемый аллювий установлен не только в угленосных толщах. На севере Московской синеклизы в понижениях древнего рельефа, имеющего эрозионное происхождение, как это было показано работами С. Г. Вишнякова и других исследователей, обнаружены аллювиальные отложения нижнекаменноугольного возраста. В них заключены бокситоносные слои (Тихвинский район).

В ряде районов СССР и за рубежом, особенно в штатах Оклахома и Канзас в США, известны рукавообразные залежи нефти. В ряде случаев они представляют песчаные осадки речных русел, пропитанные нефтью. В СССР такие отложения впервые были обнаружены И. М. Губкиным в майкопской свите на Северном Кавказе. Один из рукавов прослежен на расстоянии 8 км при

ширине от 200 м до 1 км и мощности выполняющих его песков до 50 м.

В Северном Приаралье среди широко распространенных третичных континентальных отложений Л. Н. Формозова доказала присутствие и аллювиальных толщ, с которыми связана часть известных в этом районе железорудных месторождений.

Особенно большую площадь речные отложения занимают в областях древних, так называемых аллювиальных, равнин. Здесь они достигают и наибольшей мощности. Б. Л. Личков (1933) обратил внимание на их генетическое значение. К ним относятся, например, многие из верхнепермских отложений восточной части Русской платформы. Именно здесь, в древних руслах, еще в прошлом веке В. П. Амалицким были сделаны знаменитые находки наземной фауны верхнепермских позвоночных. Площадь развития верхнетретичных альпийских моласс представляла собой в некоторые эпохи предгорную аллювиальную равнину. Области распространения угленосных отложений Донецкого, Кузнецкого, Карагандинского, Рурского, Аппалачского и многих других бассейнов представляли собой в эпохи угленакопления обширные аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины. Современным примером таких территорий могут служить северная часть Западно-Сибирской низменности и область нижнего течения рек Ганга и Брахмапутры в Индии. В эпохи горообразования (орогенические эпохи) предгорные и межгорные впадины становились областями накопления продуктов размыва поднимавшихся горных хребтов и представляли собой обширные аллювиальные равнины.

Полезные ископаемые в аллювиальных отложениях. С аллювиальным комплексом связаны разнообразные и ценные полезные ископаемые. Во-первых, это россыпные месторождения. Необходимо иметь в виду, что далеко не всегда россыпные месторождения связаны именно с речными отложениями (в предыдущих главах уже упоминались россыпи в пролювиальных и делювиальных осадках, дальше будет показано, что они встречаются в озерных, дельтовых и морских отложениях). От того, с каким генетическим типом отложений связана та или иная россыпь, зависят и закономерности концентрации полезного компонента в ней, форма россыпи и ее ориентировка в пространстве. Правильная оценка генетической принадлежности отложений, в которых россыпь обнаружена, связана с решением задач, касающихся условий разработки и направления поисков новых залежей.

С аллювиальными отложениями связаны месторождения горючих ископаемых. Угольные залежи и горючие сланцы находятся в них в первичном залегании. Нефть и горючие газы большей частью располагаются в аллювиальных осадках во вторичном залегании.

Некоторые рудные месторождения также связаны с аллювиальными отложениями: месторождения бокситов, железных, марганцевых и медных руд.

С аллювием связаны месторождения огнеупорных глин, стекольных песков и разнообразные строительные материалы. В частности, галечники современных и древних горных рек часто являются ценным полезным ископаемым.

ГЛАВА VIII

ОЗЕРНЫЕ И БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озерные впадины очень разнообразны по размерам, форме и происхождению. Не менее разнообразны и их отложения. На характер озерных осадков оказывает влияние ряд причин: 1) климат; он в значительной степени определяет гидрохимический режим озера, а также характер населяющих его организмов; 2) размер и форма озера, а также его глубина; 3) способ питания озера осадочным материалом; 4) характер берегов и рельеф водосборной площади; 5) состав пород на этой площади.

В гумидном климате озера получают воды больше, чем испаряется ее с их поверхности, поэтому озера эти обычно проточные. Все растворенные вещества, поступающие в такие озера, не накапливаются в них, а выносятся дальше. Озера эти пресные. В аридном климате озера часто получают воды меньше, чем ее испаряется, поэтому они чаще всего бессточные, а иногда периодически высыхают. Естественно, что в таких озерах осаждаются не только механически внесенные в них осадки, но и растворенные вещества, достигающие насыщения. Озера, как правило, соленые, жизнь в них угнетена.

В озерах влажного климата главным образом накапливаются обломочные и глинистые отложения, а также продукты жизнедеятельности организмов, а в озерах сухого климата наряду с преобладающими обломочными продуктами может идти и осаднение солей.

Для озерных осадков характерны некоторые общие черты. Многие из них обладают тонкой горизонтальной слоистостью. Образуется она потому, что в большинстве озер осаднение идет, за исключением прибрежной зоны, в довольно спокойных условиях. Интенсивность поступления в озеро осадочного материала и его механический состав подвержены колебаниям. Если интенсивность вноса осадков меняется по временам года, то и осадки приобретают сезонную слоистость.

Для большинства озерных осадков характерна примесь к ним органических остатков, главным образом растительных, часто обугленных и разной степени сохранности. Озерные отложения парагенетически связаны с другими генетическими типами кон-

тинентальных отложений: речными, пролювиальными, ледниковыми и др. Исключением являются осадки приморских озер, которые связаны с морским комплексом.

Мощность озерных отложений меняется в широких пределах. Зависит она не столько от глубины первоначальной озерной впадины, сколько от наличия, длительности и величины тектонического опускания ложа озера.

Терригенные осадки распределяются в озерах в соответствии с законами механической дифференциации: крупный материал осаждается у берегов, а вглубь распространяются все более тонкие частицы. Течения и неровности рельефа дна вносят в эту схему различные осложнения. Общую схему нарушает также неравномерность поступления осадочного материала. Если всего этого не принимать во внимание, то при палеогеографических реконструкциях можно допустить ошибки.

Нередко в озерных осадках обнаруживают нарушения, вызванные оползанием полужидких пластичных осадков по наклонному дну озера. Такие оползни развиваются при наклонах дна около 3° и более; в результате наблюдается выпадение отдельных слоев и появление своеобразной оползневой текстуры. Описанные нарушения часто встречаются в ископаемых озерных толщах. При недостаточно внимательном исследовании их можно принять за тектонические деформации.

Озерные осадки в гумидном климате. Вследствие проточности вода в озерах гумидной зоны содержит незначительное количество солей — $0,01$ — $0,05\%$, а иногда и меньше (в Байкале, например, соленость составляет всего $0,007\%$). В морской воде преобладают хлориды, а в пресной озерной воде больше всего карбонатов. Это приводит к тому, что иногда в пресных озерах жесткость воды настолько увеличивается, что происходит химическая садка тонкозернистого карбоната, образующего прослой «озерного мергеля». В Цюрихском озере в Швейцарии он имеет мощность до 9 м и покрывает местами остатки свайных построек.

Для многих озер характерно неравномерное распределение кислорода в воде, тесно связанное с временами года. В летнее время обильное развитие фитопланктона вызывает обогащение верхнего слоя воды кислородом, достигающее иногда 300% от нормы. Осенью вода, охлаждаясь с поверхности, становится более плотной, т. е. более тяжелой, и опускается на дно, обеспечивая поступление кислорода в придонную часть озера. У дна собирается вода с температурой $+4^\circ\text{C}$, имеющая при этой температуре наибольшую плотность, т. е. самая тяжелая. По мере дальнейшего остывания выше располагается более холодная, но менее плотная вода, которая с поверхности замерзает. Таким образом, зимой прекращается снабжение кислородом придонной части и там могут возникнуть анаэробные условия, обеспечиваю-

щие образование сапропелевых илов. В это же время из-за нехватки кислорода происходит и замор рыбы. Весной лед тает, а вода, нагреваясь с поверхности до $+4^{\circ}\text{C}$, опять становится более тяжелой и опускается на дно, доставляя туда кислород. В результате на дне прекращается образование сапропелевого ила, а талые снеговые воды отлагают слой терригенного осадка. Летом верхние слои воды будут нагреваться, а внизу расположится более холодная вода; таким образом, снабжение кислородом придонной части будет опять затруднено. Поэтому и летом на дне может идти образование осадков, обогащенных полуразложившимися органическими веществами.

Если на берегах и в самом озере развивается обильная растительность, то может произойти постепенное зарастание озера и превращение его в торфяное болото. В зависимости от формы озерной котловины процесс зарастания происходит по-разному.

Для многих северных озер (например, Урала, Белоруссии, Кольского полуострова, Финляндии) характерно отложение железной бобовой руды, служащей иногда предметом промышленной разработки. Подобные руды известны и в ископаемом состоянии. В ископаемом состоянии в озерных отложениях встречаются также марганцевые руды и бокситы. Приурочены они главным образом к береговой части озер.

Рассмотрим осадки двух существенно разных озер гумидного типа — озера Байкал в Сибири и озера Мичиган в Северной Америке. Байкал является котловинным водоемом с глубинами до 1600 м. Он расположен среди гор в тектонически весьма активном регионе с землетрясениями. Мичиган — плоский водоем с глубинами не более 200 м на древней платформе в тектонически очень спокойной области.

Озеро Байкал. Современные осадки Байкала разнообразны (Л. М. Князева, 1954). Грубообломочные отложения представлены гальками и гравием. Они встречаются на расстоянии до 5 км от берега и на глубинах до 600 м. Пески распространены в прибрежной зоне до глубины 100 м отдельно или вместе с гравием и гальками. Как исключение они встречаются в области распространения тонкозернистых осадков на глубине до 1200 м.

Алевритовые илы распространены полосой вдоль берегов на глубинах от 10 до 1400 м, а также в виде прослоев среди глубоководных осадков.

Всю срединную часть озера занимают тонкозернистые мелкоалевритовые и глинистые илы, обогащенные скорлупками диатомовых водорослей (рис. 22). Обычно присутствуют и спикулы кремневых губок. Содержание органогенного кремнезема в этих осадках колеблется от 12 до 40%. Интересно, что главная область обитания диатомей — прибрежная зона с глубинами до 100 м. Перенос их раковин в пелагическую зону осуществляется течениями.

Вода Байкала резко недосыщена CaCO_3 , поэтому все осадки практически лишены карбонатов. Здесь присутствуют железисто-марганцевые корочки и конкреции, а в глубоководной зоне обычен гидротроилит. Встречаются обрывки растительных тканей.

Во время землетрясения 1862 г. в южной части Байкала на месте заболоченной степи образовался залив площадью около 200 км^2 и до 5 м глубиной. Этот залив, названный «залив Про-

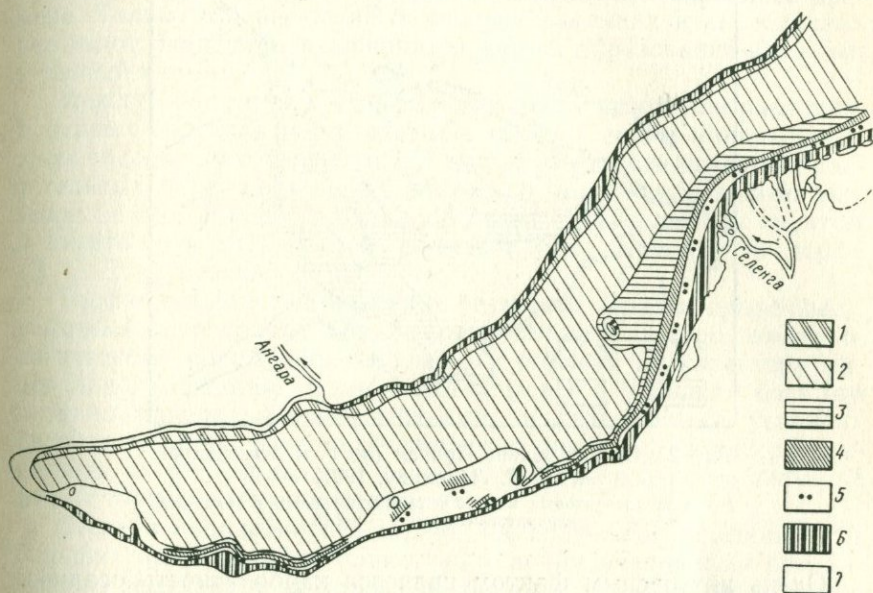


Рис. 22. Осадки южной части озера Байкал (по Л. М. Князевой, 1954):
1 — область пятнистого распространения осадков; 2 — диатомовые глинистые и мелко-алевритовые илы; 3 — глинистые илы; 4 — мелкоалевритовые илы; 5 — крупноалевритовые илы; 6 — пески; 7 — нет данных

вал», отделен от озера цепочкой низких песчаных островов. На дне залива распространены довольно разнообразные осадки от песков на севере до глинистых илов в центральной и восточной его частях (рис. 23). Мощность осадков, накопившихся за 100 лет существования залива, от 3,5 м на юге (около берега) до 0,5 м и меньше в его северной части (Казенкина и Ладохин, 1961). Интересно, что именно на севере, т. е. дальше от берега, распространены пески, тогда как ближе к берегам находятся более тонкие осадки. Вызвано это тем, что песчаные осадки поступают из Байкала при нагонном ветре.

Озеро Мичиган. В грубых чертах рельеф дна озера напоминает древнюю эрозионную сеть. Глубины озера обычно 30—

100 м, наибольшая 260 м. Площадь озера 58 000 км². Мур (Moore, 1961) считает, что основным источником осадков являются ледниковые отложения. По составу осадки очень разнообразны, причем наблюдается отчетливая зависимость от топографии дна: на подводных поднятиях осадки более крупные, во впадинах — более тонкие; ясной зависимости механического состава осадков от расстояния от берега не наблюдается. Вообще осадки довольно хорошо сортированы по крупности.

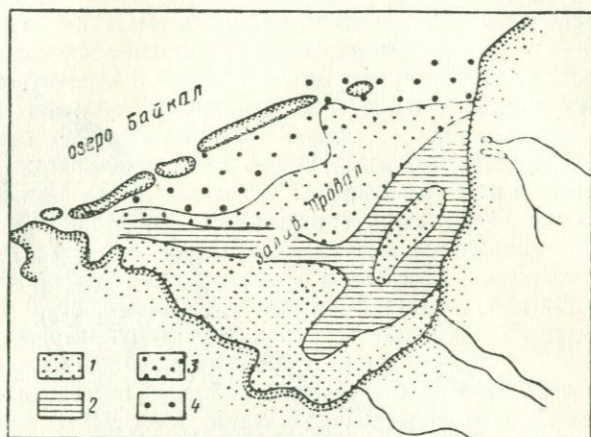


Рис. 23. Осадки залива Провал (по Г. А. Казенкиной и Н. П. Ладохину, 1961):

1 — мелкоалевритовые илы; 2 — глинистые илы; 3 — крупноалевритовые илы; 4 — пески

Очень интересным фактом является карбонатность осадков, достигающая в отдельных случаях 55%. Обычное содержание карбонатов — от 10 до 40%. Представлены карбонаты тонкозернистыми кальцитом и доломитом. Содержание карбонатов вообще увеличивается с уменьшением крупности зерна осадка. Поэтому наиболее карбонатны глинистые илы.

Болотные отложения. Болота часто бывают связаны с озерами. На это обратил внимание еще М. В. Ломоносов: «...озера бывают всегдашние соседи торфяным топям, как местам низким»¹. Нередко болота и болотные отложения связаны и с другими элементами ландшафта: реками, конусами выноса, дельтами, лагунами.

Различаются болота по многим признакам, накладывающим существенный отпечаток на характер накапливающихся в них осадков, а именно по геоморфологическому положению, по со-

¹ М. В. Ломоносов. О слоях земных и другие работы по геологии. М. — Л., Госгеоллиздат, 1949, стр. 84.

ставу исходной растительности, по обводненности, по проточности, по химическому составу воды, по ее богатству питательными веществами.

Непременных условий для образования болот два: 1) должна существовать исходная растительность; 2) уровень грунтовых вод должен совпадать или почти совпадать с дневной поверхностью. Поскольку сочетание этих условий — явление довольно частое, то и болота — весьма распространенные элементы ландшафта как на современной поверхности Земли, так и в прошлые времена. Только в совершенно безводных пустынях и на ледниках нет болот. Наиболее благоприятен для их образования влажный и теплый климат.

Между «болотом» и «торфяником» есть некоторые различия. У первых болотная растительность связана еще с минеральным дном водоема или с грунтом, а у вторых мощность отмерших растительных остатков (торфа) настолько велика, что живые растения не имеют непосредственной связи с минеральным грунтом и вместе со всей корневой системой как бы висят в торфе (В. С. Доктуровский, 1935).

Торфяники делят на низинные (главным образом приречные), верховые и переходные. Они различаются не только по геоморфологическому положению, но главным образом по характеру минерального питания: низинные отлагаются в условиях богатого питания минеральными веществами, а верховые — в условиях бедного питания. Сильно различаются они и по характеру слагающей их растительности. Наибольшее геологическое значение имеют торфяники низинного типа.

Степень обводненности может изменяться в торфяниках в больших пределах. Это влияет на условия разложения органического вещества и на характер образующегося торфа, а следовательно, и на состав угольных пластов, которые получают впоследствии из этого торфа. Степень проточности воды в материнском болоте влияет на сортировку растительного материала, а также определяет наличие в торфе минеральных прослоек — глинистых и др.

В торфяниках иногда присутствуют горизонты сапропеля, которые образуются при разложении остатков организмов (растительных и животных), богатых белковыми веществами и жирами. В случаях образования торфяников при зарастании озер сапропель располагается в нижней части залежи.

С болотами тесно связаны ископаемые почвы, которые иногда наблюдаются в основании угольных пластов. Они представляют собой обычно комковатую глинистую породу, переполненную остатками корешков растений, имеющую часто в своем составе каолинит, образовавшийся при разложении минералов почвы под влиянием кислых вод торфяника. В Донецком каменноугольном бассейне такие почвы давно уже получили от шахте-

ров наименование «кучерявчика» за свою беспорядочную текстуру.

Озерные отложения в аридном климате. Характер озерных осадков в аридном климате существенно отличается от отложений, формирующихся в гумидном климате. Озера, становясь бессточными, могут накапливать не только обломочный и глинистый материал, но и растворенные вещества. Кроме того, в сухом климате в озерах уменьшается количество растений и животных, а в сильно минерализованных озерах они почти отсутствуют.

По составу солей озера засушливых областей делятся на три основных класса: 1) содовые, 2) углемагниевого и 3) углекальциевого. Сложные физико-химические процессы приводят растворы к насыщению и к выпадению вещества в осадок на разных стадиях осолонения. В результате изменяется равновесие в растворе, а это в свою очередь ведет к образованию новых соединений, которые также со временем могут достичь насыщения и начать выпадать в осадок. Поэтому осадки, образующиеся в таких озерах, весьма разнообразны. Для иллюстрации остановимся на двух примерах.

Содовые озера Кулундинской степи в Западной Сибири. Согласно исследованиям Н. М. Страхова с сотрудниками (1954), цепочка озер Танатарской группы, изученных особенно подробно, представляет собой ряд водоемов, связанных одним общим водотоком. Соленость озер меняется от 0,20 до 30—35%, воды резко щелочные; при солености в 0,20% рН составляет 9,4, а при солености в 1% поднимается до 10. В растворе содержатся кальций и магний, причем при минерализации свыше 1% в осадке обнаруживают только следы кальция, магний содержится тоже в очень незначительном количестве. Из карбонатов практически в растворе присутствует только сода. Там, где карбонаты кальция и магния поступают с прилежащих участков суши, происходит их энергичное выпадение. При этом в осадках, как правило, очень тонкозернистых, в большом количестве присутствуют кальцит, доломит и магнезиальные силикаты. По мере возрастания общей концентрации существенно изменяется набор химически осаждаемых минералов. Так, при незначительном осолонении осаждаются главным образом кальцит, затем по мере роста солености главная роль переходит к доломиту (общая соленость около 1%), а при высокой концентрации солей (свыше 10%) осаждаются десятиводная сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), мирабилит и поваренная соль. В описанных озерах наблюдается годовая цикличность гидрохимического режима.

Озеро Балхаш. Образование осадков в нем было подробно изучено Д. Г. Сапожниковым (1951, 1954). Площадь озера около 17 200 км², но глубина не превосходит 30 м. Соленость воды изменяется от 0,1% в юго-западной части озера, где в него

впадает единственная крупная река Или, до 1,5% на северо-востоке.

Береговые осадки озера разнообразны. В зависимости от характера берегов здесь имеются накопления галечников, гравия, песков, а также разнообразные илистые отложения. В отделенных от озера береговыми валами лагунах иногда отлагаются соли. Из скоплений водорослей образуется балхашит — своеобразный са-

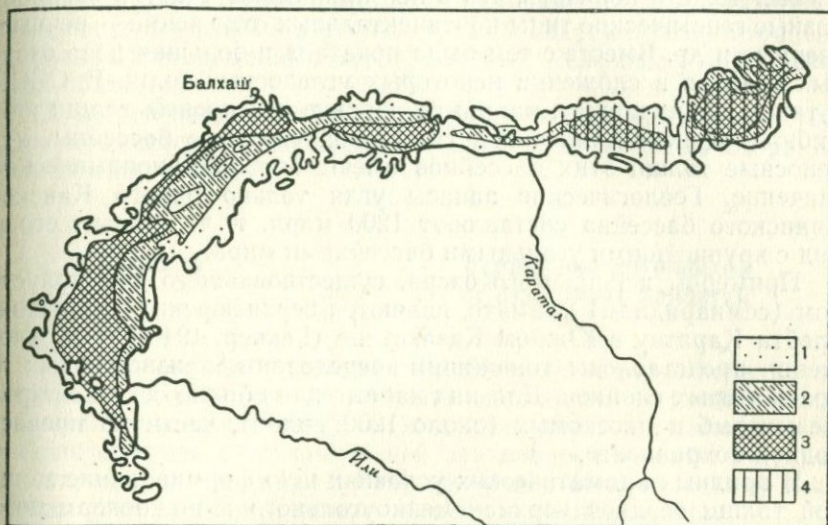


Рис. 24. Карта осадков озера Балхаш (по Д. Г. Сапожникову, 1954):

1 — галка, гравий, щебень, пески и крупноалевритовые илы; 2 — мелкоалевритовые илы; 3 — известково-глинистые и глинисто-известковые илы; 4 — доломитовые осадки

пропелевый ил. Иногда волны выбрасывают его на берег и образуют валы балхашита. Животный мир, населяющий озеро, довольно беден. Донные осадки озера представлены главным образом следующими типами: 1) пески, 2) крупноалевритовые илы, 3) мелкоалевритовые илы, 4) глинисто-известковые илы и 5) известково-доломитовые глинистые илы. На карте (рис. 24) видно, что наибольшим распространением пользуются три последних типа осадков. Карбонаты составляют большей частью 20—50%, а изредка — до 70%. Представлены они главным образом мельчайшими кристалликами кальцита, оолитами и реже раковинами. Своеобразным процессом является доломитообразование. В северо-восточной части озера содержание доломита в карбонатной части осадка достигает 60—65%. Образование его происходит в иле благодаря диагенетическим процессам.

Геологическое значение озерных отложений. Среди древних континентальных толщ озерные отложения и гумидного и арид-

ного типа довольно широко распространены. К гумидным озерным отложениям относятся некоторые угленосные толщи. Уже в середине прошлого века немецким геологом Науманом (Е. Naumann, 1850) было предложено разделение угленосных толщ на паралические, или прибрежно-морские, и лимнические, или озерные (лат. limpo — озеро). Дальнейшие исследования позволили уточнить условия образования лимнической группы угленосных толщ и показать, что в ней принимают участие разнообразные генетические типы континентальных отложений — речные, озерные и др. Вместе с тем была показана и большая роль озерных осадков в сложении некоторых угленосных толщ. В СССР к таким принадлежат, например, юрские угленосные толщи юга Сибири: Канско-Ачинский и Иркутский угольные бассейны. Угленосные толщи этих бассейнов имеют большое экономическое значение. Геологические запасы угля только одного Канско-Ачинского бассейна составляют 1200 млрд. т, что ставит его в ряд с крупнейшими угольными бассейнами мира.

Примером ископаемого озера, существовавшего при полусухом (семиаридном) климате, являются верхнеюрские отложения хребта Каратау в Южном Казахстане (Геккер, 1948). Эти отложения представлены тончайшим чередованием известковых и доломитовых слоев. Для них характерно обилие остатков хрящевых рыб и насекомых (около 1200 видов), частично превосходной сохранности.

В аридных климатических условиях шло формирование мощной толщи осадков верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста в Центральном Казахстане. Они широко распространены в пределах Тенизской и Джезказганской впадин и представлены как разнообразными обломочными породами — песчаниками, алевролитами и глинистыми, так и пелитоморфными известняками и мергелями. Озерные отложения часто встречаются и среди более древних толщ (до докембрийских включительно).

Несмотря на возможность образования разнообразных солей в озерах аридного климата, соли в них обычно не образуют мощных залежей. Объясняется это тем, что водосборная территория аридных озер весьма незначительна, поэтому при размыве ее не поступает достаточное количество солей для образования мощных толщ.

Полезные ископаемые в озерных отложениях. С озерными обстановками связано образование многих полезных ископаемых. Так, с береговыми и мелководными их отложениями иногда связаны россыпные месторождения. Пески и галечники используются в качестве строительного материала. Чистые разности озерных песков кварцевого состава используются как сырье для стекольной промышленности. Озерные глины идут как кирпичное и керамзитовое сырье, а более чистые их разности нередко слу-

жат сырьем для керамической и огнеупорной промышленности. Особенно возрастает список полезных ископаемых в озерном комплексе, если источником осадков служила кора выветривания. В таком случае образуются такие ценные продукты, как бокситы, железные и марганцевые руды. Очень благоприятны для скопления полезных компонентов осадки озер карстовых областей. С ними связаны месторождения бокситов, никеля, кобальта и др. Велико значение озерных отложений в образовании угольных месторождений и горючих сланцев. Широко распространены, особенно в современную эпоху, бобовые железные руды в северных областях.

В озерах аридных областей образуются осадки солей, служащие предметом промышленной разработки (содовые озера Кулундинской степи).

ГЛАВА IX

ОТЛОЖЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ И КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Отложения источников. Подземные воды, выходя на поверхность, нередко отлагают вынесенные ими из глубин Земли растворенные вещества. Происхождение таких вод двоякое — либо они связаны с вулканической деятельностью, либо они представляют проникшие на глубину поверхностные (вадозные) воды. Некоторые источники имеют смешанное происхождение.

Первая группа подземных вод дает наибольшее количество весьма разнообразных отложений. Чаще всего эти воды являются термальными. Они распространены в областях вулканической деятельности (см. гл. XII).

С водами поверхностного происхождения связаны различные известковые натёки, реже кремневые, железистые, марганцовистые и другие выделения. Если эти осадки образуются в местах, где обильно развита растительность, то они обволакивают растения, благодаря чему их слепки и отпечатки хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. Мощность натёков, образующихся из вод поверхностного происхождения, обычно незначительная: доли или единицы метра. Площадь их распространения обычно невелика. Страхов (1947) связывает образование рудных накоплений железа в озерах северных областей (Карелия, Финляндия и т. д.) с высачиванием на дне этих озер грунтовых вод, богатых закисными соединениями железа, осаждение которых связано с окислением этих соединений кислородом воздуха.

Отложения карстовых полостей. Карстовые полости, образующиеся в результате растворения и выноса вещества горных пород водами, очень разнообразны и в некоторых районах широко распространены. Образование карста иногда связано с процессами

формирования коры выветривания. Эта зависимость, например, хорошо изучена на Урале, где кора выветривания и карст часто встречаются вместе.

Внутри карстовых полостей накапливаются очень характерные продукты. Иногда они заключают ценные полезные ископаемые.

Различают поверхностный (открытый и закрытый) и подземный карст. Первый имеет в настоящее время (или имел в прошлом) прямое и свободное сообщение с поверхностью.

Происхождение материала, заполняющего карстовые полости, может быть разнообразным: 1) различные поверхностные отложения — речные и т. д. (в случае поверхностного карста); 2) продукты обвалов и осыпаний со стенок и сводов полостей; 3) остаточные продукты растворения вмещающих пород — так называемая пещерная глина; 4) внесенный извне просачивающимися и протекающими водами растворенный, коллоидный и обломочный материал («инфлювий», по Г. Ф. Лунгерсгаузену, 1966).

Отложения, характерные для поверхностных карстовых форм, обладают чертами, свойственными данной генетической группе. Например, морские осадки могут заключать остатки морских организмов; кроме того, они, как правило, приобретают специфические черты, обусловленные своеобразными формами поверхности накопления и особыми химическими свойствами вод карстовых полостей, обычно резко щелочными. Сочетание этих двух причин вызывает иногда на закарстованной поверхности дна водоемов образование рудных залежей, особенно часто железных руд и бокситов.

Широкие открытые карстовые воронки при достаточно влажном климате могут способствовать появлению в них болот и образованию впоследствии угольных пластов. Таковы некоторые месторождения углей третичного возраста на Южном Урале. Особенно велико практическое значение таких угольных залежей в Югославии, где пласты угля в карстовых воронках иногда достигают мощности в несколько десятков метров.

Отложения, выполняющие подземные карстовые полости, еще более своеобразны. Сюда прежде всего относятся натечные образования и, в частности, широко известные сталактиты и сталагмиты. Они образуются при медленном испарении капающей сверху воды или при уменьшении давления в момент выхода карстовых вод из тонких капилляров на свободную поверхность сводов пещеры. При этом освобождается часть углекислого газа, вследствие чего в свою очередь уменьшается растворимость карбоната кальция. Сталактиты и сталагмиты растут очень медленно — от ничтожной величины до 6—7 мм в год. Подсчитано, что крупные сталактиты образовались за 150 000—300 000 лет.

Иногда на дне карстовых полостей образуется своеобразный «пещерный жемчуг» — мелкие конкреции сферической формы

диаметром 5—15 мм, состоящие из концентрических слоев извести с песчинкой внутри. Возникают они там, где вода, падающая сверху или текущая по дну пещеры, приводит во вращательное движение лежащие песчинки, вокруг которых и отлагаются известковые оболочки.

На стенках пещер иногда встречается «известковое тесто» — отложение, настолько пропитанное водой, что оно не затвердевает. Обычно «тесто» покрывает своды и стенки таких пещер, где вода выступает из многочисленных узких трещин.

Практическое значение имеют алеврито-глинистые и глинисто-мергельные породы, иногда целиком выполняющие подземные карстовые полости. Образуются они при растворении карбонатов и представляют собой остаточный продукт, но главным образом попадают в полости извне вместе с карстовыми водами. К ним нередко приурочены месторождения разнообразных полезных ископаемых. На Урале, в Казахстане и Средней Азии они гораздо чаще, чем открытый поверхностный карст, содержат промысленные месторождения цветных металлов (руды никеля, кобальта, меди, свинца, цинка и др.). Объясняется это тем, что в открытый карст вследствие его поверхностного положения поступает меньше растворов, содержащих цветной металл. Совсем иначе ведут себя железные руды: они почти всегда связаны с поверхностным открытым или закрытым (заполненным) карстом. Так как источники окислов железа более разнообразны и многочисленны и содержание железа в породах несравненно больше, чем, например, никеля, то возможность разбавления другими продуктами в них меньше. Отметим, наконец, что в песчано-глинистых заполнениях карста иногда встречаются россыпи.

Образование полезных ископаемых в карсте обязано ряду причин, из которых главными, согласно исследованиям И. И. Гинзбурга, являются: 1) наличие понижений, связанных с карстом; это обеспечивает сток поверхностных и грунтовых вод в его сторону; 2) непосредственный или близкий контакт карста с металлоносными породами и рудными месторождениями; 3) тесная пространственная и генетическая связь карста с корой выветривания, механическое и химическое разрушение которой освобождает огромное количество рудных элементов, попадающих затем механическим и химическим путем в карстовые полости; 4) щелочной характер карстовых вод и самих известняков; 5) благоприятные условия сохранения от эрозии отложившихся в карстовых полостях полезных ископаемых; 6) доразложение самого материала, попавшего в карстовые полости.

В СССР наряду с современным карстом не меньше распространены карст древний — третичный, мезозойский и даже палеозойский. Особенно широко древний карст представлен на Урале.

Ледниковая группа отложений очень многообразна. В нее входит ряд генетических типов, прямо или косвенно связанных с деятельностью льда и с теми климатическими условиями, которые сопутствуют ледникам. Именно поэтому генетические типы этой группы рассматриваются совместно. К ним принадлежат: 1) морены, отложенные собственно льдом; 2) флювиогляциальные осадки талых ледниковых вод; 3) лимногляциальные осадки ледниковых озер; 4) солифлюкционные образования; 5) морские ледниковые осадки. С ледниковым комплексом связаны некоторые лёссовые накопления; в нем могут принимать участие и болотные осадки, а также некоторые виды своеобразных отложений, которые с генетической точки зрения все еще не расшифрованы вполне убедительно, например озовые и камовые накопления.

В подавляющей части ледниковые отложения являются продуктами механической осадочной дифференциации. При этом осуществлена она большей частью далеко не в совершенной степени. Поэтому осадки, связанные с ледниками, обычно обломочные, плохо сортированные (или совсем не сортированные), а часто и грубообломочные. Тонкозернистые осадки, если и присутствуют, как, например, в озерно-ледниковых отложениях, то парагенетически они всегда тесно связаны с относительно грубым обломочным материалом.

Морены. Моренами называют отложения льда. В общем это слабо сортированный или не сортированный обломочный материал, лишенный слоистости и представляющий скопления разного размера валунов и глыб в песчано-глинистой основной массе. Если, однако, подойти к строению морен более внимательно, то в них можно обнаружить закономерности, связанные с особенностями переноса материала льдом и сгущения при таянии. Так, иногда морены обнаруживают двухслойное строение — верхний горизонт более песчанистый и в нем больше валунов, чем в нижнем, более глинистом. Вызвано это тем, что материал, переносимый ледником, на поверхности больше подвергается переработке талыми водами, текущими сверху льда. При стаивании внизу оказывается морена, материал которой лед переносит внутри, а сверху то, что двигалось вместе с ледником на его поверхности. Бывают и обратные соотношения: под ледником часто движутся мощные подледные потоки и нередко они промывают нижнюю часть морены, которая оказывается поэтому состоящей из скоплений крупных валунов.

Морены, отложенные двигавшимся ледником, отличаются тем, что располагаются на сглаженной, отполированной поверхности со шрамами. Если морена образовалась при таянии льда, пре-

кратившего движение («мертвого льда»), то под ней может сохраняться доледниковая кора выветривания, как это было описано, например, А. В. Сидоренко (1956) для северной части Балтийского щита. Характерные для морен (но не обязательные!) штрихованные и гладкие поверхности некоторых валунов образуются в результате того, что лед движется не монолитной массой, а вся его толща разделяется на ряд пластин, движущихся одна относительно другой с различной скоростью — нижние медленнее, чем верхние. Взаимное трение валунов, попадающих между этими слоями, и вызывает их штриховку и полировку. При таком движении льда происходит некоторая сортировка моренного материала уже внутри толщи льда, проявляющаяся при его стаивании, особенно если происходило таяние неподвижного «мертвого льда».

Петрографический состав моренных валунов разнообразен. Здесь участвуют как обломки, принесенные издалека, из области питания ледника (для морен европейской части СССР это валуны изверженных и метаморфических пород Балтийского щита), так и обломки местных пород, по которым в данном районе двигался ледник. Так, на северо-западе европейской части СССР это обломки красноцветных песчаников девонского возраста. От них морена становится более красной. В Украине, в районе Днепровского языка, к морене примешиваются обломки меловых пород, поэтому она приобретает сероватый цвет. Чем дальше на юг, тем меньше в морене обломков кристаллических пород, тем они становятся мельче и более выветрены.

По механическому составу морены очень разнообразны. В зависимости от размера преобладающего материала различают морены каменистые, песчаные, супесчаные (песчано-алевритовые), суглинистые и глинистые (Рухина, 1960). Одна и та же морена может на разных участках иметь разный состав. Согласно наблюдениям Рухиной, наиболее постоянным компонентом моренных отложений являются алевритовые частицы. Содержание их редко спускается ниже 10% или поднимается выше 50%. Обычно они слагают породу на 25—50% (рис. 25 и 26).

В глинистых фракциях морен преобладают гидрослюды. В Эстонии, где ледник двигался по известнякам силурийского возраста, морены сложены щебневато-известковым суглинком, называемым «рикх»; если известняки полностью перетерты, то образуется «валунный мергель» (так он называется, например, на севере ГДР).

Если ледник пересекал песчаные породы, морена песчанистая, глинистые породы — глинистая. Так, нижняя морена около Ленинграда, лежащая на глинах кембрийского возраста, настолько глиниста, что если бы не включенные в нее валуны и гравий, она была бы неотличима от кембрийской «синей глины». При прохождении ледника через торфяники морена обогащалась

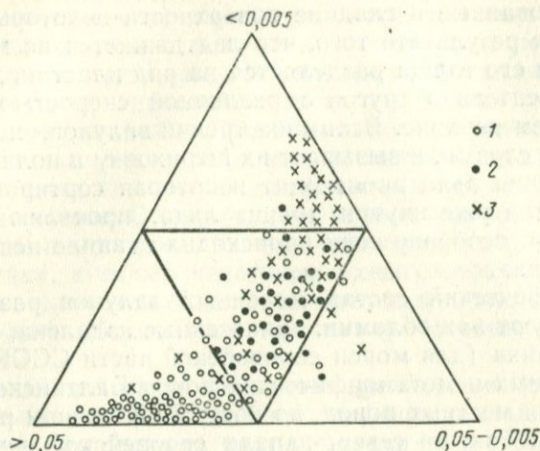


Рис. 25. Механический состав некоторых морен (по Е. В. Рухиной, 1960):

1 — морены Кольского полуострова, некоторых районов Карелии, Финляндии и Швеции; 2 — морены некоторых районов Ленинградской области; 3 — морены некоторых районов Северной Америки и валдайского оледенения Прибалтики. Цифры — миллиметры

Текстура у морен обычно беспорядочная. Иногда отмечают, что удлиненные валуны располагаются длинными сторонами

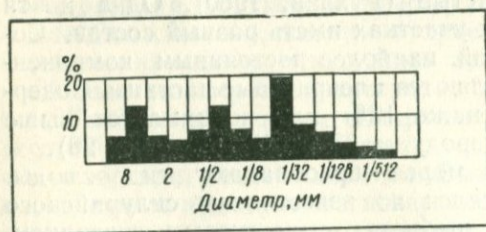


Рис. 26. Усредненный механический состав морен на основании 10 анализов (по F. J. Pettijohn, 1957)

вдоль направления движения ледника, иногда в морене отмечают намеки на слоистость, выраженные либо указанным выше двучленным строением, либо даже послойным расположением валунов. Такая текстура служит, по мнению некоторых исследователей, указанием на то, что морена образовалась из непо-

движного «мертвого льда» и представляет «морену вытаивания».

Органические остатки в наземных моренах встречаются вообще редко и, как правило, принадлежат более древним отложениям, захваченным льдом при его движении.

Мощность морен меняется в больших пределах: на Русской плите она не превосходит 50 м, обычно же 5—20 м. Такая же мощность у морен горных ледников как четвертичных, так и современных. Для морен верхнепалеозойского оледенения Гондваны иногда называют значительно большие цифры — до сотен метров.

В общем морены являются характерным генетическим типом отложений, но тем не менее они могут напоминать и совсем другие по своему происхождению породы, например пролювиальные и даже тектонические брекчии. Поэтому для правильной диагностики морен необходимо не только тщательно исследовать сами породы, но и выяснить их парагенетические связи с другими отложениями.

Генетическая расшифровка древних морен затрудняется тем, что в ряде случаев они подвергаются переработке талыми ледниковыми водами, солифлюкционными процессами и т. д. При этом морена теряет свои характерные признаки и ее легко принять за образование другого генезиса. Даже происхождение некоторых довольно распространенных образований четвертичного возраста еще достоверно не установлено. Это отложения друмлинов, озов и камов. Они образуют характерные формы ледникового ландшафта и представляют собой, в общем, холмы и гряды, вытянутые большей частью по направлению движения ледника. Распространение и формы этих образований подробно рассматриваются в курсах геоморфологии, так же как и различные гипотезы их происхождения. Поэтому остановимся кратко лишь на слагающих их осадках.

Друмлины иногда имеют ядро из коренных пород, поверх которого располагаются сортированные пески с гравием или ленточные глины. Все это облекается чехлом из морены. *Озы* образованы слоистыми галечными, гравийными и песчаными накоплениями, и их рассматривают как осадки подледниковых потоков. *Камы* слагаются песчаными и галечными осадками, часто обладающими хорошо выраженной слоистостью — горизонтальной, линзовидной и косой. Их рассматривают обычно как образованные талыми водами, протекавшими под ледником, прекратившим свое поступательное движение. Возможно, что в ряде случаев они близки по происхождению к озам.

Флювиогляциальные отложения. Флювиогляциальными называют отложения талых ледниковых вод, аккумулирующих материал в отличие от озов и камов уже за пределами самого ледника. Наиболее характерное выражение эти накопления получают в так называемых зандровых равнинах.

Талые воды вытекают из под ледника реками и бесчисленными ручейками, они нагружены обломочным материалом, валунами, гальками, песком и глинистыми частицами. Эти потоки, прорываясь через конечноморенные накопления, растекаются по

прилежащей равнине и отлагают здесь переносимый ими материал.

Зандровые равнины располагаются непосредственно у внешнего края бывшего ледникового покрова и примыкают к его конечным моренам. Геоморфологический анализ позволяет установить, что эти равнины состоят из очень плоских и обширных конусов выноса. Высшие точки зандрового конуса находятся обычно около места прорыва ледниковых вод через вал конечной морены. Отсюда по радиусам расходятся неглубокие ложбины — русла, по которым стекала вода; по мере накопления осадков положение русел менялось. На поверхности зандровых равнин есть впадины, нередко занятые озерами. Своим происхождением они обязаны таянию отдельных линз льда, отделившихся при таянии от основного ледника и погребенных под флювиогляциальными наносами. На территории СССР зандры широко распространены в Белоруссии и в северных районах европейской части РСФСР, известны они в Польше, на севере ГДР и др.

Сложены зандровые равнины около конечных морен грубыми накоплениями — галечниками с валунами, гравием, дальше преимущественно песками, обычно с линзами гравия и галечников, либо с включениями отдельных галек. Еще дальше от ледника пески становятся более однородными, но все еще плохо сортированными. Для них обычна грубая косая слоистость и линзовидное строение. Иногда, впрочем, зандровые пески обладают довольно хорошей сортировкой по крупности.

Зандровые пески широко распространены в северной части Западно-Сибирской низменности (Каплянская и Тарноградский, 1960). Они мелко-, средне- и крупнозернисты, беспорядочно переслаиваются друг с другом и содержат линзовидные прослои гравийно-галечных песков. Чаще всего пески глинистые, реже чистые, отмытые; слоистость в них не всегда ясно выражена; иногда видны мелкие морозобойные трещины.

Для минерального состава флювиогляциальных отложений характерно присутствие наряду с преобладающим кварцем сравнительно легко поддающихся химическому выветриванию минералов, таких, например, как роговая обманка. Сохранность этих минералов определяется тем, что в условиях ледникового и приледникового климата химическое выветривание проявлялось относительно слабо. Форма зерен флювиогляциальных песков характеризуется главным образом полуокатанными и угловатыми очертаниями. Присутствуют и окатанные зерна.

Некоторые исследователи относят к флювиогляциальным продуктам также и *покровные суглинки*, имеющие в основном алевроито-глинистый состав. Они широко распространены в центральных и северных частях Русской равнины, напоминают лёсс, отличаясь от него большей глинистостью и меньшей карбонатностью. Сторонники флювиогляциального происхождения по-

кровных суглинков считают, что они отложены в самых удаленных от ледника частях равнины, в обширных мелких озерах (Яковлев и др., 1954).

Весьма сложен вопрос о границе между флювиогляциальными и аллювиальными осадками. Талые ледниковые воды, пройдя определенный путь по приледниковой равнине и отложив зандровые пески, постепенно собирались в постоянные русла и двигались дальше в виде потоков речного типа. Современные долины крупных рек были заложены еще в доледниковое время (Личков, 1936). Поэтому они уже служили путями стока ледниковых вод. Отложениями этих вод образованы их верхние террасы.

Е. В. Шанцер (1951) предлагает считать флювиогляциальными отложения до того момента, пока отлагающие их потоки не вступили в речные долины. После этого отложения следует рассматривать как аллювиальные, хотя бы воды, выполняющие долины, и имели ледниковое происхождение. Справедливость такого решения подтвердили исследования Г. В. Обедиентовой (1962) в долине Волги. Она установила, что осадки верхних террас реки, хотя и накоплены талыми ледниковыми водами, отличаются от типичных флювиогляциальных отложений: 1) в них присутствуют как русловые, так и пойменные осадки; 2) они более сортированы по механическому составу и 3) крутизна наклонов косых серий в них меньше, чем в собственно флювиогляциальных отложениях.

Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения. Когда талые ледниковые воды встречали на своем пути препятствие, они оказывались на более или менее длительное время запруженными и образовывали обширные приледниковые озера. Такими препятствиями служили конечно-моренные гряды, оставленные отступающим ледником, гряды, сложенные коренными породами, а также поднятия тектонического происхождения.

Размеры таких озер достигали обычно десятков, а иногда и сотен километров вдоль ледника, причем по мере отступления ледника отступало и озеро, поэтому общая протяженность отложений его достигала иногда нескольких сотен километров.

Наиболее характерным осадком ледниковых озер являются *ленточные глины*. Название они получили за глинистый состав и тонкую горизонтальную слоистость. Происхождение их связано с изменениями условий осадконакопления в разное время года. Весной, когда ледники усиленно таяли, стекавшая в озера вода несла обильный и относительно более грубый материал. В результате осаждался сравнительно крупнозернистый «летний слой». Зимой, когда таяние льда приостанавливалось, в озере шло осаждение тонкого осадка «зимнего слоя». Таким образом, годичный цикл осадконакопления давал одну «ленту», состоящую из двух слоев: летнего и зимнего. Ниже приведен характерный состав этих лент (по М. Н. Кагнер, 1959).

Частицы, мм	Летние слои, %	Зимние слои, %
<0,1	80 и более	90 и более
<0,01	30—95	80—99
<0,001	25—35	40—90

Строение лент бывает значительно более сложным, причем сложность увеличивается в приледниковой части озер, где накапливался особенно разнообразный материал. Нередко, кроме летнего и зимнего слоев, выделяется третий — переходный слой, а иногда даже несколько слоев, различающихся по размеру зерен слагающего их осадка. Вообще состав ленточных глин изменяется главным образом в зависимости от расстояния от края бывшего ледника.

Согласно исследованиям М. Н. Кагнер, в летних слоях фракция <0,01 мм составляет обычно 20—90%, а остальное приходится на зерна алевритовой размерности. Зимние слои почти целиком состоят из частиц <0,01 мм, содержание которых колеблется от 80 до 99%.

Содержание частиц размером <0,001 мм колеблется в широких пределах от единиц % (в летних слоях) до 90% и даже больше (в зимних слоях). Летние слои в приледниковой части могут вообще состоять из песчаных слоев, иногда даже с мелкими гальками. Мощность таких летних слоев может достигать десятков сантиметров. Обычно же мощность слоев очень невелика: от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Ленточные глины нередко содержат плоские карбонатные конкреции обычно вытянутой формы и размером в несколько сантиметров.

Общая мощность ленточных глин колеблется в разных районах в больших пределах и может достигать 40—50 м, обычная мощность 2—15 м. В обнажениях мощностью 5—10 м удается насчитать до 500—1000 годовых лент (пар слоев). Такие подсчеты, выполненные по определенной методике, позволили, в частности, выяснить, что последний ледник отступил с территории европейской части СССР 8—10 тыс. лет тому назад.

Отложения подпорных бассейнов. В Западно-Сибирской низменности реки имеют сток на север. В эпохи оледенения, когда на севере располагался ледниковый покров, реки были подпружены и образовывали обширные озера с характерными осадками (Фениксова и др., 1967). Это преимущественно пески, алевриты, суглинки и реже глины. Все они плохо сортированы, содержат отдельные гальки и гравий, мощность чередующихся слоев от 0,5 до 4,0 м, общая мощность этих отложений для эпохи максимального — самарского — оледенения достигает 100 м. Мощность меняется в зависимости от рельефа подстилающих пород. Подобного типа накопления могут встречаться и в других районах развития ледникового комплекса.

Солифлюкционные образования. Солифлюкционные отложения были рассмотрены в гл. V. Напомним, что солифлюкционные

ми могут быть разные по литологическому составу образования. Происхождение их связано с тем, что в областях устойчивой (вечной) мерзлоты в летнее время в оттаявшем верхнем слое создаются своеобразные условия увлажнения. Пропитанные водой песчано-глинистые грунты начинают медленно скользить по мерзлому слою, давая накопления несортированного и лишнего слоистости материала. В других случаях просачивающаяся сверху вода вымывает из грунта все тонкие частицы, благодаря чему на месте остаются лишь более грубозернистые осадки, а на поверхности могут появляться просадочные формы рельефа. Здесь солифлюкционные процессы смыкаются с суффозией. Возможно, что с солифлюкционными процессами связано образование некоторых россыпных месторождений.

К солифлюкционным образованиям можно относить различного рода текстуры, нередко возникающие в областях развития вечной мерзлоты и также связанные с просачиванием и периодическим замерзанием вод в рыхлых грунтах. Это «мерзлотные клинья», вспучивания и выпирания слоев и другие образования, описанные за последние годы под названием «геокриологических текстур» многими исследователями (Попов, 1967 и др.). Подобные текстуры, когда они встречаются в ископаемом состоянии, как, например, среди четвертичных отложений центральных районов Русской плиты, служат дополнительным основанием для суждения о ледниковой природе заключающих их пород.

Морские ледниковые отложения. Ледники, спускающиеся в море, дают своеобразный комплекс морских осадков, среди которых различают морские морены, айсберговые накопления, морские ледовые отложения, а также морские ленточные глины (Лисицын, 1958).

Морские морены образуются на дне в результате стаивания ледника, двигавшегося на некотором протяжении по мелкому морскому дну. Поскольку такая морена при своем формировании постоянно подвергается воздействию волн и течений, она обычно более сортирована, чем наземные морены. В ней может наблюдаться грубая неправильная слоистость. Характерны для нее включения морских раковин.

Айсберговые осадки представляют собой разнообразный по механическому составу материал, погруженный на дно в районах особенно энергичного таяния плавающих ледяных гор. При этом на дне осаждаются весь песчаный и более грубый материал, вытаявший из льда, а тонкие частицы разносятся течениями на большое расстояние. Если айсберги постоянно попадают на одну и ту же мель, то на дне могут образоваться бугры из глыб и валунов. Такие накопления даже по форме напоминают моренные образования на суше, отличаясь от них относительно малой ролью глинистых частиц. Этим они ближе стоят к осадкам озов

и камов. В отличие от последних для них характерно присутствие остатков морских организмов.

Морские ледовые накопления распространены шире морских морен и сложены материалом, который попадает на дно из плавающих льдов. Находясь у берега в виде берегового припая, эти льды захватывают гальки, валуны и песок береговой полосы и разносят их далеко в море. К этим отложениям может примешиваться материал, выносимый речными льдами.

Морские ленточные глины не имеют отчетливой ленточной текстуры, как озерные, так как в соленой морской воде глинистые частички быстрее падают на дно, чем в пресной, а потому и различия между зимними и летними слоями оказываются в морских условиях не такими резкими. Характерной чертой морских ленточных глин является и наличие в них остатков морских организмов.

В последние годы широкое развитие ледниково-морских отложений установлено среди четвертичных отложений на севере Западно-Сибирской низменности, где к ним относятся, в частности, некоторые валунные суглинки с морскими арктическими фораминиферами.

Покровные суглинки. Рассмотренные выше группы отложений принадлежат к ледниковому комплексу. Однако существуют еще осадки, образовавшиеся одновременно с ледниковыми, но генетическая связь их с ледниками оценивается по-разному. Сюда принадлежат широко распространенные в периферических частях подвергавшихся оледенению областей (и за их пределами) покровные суглинки.

По механическому составу это преимущественно алевроитоглинистые осадки, нередко со значительной примесью мелких песчаных частиц, состоящих из кварца с подчиненным количеством полевых шпатов, слюд и других минералов.

Покровные суглинки по мнению одних исследователей представляют собой осадки разливов ледниковых вод, по мнению других это осадки межледниковых эпох, по мнению третьих — эоловые накопления. Какая из этих точек зрения более состоятельна, судить пока невозможно из-за недостаточности материала. Вероятнее всего, что широко распространенные породы, объединяемые под названием «покровных суглинков», являются полигенным образованием, в разных районах могут иметь разное происхождение и разный возраст.

Геологическое распространение ледниковых отложений. Ледниковые отложения были особенно широко распространены в Северном полушарии в четвертичное время. Они подробно рассматриваются в курсах четвертичной геологии.

В более древних отложениях ледниковый комплекс особенно известен среди каменноугольных и пермских толщ палеозойского материка Гондваны. Его изучали многие ученые. В Южной Афри-

ке и в Австралии сейчас достоверно доказано наличие собственно ледниковых морен (так называемых тиллитов) и разнообразных ледниково-морских, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Р. Боуэн (1958) обнаружил в Австралии до 50 горизонтов морен. Г. Р. Уонлесс (1960) наблюдал в Австралии 5 горизонтов морен, разделенных пачками ясно слоистых песчаников флювиогляциального (?) происхождения. На острове Тас-

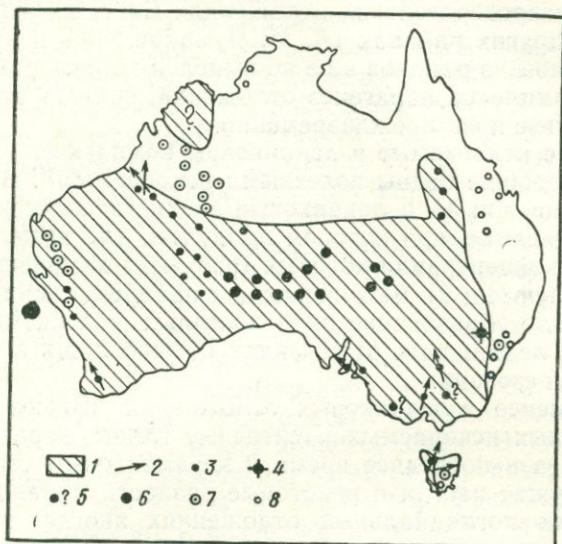


Рис. 27. Распространение ледниковых отложений пермского возраста в Австралии (по Д. А. Браун и др., 1968):

1 — области, покрытые льдом хотя бы в течение части пермского периода; 2 — направления движения льда; 3 — континентальные и ледниковые отложения сакмарского возраста; 4 — континентальные ледниковые отложения артинско-казанского возраста; 5 — пермские континентальные ледниковые отложения (точнее возраст не определен); 6 — предполагаемые континентальные ледниковые отложения сакмарского возраста; 7 — морские ледниковые отложения сакмарского возраста; 8 — морские ледниковые отложения артинско-казанского возраста

мания описаны горизонты тиллитов свыше 150 м видимой мощности; такой же толщины достигают верхнепалеозойские морены, выполняющие древние выпаванные льдом долины в южной части Австралии. Общая мощность ледникового комплекса местами достигает 600 м, причем около 200 м приходится на морены. Отнесение всех перечисленных отложений к ледниковым пока еще недостаточно обосновано. Многие из них могут иметь совершенно иной генезис. Так, Уонлесс отмечает, что некоторые «тиллиты» Нового Южного Уэльса в Австралии при ближайшем знакомстве оказались накоплениями вулканических туфов. Однако несомнен-

но, что на материках Гондваны имеются ледниковые отложения — морены, ленточные глины и морские ледниковые осадки. В Австралии выделяется даже несколько эпох оледенения, имевших место в течение пермского периода (рис. 27).

На территории СССР ледниковые отложения более древние, чем четвертичные, предполагаются в ряде мест на Урале, в Казахстане, в Сибири. Имеются указания на мореноподобные образования в протерозойских отложениях Енисейского кряжа и в некоторых других районах (А. М. Чумаков, 1969 и др.). Но так как ни в одном из районов еще не выявлен характерный для ледникового комплекса парагенез отложений, считать эти указания за достоверные пока преждевременно.

Полезные ископаемые в ледниковом комплексе. Ледниковые отложения вообще бедны полезными ископаемыми. Вызвано это двумя причинами: 1) в ледниковые эпохи господствует физическое выветривание, при котором продукты, для выделения и последующей концентрации которых требуются химические процессы, не образуются; 2) механическая дифференциация, с которой также связано образование ряда полезных ископаемых, осуществляется в ледниковых отложениях обычно лишь в весьма несовершенной степени.

Тем не менее в ледниковых отложениях бывают некоторые виды полезных ископаемых. Ленточные глины нередко служат кирпичным, а в последнее время и керамзитовым сырьем. Этой же цели служат иногда и некоторые разности моренных суглинков. Во флювиогляциальных отложениях иногда встречаются россыпи, а сами пески и галечники иногда используются в качестве строительных материалов. Возможно, что некоторые россыпные месторождения связаны с солифлюкционными образованиями.

ГЛАВА XI

КОМПЛЕКС ОТЛОЖЕНИЙ ЗАСУШЛИВЫХ (АРИДНЫХ) ОБЛАСТЕЙ

Аридные области, пустыни, полупустыни и засушливые районы расположились двумя широкими прерывистыми поясами к северу и к югу от тропической экваториальной зоны. Собственно пустыни занимают сейчас около 15—20 млн. км², т. е. около 10% поверхности суши; в истории Земли были эпохи, когда пустыни были распространены значительно шире.

Все особенности аридного литогенеза наиболее отчетливо проявляются именно в пустынях. В них различают несколько областей, каждая из которых имеет специфические черты в отношении образующихся в ней отложений.

Области скал и россыпей. Для этих областей характерно господство процессов физического выветривания. На поверхности

скал, подверженной эоловой обработке, иногда развиваются характерные ячеистые формы выдувания. Отдельно лежащие глыбы и камни, если их полирует ветер с песком, приобретают гладкую поверхность; когда такой камень опрокидывается (например, вследствие выдувания из-под него песка), то начинает сглаживаться и полироваться другая его поверхность, и т. д. Так получают характерные пирамидальные валуны и гальки — «эоловые многогранники». Размеры их меняются в широких пределах. Тонкие продукты выветривания в этой области обычно не накапливаются; они выносятся ветром и временными потоками.

При господстве в пустынных и полупустынных областях физического выветривания там идет и очень своеобразный химический процесс, приводящий к развитию на поверхности коренных пород «пустынного загара». Сущность его в следующем. В летнее время ночью в аридных областях часто резко падает температура. Вследствие этого может выпасть роса и увлажнить поверхность скал. Проникая в поры горных пород, вода растворяет там все, что поддается растворению. Поскольку процесс идет из года в год и из десятилетия в десятилетие, растворяются не только такие легко подвижные вещества, как хлориды, сульфаты и карбонаты, но и относительно мало подвижные соединения — кремнезем, окислы железа и марганца. Утром, как только породы начинают с поверхности подсыхать, капиллярные силы вытягивают воду из трещин и пор на поверхность. Вода испаряется, все, что в ней было растворено, остается на поверхности. Это повторяется изо дня в день, из года в год. Временами проходящие дожди вымывают с поверхности скал и уносят наиболее растворимые соединения, а все менее подвижные остаются и накапливаются. Так образуется кремнисто-железистая и кремнисто-марганцевая тонкая, иногда блестящая корочка, синевато-черного цвета, которую и называют пустынным загаром. Толщина ее обычно меньше миллиметра; развивается она в таких местах, где поверхность пород открыта для ночной росы, а также достаточно защищена от действия денудационных агентов — текучей воды, обработки ветровой пылью и т. д.

Накопление песков. Для ландшафта пустыни характерны движущиеся пески. Часто (но далеко не всегда) они имеют характерную форму барханов. Песчаный материал перемещается в пустынях главным образом сальтацией и перекачиванием. За пределы пустыни он уйти не может. Как только движущиеся пески под влиянием господствующих ветров подходят к окраинам пустыни, на них начинает поселяться растительность, закрепляет их, и дальнейшее движение прекращается.

Более тонкие продукты — алевритовые и еще более мелкие частицы — поднимаются ветром и в виде пыли могут улетать далеко за пределы пустыни, где оседают и закрепляются растительностью. Если они осядут еще в пределах пустыни, то следую-

щий сильный ветер вновь поднимет их в воздух, поэтому устойчивого накопления тонкой пыли здесь не происходит.

Распространено мнение, что эоловые пески пустынь хорошо сортированы по крупности, состоят из идеально окатанных зерен однообразного кварцевого состава. Только первое из этих условий осуществляется более или менее постоянно. Происходит это потому, что ветер хорошо сортирует материал: тонкие частицы уносит, а песчаные, перекатывая, сортирует. Если эоловые пески образуются при выдувании песков другого происхождения, то сортировка у эоловых лучше, чем у исходных.

Р. Фолк (Folk, 1968) отмечает в качестве характерной черты пустынь наличие в них песков разной сортировки: в барханах собирается преимущественно мелкозернистый хорошо сортированный песок (фракция диаметром 0,15—0,25 мм), а в промежутках между барханами поверхность устилает песок, состоящий из двух фракций: крупной (0,5—2,0 мм) и тонкой, преимущественно алевритовой, размерности (0,05—0,15 мм). Объясняется это особенностями эоловой сортировки материала.

Форма зерен и их петрографический (минеральный) состав зависят от исходного материала и от того, насколько долго он подвергался эоловой обработке. И. И. Трофимов (1950) указывает, что среди песков Каракумов часто попадаются вторично-оскольчатые зерна, образовавшиеся при растрескивании более крупных зерен. Поэтому мелко- и среднезернистые пески отличаются неправильностью формы зерен. В крупнозернистых песках большая часть зерен окатана хорошо.

Далеко не всегда эоловые пески пустынь образованы продуктами выветривания скальных пород. Часто они образуются при развевании подстилающих отложений разного происхождения, особенно аллювиальных. Соответственно этому и состав песков определяется подстилающими отложениями и может быть аркозовым и любым иным. Именно такие разнообразные пески и встречаются, например, в пустынях наших среднеазиатских республик. Многие современные пустыни, в частности Кызылкумы и Каракумы, расположены на прежних аллювиальных равнинах. Главным источником песков этих пустынь служат четвертичные и неогеновые аллювиальные отложения. Они в той или иной степени переработаны эоловым процессом. Что касается окатанности зерен, то если песок длительное время подвергался эоловой обработке, он действительно может состоять из хорошо окатанных песчинок. Если развеваются слабо окатанные пролювиальные отложения, то и эоловые песок будет состоять из плохо окатанных зерен.

В литературе имеются указания на существование особых «эоловых» типов косой слоистости (Ботвинкина, 1965, и др.). Однако универсальность типов слоистости, которая изредка описывается в современных эоловых осадках пустынных об-

ластей, пока не доказана. Тщательные наблюдения дали возможность установить, что слоистость, которой приписывалось эоловое происхождение, иногда является водной (Сидоренко, 1950). Очень вероятно, что эоловые пески пустынь обладают специфическими видами слоистой текстуры. Но обоснованное выявление этих видов — дело дальнейших исследований.

Цвет песков пустынь разнообразный. Преобладают светлые и неяркие тона: светло-желтый, светло-серый, рыжеватый. Иногда встречаются и красноватые пески (отсюда и название Кызылкум, что означает красные пески), и темно-серые (Каракумы — черные пески). Довольно широко распространены красноватые пески в аравийских пустынях, местами в Сахаре и в Австралии.

Мощность современных песков в пустынях достигает 100 м, мощность ископаемых достоверно неизвестна.

Отложения в понижениях рельефа пустынь. Понижения рельефа пустынь имеют разное происхождение. Обширные внутренние впадины, распространенные, например, в пустынях Центральной Азии, тектонического происхождения (Турфанская впадина в восточном Тянь-Шане, представляющая самую низкую точку суши на поверхности Азиатского материка, — 154 м ниже уровня моря и др.). Есть впадины, обязанные своим происхождением выдувающей работе ветра. Встречаются понижения, представляющие собой остатки древних долин рек или широкие русла временных потоков. Бессточные впадины Мангышлака — результат совместного действия карстового процесса и выдувания и нередко располагаются в ядрах антиклиналей, поэтому служат поисковым признаком нефтяных месторождений (Клейнер, 1961).

С разнообразием происхождения впадин связано и разнообразие отложений, выполняющих их. Так, русла временных потоков заполняются при редких ливнях несортированным и неслоистым материалом пролювиального типа. Обширные плоские понижения, известные в наших среднеазиатских пустынях под названием такыров и соров, весной, а также после дождей превращаются в большие, но очень мелкие озера. В них в это время может развиваться обильная фауна беспозвоночных, отличающаяся бедностью видового состава и огромным числом экземпляров. Могут развиваться и харовые водоросли, выделяющие известь. По мере высыхания озера в нем накапливается весь внесенный в него обломочный материал; тонкие глинистые частицы осаждаются в последнюю очередь. Так как с водой в озеро попадают и растворенные вещества, то на конечных стадиях высыхания нередко образуются химические осадки: известковые и др. При высыхании они покрывают дно ослепительно белым налетом. Бурение на дне впадин показывает, что в разрезе выполняющих их отложений обычно чередуются горизонтальные

слои то более глинистого — типично такырного осадка, то песчаного, связанного с эпохами особенно энергичного поступления обломочного материала. Иногда песчаные слои рассматриваются в качестве пролювиальных или речных отложений. Мощность отложений бессточных впадин пустынь может достигать значительной величины, особенно если их развитие сопровождалось тектоническим опусканием.

Геологическое распространение аридных отложений. В некоторые эпохи геологического прошлого пустыни занимали на Земле большие пространства. А. П. Павлов (1909) предполагал, что метаморфические сланцы и гнейсы представляют собой остатки пролювиальных выносов той эпохи, в которую на поверхности суши еще не существовало покрова растительности и общая температура атмосферы была выше, чем в последующие времена. Основным элементом ландшафта тех времен были, по мнению Павлова, обширные пустыни, причем «... разражавшиеся ливни выметали из диких скалистых горных долин в невообразимо безжизненные и голые равнины разнообразные продукты дробления, подвергшиеся при этом несовершенной сортировке»¹. Последующие исследования показали, что среди древних, докембрийских, метаморфических пород действительно широко распространены породы первично осадочного происхождения, но в генетическом отношении они, вероятно, значительно разнообразнее, чем это считал Павлов (Сидоренко и Лунева, 1961; Соколов, 1970). Очень вероятно, что среди этих пород присутствуют и отложения древних пустынь, но доказанным это пока считать нельзя. Вообще в настоящее время древних пустынных отложений на территории СССР не обнаружено. Можно не сомневаться в том, что причина этого заключается в недостаточной изученности с генетической точки зрения древних континентальных толщ.

Отложения областей засушливого климата распространены шире, чем отложения настоящих пустынь. Они установлены во многих районах земного шара. В эту категорию попадает большая часть тех отложений, которым еще в недавнем прошлом приписывался пустынный генезис. В частности, к ним относятся многие красноцветные толщи нижнепалеозойского, каменноугольного и пермского возрастов, широко распространенные в СССР.

Полезные ископаемые в комплексе аридных отложений. В настоящее время трудно говорить о том, какие полезные ископаемые свойственны ископаемым пустыням. Если же исходить из современных отложений, то можно думать, что собственно пустынный комплекс не должен быть особенно богат полезными ис-

¹ А. П. Павлов. О древнейших на земле пустынях. Дневник XII съезда русских естествоиспытателей и врачей. Москва, 1909. В кн.: Избр. соч. А. П. Павлова, т. 2. М., 1951, стр. 85.

копаемыми. В этом отношении пустынные осадки в известной мере аналогичны ледниковому комплексу.

Сказанное справедливо только в отношении настоящих пустынь, и положение меняется, если мы обращаемся к более широкой группе аридных отложений. В них присутствует разнообразный и нередко очень важный в практическом отношении комплекс полезных ископаемых. К ним принадлежат осадочные медные руды. На территории СССР это крупные месторождения Джезказганского района в Центральном Казахстане. В континентальных отложениях аридного типа встречаются россыпные месторождения, а также, вероятно, некоторые полиметаллические и урановые руды. В аридных отложениях присутствуют разнообразные строительные материалы. Все это делает комплекс отложений аридного типа перспективным в отношении поисков полезных ископаемых.

ГЛАВА XII

НАЗЕМНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наземные вулканические продукты разнообразны. Это лавы, различные туфы — накопления затвердевших лавовых обломков разной крупности, осадки, выделившиеся из термальных вод и газов, сопровождающих вулканическую деятельность. К наземным вулканическим отложениям относятся и вулканогенно-осадочные отложения смешанного состава, состоящие из материала вулканического и собственно осадочного происхождения. Таким образом, вулканические образования представляют разнообразный комплекс, в который входят как собственно магматические продукты, так и чисто осадочный материал. Свойства вулканических туфов определяются, с одной стороны, характером магмы, из которой они образовались, а с другой стороны, экзогенными силами. Распределение туфов на поверхности земли обусловлено законами механической осадочной дифференциации. Самые тонкие вулканические частицы, поднимающиеся во время больших извержений высоко в атмосферу, распространяются буквально по всей поверхности земного шара.

В зависимости от свойств магмы и типа извержения соотношение между количеством излившейся лавы и обломочными продуктами извержения меняется в широких пределах. В среднем количество обломочных продуктов во много раз превосходит количество лавы. Поэтому в вулканогенно-осадочных толщах роль туфов и вулканических пеплов в разрезе обычно значительно больше роли собственно лав. Рассмотрим основные продукты наземной вулканической деятельности.

Лавы. Лавы — обычный продукт вулканических извержений. Лавы кислого состава вязкие, поэтому при взрывах, сопровож-

дающих извержения, они дают много рыхлых продуктов, а потоки их обычно не бывают длинными. Лавы основного состава гораздо более подвижны, при извержениях расплавленные потоки иногда напоминают реки, а застывшие каскады их — замерзшие водопады. При трещинном типе излияния такие лавы образуют иногда покровы сравнительно небольшой мощности. Очень характерны и формы поверхности лавовых потоков различного состава; они иногда сохраняются и в ископаемом состоянии, в том числе и в лавах докембрийского возраста (Соколов и Голдобина, 1968).

Туфолавы и игнимбриты. При извержениях, кроме лав, образуются разные переходные к вулканогенно-обломочным продуктам. Из них наиболее обычны туфолавы и игнимбриты.

Туфолавы представляют собой продукт смешения жидкой лавы с частично переплавленными ею пирокластическими продуктами того же извержения и обломками более древних лав из стенок вулкана. Состоят они, следовательно, из лавы, в которую включены различные по размерам и по форме обломки. Обломки могут быть оплавленные и состоящие из лавы, но попадают и куски других пород, захваченных лавой при подъеме к дневной поверхности. Туфолавы известны во многих районах современной и древней вулканической деятельности (Япония, Новая Зеландия, Центральный Казахстан, Тянь-Шань и др.).

Игнимбриты — отложения раскаленных пеплово-туфовых туч. Образуются они при взрывах лавовых конусов, жерла которых заполнены вязкой лавой кислого состава. При взрывах в воздух поднимаются огромные массы пепла, переполненного раскаленными кусками лавы и бомбами. Наподобие лавин низвергаются такие тучи на окружающие вулканический очаг территории, отлагая на них своеобразный продукт — спекшиеся туфы — игнимбриты. Накопления игнимбритов имеют подчас колоссальные масштабы, значительно превосходящие все другие типы вулканогенно-осадочных образований. Так, например, игнимбриты четвертичных извержений в Южной Армении занимают площадь около $10\,000\text{ км}^2$, а их объем превосходит 100 км^3 . Игнимбриты позднечетвертичных извержений в районах Южной Невады и Юта в США покрывают примерно $80\,000\text{ км}^2$ при мощности до 2000 м (Устиев, 1961). Существуют указания, что игнимбриты связаны не только с кислыми липаритовыми лавами, но и с андезитовыми и даже с основными базальтовыми лавами.

Состоят игнимбриты из несортированных и неокатанных обломков, иногда с оплавленными краями, лежащих в более тонкой и изредка спекшейся основной массе (рис. 28). Иногда в них намечается слоистость. Есть указания, что для образования спекшихся пород (риолитового стекла) необходима температура не менее 500°С . В. И. Влодавец (1964) подчеркивает сложность строения игнимбритовых тел и предлагает пользоваться выра-

жением «игнимбритовые отложения», подчеркивая этим сложность их строения.

Обломочные продукты извержений (пирокластические).
Вулканические туфы — остывший, раздробленный при извержении лавовый материал. Широко распространены в вулканических областях, хотя, по-видимому, и уступают по своим масштабам игнимбритовым накоплениям. Туфы сложены разнообразным материалом: от крупных глыб и вулканических бомб до самых тонких пепловых частиц. В них наблюдается определенная механическая дифференциация: более крупный материал отлагается ближе к очагу извержения, а более мелкий относится дальше. Самые мелкие частицы поднимаются высоко в воздух и могут переноситься на очень большие расстояния.

В туфах может наблюдаться отчетливая слоистость. Чаще всего она выражена чередованием слоев с разной крупностью обломков. В зависимости от конкретных условий отложения туфового материала — на склонах вулканического конуса, в озере, в реке — характер слоистости может изменяться: она может быть горизонтальной, косой, волнистой. Часто вследствие грубости туфового материала она бывает грубой, линзовидной. По составу туфы соответствуют лавам, из которых они образовались. Следует отметить, что бывают извержения, при которых лавы вообще не изливаются, а все сводится к мощным туфовым накоплениям. Известны и обратные случаи, когда при извержениях, особенно текучих, подвижных лав, туфового материала почти не образуется.

Вулканическим туфом следует называть только такие накопления пирокластического материала, которые образуются одновременно с извержением. Продукты размыва древних извержений нельзя считать вулканическими туфами, если даже они состоят из материала вулканического происхождения. Критерием для отличия первых от вторых служит степень свежести вулканических обломков. Обломочные продукты, сопутствующие извержению, естественно, не несут следов поверхностного выветривания: вулканическое стекло в них может быть не раскристаллизовано, не покрыто железистыми и глинистыми продуктами выветривания, кристаллы полевых шпатов и цветных минералов чистые, прозрачные, без признаков пелитизации или серицитиза-

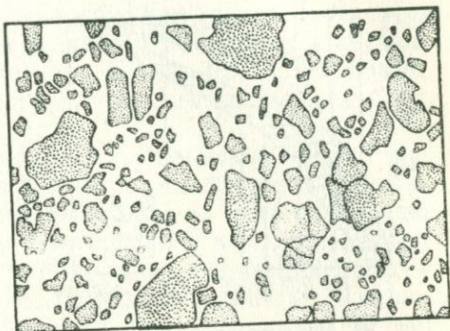


Рис. 28. Игнимбрит в шлифе под микроскопом. Увеличение $\times 20$, один миллиметр (по R. Mazzuoli, 1963)

ции. Однако иногда перечисленные признаки вулканических туфов могут быть уничтожены в ходе диагенеза и эпигенеза. Так, стекло может подвергнуться кристаллизации, превратиться в глинистые минералы (чаще всего в монтмориллонит). Некоторые изменения могут быть вызваны гидротермальными процессами, связанными с тем же вулканическим очагом. Поэтому для отличия вулканических туфов от продуктов переотложения более древней вулканической деятельности нужно использовать и геологические данные: возраст пород, их парагенетические связи и т. д.

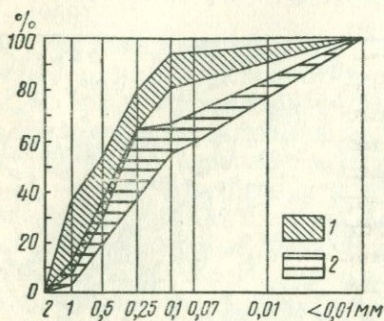


Рис. 29. Механический состав современных пеплов Камчатки (по Е. Ф. Малееву, 1968):

1 — пепел вулкана Карымского, 2 — пепел пирокластического потока

По механическому составу вулканические туфы очень разнообразны. Состав туфов с явным преобладанием песчаных фракций показан на рис. 29.

Вулканический пепел является самым тонким обломочным продуктом извержений. Благодаря тому что при извержении пепел поднимается высоко в атмосферу, он часто далеко уносится ветром и осаждается там, куда другие твердые продукты извержения попасть не могут; нередко слу-

чай обнаружения прослоев вулканических пеплов далеко от вулканических областей. Так, например, в Воронежской области, в центральной части Русской платформы, среди плиоценовых отложений (ергенинская толща) известны прослой вулканического пепла мощностью до 2,5 м, состоящие из осколочков вулканического стекла липарито-дацитового типа. Образовались эти пеплы при извержении вулканов на Карпатах, т. е. они пролетели по воздуху более 1000 км. Ближе к очагам извержений слои вулканических пеплов достигают десятков и даже сотен метров толщины.

Состоят пеплы чаще всего из осколочков вулканического стекла, причем характерны неправильные, остроугольные формы зерен, не испытавшие истирания при переносе по воздуху даже на очень большие расстояния. В них могут присутствовать обломочки и целые зерна минералов из порфириновых выделений в материнской лаве, причем иногда такие зерна имеют правильную кристаллическую форму.

Химические продукты извержений. К химическим продуктам извержения относятся разнообразные выделения термальных источников и фумарол. Чаще всего это накопления известковых туфов (травертинов). Обычно термальные воды содержат

на глубине много углекислого газа. При выходе на дневную поверхность вследствие уменьшения давления газ выделяется, растворимость карбонатов снижается и они выпадают в осадок. Часто известковые выделения обволакивают растительные остатки, повторяя все детали строения растительных тканей, которые благодаря этому прекрасно сохраняются в ископаемом состоянии. Кроме известковых, образуются кремневые туфы, имеющие опаловый состав, который впоследствии может измениться в халцедоновый; реже выделяются другие вещества, имеющие иногда практическую ценность. Кремневые туфы вулканического происхождения, известные под названием «гейзеритов», описаны в СССР на Камчатке в долине речки Гейзерной. Мощность осадков вулканических термальных вод может быть более 100 м.

Тесно связаны с вулканическими извержениями осадки, выделяющиеся из газов и паров, в большом количестве сопровождающих вулканическую деятельность. Мощность этих отложений обычно невелика, но нередко они очень важны в экономическом отношении. К ним принадлежат, например, отложения серы и боратов, хорошо известные на современных вулканах Южной Европы.

Отложения грязевых вулканов. Грязевые вулканы не являются непосредственным проявлением магматической деятельности. Нередко они встречаются в областях, где вообще в настоящее время нет действующих вулканов. В таких случаях их происхождение связывают с нефтепроявлениями, с выходом на поверхность нефтяных газов.

В СССР такими областями являются Апшеронский полуостров на Кавказе, Керченский полуостров и некоторые другие районы.

Иногда грязевые вулканы обладают признаками, позволяющими связывать их с поствулканическими процессами. Так, в составе выделяющихся из них газов находят вещества, которые скорее имеют глубинное происхождение. Кроме того, они распространены нередко в областях, где нет признаков нефтепроявлений, но зато есть современная вулканическая деятельность. На территории СССР это грязевые вулканы Камчатки и Курильских островов.

Наиболее типичными отложениями грязевых вулканов являются *сопочные брекчии*. Они представляют собой скопления разнообразных обломков преимущественно местных осадочных пород, скрепленных глинистым цементом, иногда с примесью карбонатов или кремнезема. Эти отложения при массовом развитии грязевых вулканов бывают распространены на обширной территории и достигают значительной мощности.

Геологическое распространение наземных вулканических отложений. Продукты наземной вулканической деятельности ши-

роко распространены среди континентальных отложений. Уже с протерозойской эры известны достоверные наземные (континентальные) вулканические толщи. Особенно хорошо они изучены среди более молодых образований. Таковы многие отложения девонского возраста в Центральном Казахстане, в горных областях на юге Сибири, в каледонидах Великобритании и т. д.

В Центральном Казахстане М. Н. Щербаковой (1967) описан ископаемый вулкан каменноугольного возраста, сложенный лавами и туфами кислого состава. Породы, слагающие этот вулкан, образуют в современную эпоху кольцевую структуру. Принималась она за брахиантиклинальную складку. Однако тщательное картирование в сочетании с литологическим изучением пород и анализом разреза позволило доказать вулканическую природу этого тела.

Как правило, характерно тесное переплетение собственно вулканических образований в виде лав и туфолав с осадочными вулканическими туфами и пеплами. Последние в количественном отношении часто преобладают над лавами. Мощность таких накоплений достигает тысяч метров. На платформах вулканические продукты присутствуют реже и в меньшем количестве, чем в геосинклинальных областях, но бывают и исключения. Так, на Сибирской платформе одна из свит верхнего палеозоя тунгусской серии имеет наименование туфогенной именно за ее преимущественный состав из продуктов излияния трапповой магмы на дневную поверхность.

С широким развитием вулканической деятельности в конце неогена и в четвертичном периоде в альпийской геосинклинальной области связано образование огромного количества вулканогенно-осадочных пород в ряде районов этой области. Тонкие вулканические пеплы этих извержений обнаружены среди верхнетретичных и четвертичных отложений в Крыму, на Украине и даже в центральных районах Русской платформы.

Полезные ископаемые в континентальном вулканическом комплексе. С вулканическими накоплениями связаны многие полезные ископаемые. В первую очередь сюда относятся разнообразные рудные месторождения. Чаше всего такие месторождения имеют жильный характер и залегают среди туфов и лав. Таковы многие колчеданные месторождения Урала и других районов. С вулканическими взрывами связывают образование коренных месторождений алмазов. Такие месторождения, залегающие в «трубках взрыва», известны в Южной Африке и на Сибирской платформе.

Во влажном климате с наземными вулканическими извержениями бывают связаны месторождения железа, серы и, возможно, марганца. В сухом климате особенно характерны накопления боратов, а иногда обнаруживаются промышленные концентрации марганца, лития, вольфрама, серы.

С продуктами разложения вулканических туфов, главным образом тонкозернистых пеплов, связано образование месторождений бентонитовых глин, широко распространенных, в частности, в Закавказье и на Дальнем Востоке. Игнимбриты и вулканические туфы нередко являются ценным строительным и поделочным материалом. Широко известны такие месторождения в Армянской ССР.

ГЛАВА XIII

ЛЁСС И ПРОБЛЕМА ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Лёсс — широко распространенная осадочная порода среди отложений главным образом четвертичного возраста. Он обладает рядом характерных признаков, отличающих его от других пород.

По механическому составу лёсс представляет собой существенно алевритовую породу, довольно хорошо сортирован, содержание песчаных частиц в нем не превышает обычно единиц процента, а более крупные фракции либо составляют доли процента, либо вовсе отсутствуют. Глинистых частиц (менее 0,01 мм) в лёссе от 15 до 40%. Собственно коллоидных фракций с размером частиц менее 0,001 мм в нем от 2 до 15%.

По минеральному составу лёсс является существенно кварцевым. Во фракциях крупнее 0,01 мм кварц составляет более 50% всех зерен, а нередко содержание его достигает 80—90%. Кроме того, в нем присутствуют полевые шпаты, обломочки пород, различные выветренные зерна, чешуйки слюд, карбонатные зерна, акцессорные минералы.

Большинство лёссов содержат карбонаты. CaCO_3 в них обычно 10—25%, но бывают лёссы, в которых карбонатов значительно меньше (единицы процентов). Кроме тонко рассеянной извести, в лёссах часто присутствуют характерные конкреции (так называемые «дутики» и «журавчики») размером чаще всего около 1—3 см, иногда до 10 см в поперечнике. Они часто полые внутри, округлой и неправильной формы.

Для лёсса характерна значительная пористость (40—50%). Связана она не только с рыхлой укладкой зерен в породе, но и с присутствием большого количества мельчайших округлых трубочек, расположенных в породе большей частью вертикально. Это пустоты, оставшиеся от корешков и стеблей растений, развивавшихся на поверхности лёсса во время его накопления.

Для большинства лёссов (особенно с пористостью свыше 40%) характерна значительная просадочность. Это свойство заключается в том, что под влиянием нагрузки при периодическом увлажнении и высыхании лёсс уменьшается в объеме и возведенные на нем сооружения деформируются и могут разрушиться.

Просадочность связана с пористостью лёсса, его карбонатностью, но полностью причины просадочности еще не выяснены. В сухом состоянии лёсс обладает значительной устойчивостью.

Лёсс не имеет слоистости. Типичный лёсс — это весьма однородная порода, обладающая характерной столбчатой отдельностью, благодаря которой он обычно дает вертикальные обнажения.

Лёсс — не сцементированная мягкая порода. Он ломается руками, легко поддается на лопату. С сухого образца лёсса легко сдувается тонкая пыль. Цвет лёсса светлый: светло-желтый, желтый, рыжеватый, светло-серый.

Лёсс в подавляющем большинстве имеет четвертичный возраст. Если он и встречается в более древних толщах, то главным образом в неогеновых.

Лёсс — своеобразная порода, не похожая на другие виды осадочных пород. Следует подчеркнуть, что только совокупность перечисленных выше черт дает основание считать породу типичным лёссом. Если же какого-либо из этих признаков нет, а тем более если нет ряда признаков, то такая порода уже не лёсс, а «лёссовидная». Примером последних могут служить широко распространенные «лёссовидные суглинки» и «лёссовидные глины».

Общая площадь, занятая на современной суше лёссом и лёссовидными породами, составляет более 13 млн. км², т. е. около 10% от всей поверхности суши. В некоторых местах мощность лёсса достигает 100 м. Залегают лёсс на разнообразных элементах рельефа. На Украине, например, лёсс покрывает водоразделы, слагает иногда высокие речные террасы. В горных странах он поднимается до высоты 4000 м над уровнем моря. В Средней Азии, где лёсс особенно хорошо развит, он встречается в большинстве речных долин и на водораздельных плато, занимает обширные пространства в предгорных и межгорных равнинах.

Лёсс — порода, не имеющая строго определенного геоморфологического положения. Вместе с тем он не встречается, по-видимому, в тропиках и в Арктике (Лукашев, 1961).

Лёссовидные суглинки и вообще лёссовидные породы распространены еще шире. В северном полушарии они заходят значительно севернее области распространения лёсса. В европейской части СССР покровные лёссовидные суглинки распространены севернее Москвы — до Валдайской возвышенности.

По поводу происхождения лёсса высказано много мнений: ему приписывают космическое (Кейльгак, 1920); морское, озерное, водно-ледниковое (Кропоткин, 1876; Докучаев, 1892); эолово-ледниковое (Тутковский, 1899); эолово-делювиальное (Рихтгофен, 1877); эоловое (Обручев, 1911); почвенное (элювиальное) (Берг, 1916); аллювиальное (Ляйель, 1864); делювиальное (Павлов, 1887); пролювиальное (Павлов, 1903); вулканическое (Те-

ruggi, 1957) происхождение. Кроме того, существуют и другие точки зрения. Рассмотрим некоторые из перечисленных, пользующиеся сейчас широким признанием.

Гипотеза водно-ледникового происхождения лёсса, впервые высказанная П. А. Кропоткиным (1876), предполагает, что лёсс является продуктом осаждения из обширных разливов талых ледниковых вод в наиболее удаленных от ледника частях приледниковой равнины.

В последнее время гипотеза водно-ледникового происхождения лёссов Украины особенно настойчиво поддерживается многими украинскими геологами (Бондарчук и др.). Эту же точку зрения, в отношении по крайней мере части лёссов Северной Америки, поддерживают и американские геологи (Lugh, 1960 и др.).

Гипотеза пролювиального генезиса лёсса впервые была обоснована А. П. Павловым (1903) на примере туркестанского лёсса. Он пишет: «...Осмотр и описание отдельных случайно расположенных обнажений могут дать здесь весьма немного. Необходимо искать такие обнажения, в которых раскрывалось бы строение лёссового бассейна от его середины до самого края, до окраинных гор. Только на таких разрезах можно проследить постепенное изменение лёсса в иные породы и подметить в нем те черты, которые указывают на условия, при каких образовался лёсс, и на способ его образования; другими словами, нужно изучать лёсс не только как породу и описывать его петрографические признаки, но и главным образом как геологическое целое, как лёссовую формацию данной области»¹.

В настоящее время точка зрения на пролювиальное происхождение по крайней мере части среднеазиатских лёссов поддерживается и развивается многими исследователями — Г. А. Мавляновым (1949), В. И. Поповым (1950) и др.

Гипотезу эолового происхождения лёсса в разных ее вариантах поддерживают и развивают многие исследователи. Основоположниками ее являются Ф. Рихтгофен, П. А. Тутковский и В. А. Обручев. Рихтгофен считает, что лёсс образовался в результате выноса лёссовой пыли ветром из пустынных областей в степные, где больше влаги и где она задерживалась растительностью, а частью смывалась со склонов дождевыми водами, накапливаясь в понижениях.

П. А. Тутковский считает, что лёсс поступал из пустынь, которые сопровождали отступающий ледник, располагаясь непосредственно у его края. Рыхлые моренные накопления там подвергались энергичному развеванию сухими ледниковыми ветра-

¹ А. П. Павлов. О туркестанском и европейском лёссе. Бюлл. МОИП, протоколы, 1903. В кн.: Избр. соч. А. П. Павлова, т. 2. Статьи по геоморфологии и др. М., 1951, стр. 66.

ми, устойчиво дувшими на юг и далеко уносившими тонкую ледниковую пыль. Там, в области степей, и происходило осаждение и закрепление лёссовой пыли.

Гипотеза чисто эолового происхождения лёсса была разработана В. А. Обручевым (1911), а в настоящее время ее сторонниками являются многие исследователи лёссов Средней Азии. А. И. Москвитин (1939) считает эоловыми и многие покровные суглинки центральных областей европейской части СССР.

Почвенная гипотеза, высказанная Л. С. Бергом (1916), получила широкое признание особенно со стороны почвоведов, а затем к ней присоединился и В. А. Обручев (1950). Суть этой гипотезы заключается в том, что лёсс представляет собой продукт своеобразного почвенного процесса, при котором могут подвергаться «облессованию» разные материнские породы. В последнее время на специфическую роль климатических условий при образовании лёсса обратил внимание и М. В. Муратов (1953).

Гипотеза вулканического происхождения лёссов высказана М. Е. Теругги (Teruggi, 1957). Вулканическими он считал лёссовые породы Аргентины. Аргентинские лёссы по механическому составу и некоторым другим признакам очень близки к североамериканским и европейским, но сильно отличаются от них по составу: в них преобладают свежие обломочки полевых шпатов (главным образом плагиоклазов), много осколчков вулканического стекла и зерен эффузивных пород — базальтов, андезитов и др. На основании состава и был сделан вывод о вулканическом происхождении лёсса.

Н. И. Кригер (1965) считает главными факторами образования лёсса эоловый принос пыли, делювиальные и почвообразующие процессы в засушливом климате.

Приведенный обзор гипотез позволяет прийти к выводу, что лёссовые толщи накапливаются разными путями. Лёсс является петрографическим типом породы, имеющей разное происхождение. Иными словами, для лёсса характерно определенное сочетание литологических и физических признаков, возникновение которых могло иметь место в разных условиях. Кроме того, важно различать происхождение материала, слагающего лёсс, т. е. обстановку и условия его возникновения, от способа отложения (или переотложения) этого материала после того, как он уже был сформирован. Например, вполне вероятно пролювиальное переотложение лёссового материала, поступившего в горы эоловым путем.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Тр. ИГН АН СССР, вып. 151 (угольная серия, № 5), 1954.
Аполлов Б. А. Учение о реках. М., 1963.

Баранов И. Я. Некоторые закономерности развития толщ многолетнемерзлых горных пород и сезонного промерзания почвы. Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 2.

Белый Л. Д. Геологические основы классификации грунтов при изысканиях и проектировании гидроэнергетических сооружений. Госэнергоиздат, 1951.

Булавин Б. П. Принципы фациально-генетического разделения лёссовых пород европейской части СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1961.

Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивинитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Бюлл. МОИП, вып. 3, 1946.

Бюллетень вулканологических станций. М., 1964 и т. д.

Валиев А. А. Литология и палеомагнетизм кайнозойских моласс Северной Ферганы. Ташкент, 1962.

Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (делювий, пролювий, аллювий). Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1951.

Величко А. А. Особенности формирования балочного аллювия. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 3.

Вильямс В. Р. Почвоведение, изд. 3-е, 1926.

Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.

Вопросы вулканизма. Тр. I Всесоюзного вулканологического совещания от 25 сент. — 2 окт. 1959 г. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. «Высшая школа», М., 1968.

Воскресенский С. С., Зорин Л. В. и Симонов Ю. Г. Закономерности формирования склонов в Восточной Сибири. Вест. Моск. у-та, серия V, география, 1960, № 1.

Воскресенский С. С. и Ананьев Г. С. О строении склоновых отложений Забайкалья. Вест. Моск. у-та, серия V, география, 1961, № 6.

Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81. М., 1963.

Гагошидзе М. С. Селевые (грязекаменные) потоки и борьба с ними. Тр. III Всес. гидролог. съезда, т. VII (секция общей гидрологии). Л., 1959.

Галактионов В. Д. Жизнь рек. М., 1935.

Гвоздецкий Н. А. и Муратов М. В. Наблюдения над современными физико-географическими процессами в бассейнах рр. Хасаута и Эшкакона. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 12, 1948.

Геккер Р. Ф. Ископаемое юрское озеро в хребте Кара-Тау. Труды Палеонтолог. ин-та АН СССР, т. XV, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1948.

Герасимов И. П. Лёссы Китая и их происхождение. Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 5.

Герасимов И. П. Современные латериты и латеритные почвы. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 2.

Герасимов И. П. Современное состояние учения о ледниковом периоде. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.

Гиллярова М. А. Базальные образования Карелии (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР. Вест. Ленингр. ун-та, 1963, № 18, серия геолог. и геогр.

Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

Гравис Г. Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков. В кн. «Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР». Изд-во АН СССР, М., 1962.

Григорьев В. Н. и Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.

- Дементьев В. А. Материалы по методике комплексного геоморфологического изучения речных террас (применительно к территории центральной части Западно-Сибирской низменности). Изв. Всес. Геогр. Общ., 1938, № 4—5.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. и Чечелашвили И. Д. Литология батских отложений Окрибы. Изд-во АН ГрузССР. Тбилиси, 1956.
- Докторовский В. С. Торфяные болота. Изд. 2-е. М. — Л., 1935.
- Докучаев В. В. Избранные сочинения, т. 1—3. М., 1948—1950.
- Еленевский Р. А. Вопросы изучения и освоения пойм. М., 1936.
- Зарина Е. П. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 4, М., 1961.
- Иванов К. Е. Гидрология болот. Л., 1953.
- Кагнер М. Н. Карбонатные и гипсовые конкреции в ленточных глинах. Науч. докл. высшей школы. Геолого-геогр. науки, № 4, 1958.
- Кагнер М. Н. Состав и свойства ленточных глин северо-запада России. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 10, 1959.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Госгеолтехиздат, 1958.
- Казенкина Г. А. и Ладохин Н. П. Геоморфология и донные отложения залива Провал. Мат. по геологии мезо-кайнозойских отложений Восточной Сибири, вып. 3. Тр. Восточносиб. геолог. ин-та АН СССР. Сиб. отд. Иркутск, 1961.
- Каплянская Ф. И. и Тарноградский В. Д. Следы четвертичных приледниковых бассейнов в Северном Зауралье. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 29 (четвертичная геология и геоморфология). Л., 1960.
- Карлов Н. Н. К истории изучения вулканических пеплов европейской части СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1957.
- Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.
- Катасонов Е. М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений. Сб. «Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений» (к VI конгрессу ИНКВА в Польше). Изд-во АН СССР, 1962.
- Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. Географгиз, 1948.
- Кац Н. Я. О климате ледниковых эпох в связи с вопросом развития оледенений. Изв. Всес. Геогр. общ., 1960, вып. 1.
- Клейнер Ю. М. О происхождении бессточных впадин (на примере впадин степного Мангышлака). Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 2.
- Книппер А. Л. О происхождении тиллитоподобных конгломератов Южного Улугау (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.
- Князева Л. М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Колбутов А. Д. О составе, особенностях залегания и условиях образования лёссовых пород на Русской равнине. Геогр. сб., № 10 (геоморфология и палеогеография). Изд-во АН СССР, М. — Л., 1958.
- Колов С. Н. Эоловые пески центральных Кызылкумов. Автореферат канд. диссерт. Ташкент, 1949.
- Колотухина С. Е. О вулканогенных фациях нижнего карбона в Центральном Казахстане. Труды ИГН СССР, вып. 42, 1940.
- Колотухина С. Е. Об аллювиальном генезисе мощных песчаников среднего карбона северной окраины Донбасса. Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Кондратьев Н. Е. и др. Русловый процесс. Л., 1959.
- Кора выветривания. Сб., вып. 1—10. Изд-во АН СССР, М., 1952—1968.
- Котлов Ф. В. Проблемы инженерной геологии Москвы. Докл. о рабо-

тах, предст. на соискание ученой степени доктора геол.-минерал. наук. ВСЕГИНГЕО, М., 1963.

Кригер Н. И. и Кригер К. П. О происхождении лёсса Северной Америки (обзор литературы). Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 25, 1960.

Кудинова Е. А. Бокситы Украины. Советская геология, сб. № 23, 1947.
Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 87, М., 1963.

Лебединский В. И. и Ходюш Л. Я. Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР. Бюлл. МОИП, отдел геол., № 3, 1959.

Ледниковый период на территории СССР (под ред. К. К. Маркова). Изд-во МГУ, М., 1959.

Личков Б. Л. Реки и генезис каустобиолитов. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. X, 1933.

Личков Б. Л. Современный литогенезис на материковых равнинах. Изв. АН СССР, сер. геол. и геофизич., 1945, № 5—6.

Лопатин Г. В. Наносы рек СССР (образование и перенос). Зап. Всес. геогр. общ., нов. серия, т. 14, М., 1952.

Лукашев К. И. К вопросу о географической зональности геохимических процессов в коре выветривания. Изв. Всес. Геогр. общ., 1956, № 6.

Лукашев К. И. Проблема лёссов в свете современных представлений. Минск, 1961.

Лысенко М. П. Состав, инженерно-геологические свойства и зональность лёссовых пород европейской части СССР. Автореф. докт. диссерт. Л., 1962.

Мавлянов Г. А. О происхождении лёсса и лёссовидных пород южных районов Средней Азии. Мат. по четвертичн. периоду, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I. Изд. Пермского университета, 1963.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., 1962.

Марков К. К. и др. Основные закономерности развития природы территории СССР в течение четвертичного периода (ледникового периода — антропогена). Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.

Матвеев Н. П. Некоторые вопросы динамики каменных потоков и осыпей на массиве Денежкин Камень на Северном Урале (автореферат докл.). Бюлл. МОИП, № 6, 1960.

Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений (сб. к IV конгрессу ИНКВА, Варшава, 1961). Изд-во АН Белорусской ССР, Минск, 1961.

Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1950.

Махнач А. С., Курочка В. П., Пап А. М. и Молявко Л. М. Кристаллический фундамент д.д. Лососно и Глебовичи (р-н Гродно) и развития на нем кора выветривания. Тр. Ин-та геол. АН Белорусской ССР, вып. 3. Минск, 1961.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 1 и 2. Сост. С. А. Яковлев и др. Госгеолтехиздат, 1954—1955.

Мордвинов А. И. Строение поймы р. Тихвинки у д. Фишевицы. Изв. ВГО, т. LI, вып. 64, 1932.

Муратов М. В. Об условиях образования суглинков в четвертичном периоде. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 19, 1953.

Назаров М. З. Об условиях образования каменных лёссов некоторых

районов Узбекистана. Вопросы геологии Узбекистана, вып. 3. Изд-во АН УзССР. Ташкент, 1962.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. «Наука», Л., 1969.

Нейштадт М. И. Естественные отложения моря по западному побережью Камчатки. Изв. Гос. Геогр. общ., 1935, № 5.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП, отдел. геол., № 4, 1946.

Николаев Н. И. О проблеме происхождения покровных суглинков. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 4.

Обедиев Г. В. Роль ледниковых отложений в формировании аллювия в ледниковой и перигляциальной зонах. Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 1.

Обручев В. А. Полевая геология, изд. 4-е, т. I и II. М., 1932.

Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его происхождение, типы и задачи изучения. Мат. по четвертичн. периоду, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.

Орвику К. К. и Раукас А. В. Гейзеритовые отложения в долине р. Гейзерной. Сб. «Исследование природы Дальнего Востока». Изд-во АН ЭССР. Таллин, 1963.

Орлов В. И. Генезис и морфология озерных котловин Западно-Сибирской низменности. Изд. Всес. Геогр. общ., 1960, № 3.

Остроумова А. С. Третичный вулканизм западного Даралагеца (Армения). Автореф. канд. диссерт. ВСЕГЕИ, Л., 1962.

Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Сб. «Землеведение», т. V, 1889.

Павлов А. П. О древнейших на Земле пустынях. Дневник XII съезда естествоиспытателей и врачей, отд. I. М., 1910.

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., 1955.

Пийп Б. И. Извержения вулканов Камчатки в 1941—1945 гг. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.

Петров М. П. Подвижные пески пустынь, их передвижение и формы накопления. Изв. Всес. Геогр. общ., 1939, № 8.

Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. I (процессы выветривания...). Изд-во АН СССР, Л., 1934.

Полынов Б. Б. Выветривание. Состав континентальных отложений. Тр. геол. ассоциации, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1935.

Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.

Поляков С. С. Состав и свойства покровных суглинков и глин Московской области (Подмосковье). Ж. «Землеведение», нов. серия, 1960, № 5.

Поляков С. С. Характеристика глинистых межледниковых озерно-аллювиальных образований Подмосковья. Сб. «Вопросы инженерной геологии и грунтоведения». Изд-во Моск. ун-та, М., 1963.

Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд. Моск. ун-та, М., 1967.

Попов А. В. Природные районы нижней части Илийского бассейна и некоторые вопросы их хозяйственного использования. Сб. «Вопросы географии Казахстана», вып. 6. Изд-во АН КазахССР, Алма-Ата, 1960.

Попов В. И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, 1940.

Проблемы криолитологии (под ред. А. И. Попова), вып. I. Изд-во МГУ, 1969.

Проблемы палеовулканологии. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. VI(I), Казахский ун-т, Алма-Ата, 1963.

Проблемы палеовулканизма. Сб. переводов разных статей. М., 1963.

Рахманов В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии (на примере Михайловского месторождения). Изд-во АН СССР, М., 1962.

- Рейнин И. В. О морских четвертичных отложениях северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Геол. сб. № 6. ВНИГРИ, Л., 1961.
- Роднянская Э. Е. Типология пойменных ландшафтов на примере р. Оби. Изв. Всес. Геогр. общ., вып. 1, 1960.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения материковых оледенений. Изв. Всес. Геогр. общ., 1958, № 1.
- Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Л., 1960.
- Русловые процессы (Сб. статей). Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Рябченков А. С. О характере и природе морены Донского ледникового языка. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 1.
- Самодуров П. С. Древняя кора выветривания на осадках среднего карбона в юго-восточной части Донбасса. Кора выветривания, вып. 1. Изд-во АН СССР, М., 1952.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 132, геол. серия (53). М., 1951.
- Сафронов И. Н. Террасы Кубани. Географический сб., вып. X. Геоморфология и палеогеография. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1958.
- Сейфуль-Мулюков Р. Б. Генетические типы четвертичных отложений с основными сведениями по геоморфологии. М., 1959.
- Сидоренко А. В. Эоловая косая слоистость и ее палеогеографическое значение. Изв. Туркмен. филиала АН СССР, 1950, № 4.
- Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация веществ в пустыне. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 3.
- Сидоренко А. В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений. Мат. по генезису и литологии четвертичных отложений. Изд-во АН Белоруссии, Минск, 1961.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., 1962.
- Спрингис К. Я., Коншин Г. И., Савваитов А. Г. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника Валдайского оледенения. Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР, т. XI. Рига, 1963.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5, 8.
- Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства, изд. 3-е. Л. — М., 1926.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 94. М., 1964.
- Трофимов И. И. Континентальный литогенез в пустынях и в смежных с ними природных зонах. Мат. по четвертичному периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР. М. — Л., 1950.
- Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария. М., 1910.
- Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. М. — Л., 1949.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Федорович Б. А. Лик пустыни. М., 1950.
- Федорович Б. А. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии. Мат. по четвертичному периоду, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.
- Фениксова В. В. Восточная часть внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднем кайнозое. М., 1965.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена (пер. с англ.). М., 1963.
- Цапенко М. М., Мотуз В. М. и Махнач Н. А. Некоторые вопросы формирования лёссовых пород Белоруссии. Тр. Ин-та геол. наук АН Белорусской ССР, вып. 3. Минск, 1961.

Чеботарева Н. С. и др. Новые разрезы с московско-валдайскими (микулинскими) отложениями на р. Б. Дубенка. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 1.

Чижиков П. Н. О распространении покровных лёссовидных суглинков на Русской равнине. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, № 27. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. Мат. по четвертичному периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР, вып. 135, 1951.

Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений. Сб. «Вопросы геологии антропогеа». Изд-во АН СССР, 1961.

Шербан М. и др. Пещеры Румынии. Бухарест, 1961.

Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, 1961.

Щукин И. С. Общая геоморфология. Изд-во МГУ, т. I, 1960; т. II, 1964.

Юргенсон Э. А. Метабентониты Эстонской ССР. Тр. Ин-та геологии АН Эст. ССР, т. II, 1958.

Gaederke R. Zur Frage der Ignimbrite. Berichte der Geologischen Gesellschaft in der Deutschen Demokratischen Republik. Bd. 6, H. 1, 1961, Berlin, 1962.

Hummel K. Vulkanisch bedingte Braunkohlenbildung. Braunkohle, № 17, 1924.

Lugh A. L. The origin and sources of loess in the Great Plains in North America. Report 21 Session Intern. Geol. Congress. Part XXI, Copenhagen, 1960.

Mazzuoli R. and Pratesi M. Textures and structures of the ignimbrites of Mount Amiata. Bull. volcanologique. Tome XXV, B. V. Napoli, 1963.

Mohr E. C. and van Baren F. A. Tropical soils. A critical study of soil genesis as related to climate, rock and vegetation. Interscience publishers Ltd. London, 1954.

Moore J. E. Petrography of Northeastern Lake Michigan bottom sediments. Journ. of Sediment. Petr., vol. 31, № 3, 1961.

Powell R. L. Caves of Indiana. State Indiana. Department of Conservation, Geological Survey. Circular № 8, Bloomington, 1961.

Prescott J. A. and Pendleton R. L. Laterite and lateritic soils. Commonwealth Bureau of soil science. Technical communication, № 47, England, 1952.

Rittmann A. Vulkane und ihre Tätigkeit. 1960.

Roy Chowdhury M. K. Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Bharat and Bhopal. Memoirs of Geological Survey of India. Vol. 85. Calcutta, 1958.

Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.

Teruggi M. E. The nature and origin of Argentine loess. Journ. of Sediment. Petr., vol. 27, № 3, 1957.

Treskinsky S. Desert placers. The Mining Magazine. Vol. XLIX, № 4, 1933.

ГЛАВА XIV

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В МОРЕ
И КЛАССИФИКАЦИЯ МОРСКИХ ОСАДКОВ

Море обычно рассматривают как область преимущественного накопления осадков и противопоставляют суше, на которой главным образом происходит размыв. Однако это верно только в первом приближении. На морском дне происходят разнообразные и сложные процессы. В одном месте энергично осаждаются материалы, поступающие с суши; в другом — пышно развиваются организмы с карбонатным скелетом и образуются органогенные известковые осадки; в третьем, где проходят сильные течения, осадки вовсе не задерживаются на дне; в четвертом — осадки хотя и накапливаются, но временами сползают вниз по склону, обнажая скальный грунт; в пятом, где осадок отлагается с ничтожной скоростью, медленно растут железо-марганцевые конкреции.

Несмотря на разнообразие условий, осадкообразование на морском дне в общем устойчивее, чем на суше. В самом деле, температура, гидрохимический режим, динамика — все это на дне моря постояннее, изменяется медленнее, чем на суше; море обладает большой инерцией. Поэтому морские осадки как современные, так и ископаемые в общем более выдержаны по составу и другим признакам, чем континентальные. Однако нельзя забывать, что из этого общего положения бывают исключения.

Для понимания условий формирования осадков в море нужно знать главные особенности морской среды.

Типы морских водоемов. Существует несколько типов морских водоемов, каждый из которых характеризуется специфическими чертами, в том числе в отношении условий осадкообразования.

Первый тип — океаны, занимающие две трети современной поверхности земного шара. Геологическое значение образующих-

ся в них осадков невелико, поскольку в ископаемом состоянии отложения открытых частей океанов почти не известны. Они наименее связаны с материками и режим осадконакопления в них имеет наиболее автономный характер.

Второй тип — открытые в сторону океана моря и заливы, как, например, Бискайский залив, Аравийское море, залив Аляска и др. Непосредственно примыкая к суше, они в то же время свободно сообщаются с океаном, в сторону которого идет постепенное увеличение глубин. Поэтому осадконакопление в них тесно связано с океаническим режимом. При изменении уровня моря в них образуются трансгрессивные или регрессивные толщи. Осадочные толщи такого типа часто встречаются в ископаемом состоянии.

Третий тип — окраинные моря, отделенные от океана цепочками островов, имеющими подводное продолжение в виде подводных гряд. Примерами служат все дальневосточные моря — Охотское, Японское, Восточно-Китайское, а также Мексиканский залив, Карибское море и др. Будучи отделены от океана островами и подводными порогами, эти моря имеют некоторые специфические черты как в характере населяющих их организмов, так и в гидрохимическом отношении, что находит отражение и в осадках. При понижении уровня воды такие моря могут превратиться в изолированные от океана водоемы.

Четвертый тип — внутриматериковые моря. Примером могут служить Красное, Средиземное и Черное моря. Они глубоко вдаются в сушу, соединяясь с океаном одним или немногими проливами, часто неглубокими. Осадконакопление в таких водоемах имеет специфический характер и достаточно небольшого изменения уровня воды, чтобы море превратилось в замкнутый бассейн.

Пятый тип — совсем изолированные от океана водоемы, как Каспийское и Аральское моря, характер которых, в том числе и осадконакопление, настолько отличаются от океанического, что их иногда рассматривают как озера.

Морские водоемы (как и большие озера) различаются по форме поперечного сечения; среди них выделяют моря котловинные и плоские (рис. 30). Для первых характерны относительно крутые склоны при глубинах, достигающих нескольких тысяч метров. К ним относятся, например, Черное и Средиземное моря, Мексиканский залив и др. Такие моря занимают, вероятно, преимущественно геосинклинальные области. Вторые имеют небольшие глубины, редко превосходящие 200—400 м, и очень пологие склоны от берега вглубь. Примерами их являются северные моря — Баренцево, Карское, Лаптевых, а также Гудзонов залив и др. В геологическом прошлом, как и в настоящее время, к этому типу принадлежали, вероятно, эпиконтинентальные моря платформенных областей.

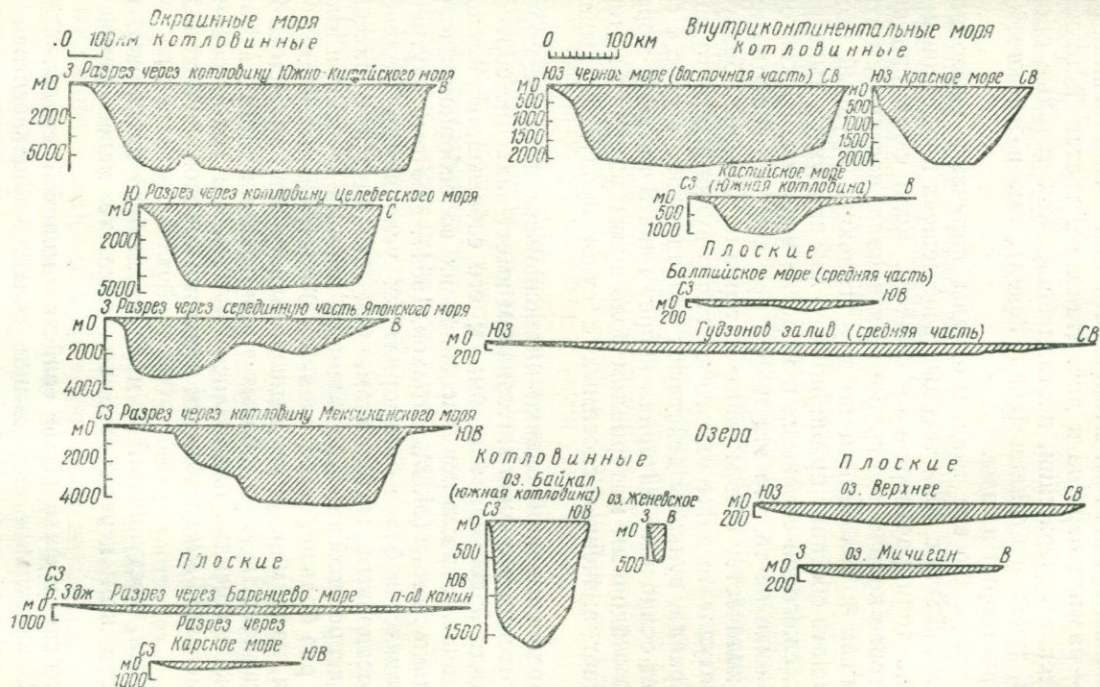


Рис. 30. Профили через водоемы разного морфологического типа (по Н. М. Страхову, 1963)

Питание морей осадочным материалом. Моря получают осадочный материал главным образом из трех источников. Прежде всего за счет сноса продуктов выветривания с суши. Осуществляется он большей частью речным стоком, меньше поступает со льдом и выносится ветром. Второй источник — собственная работа моря — размыв берегов и дна. Наконец, третий источник — вулканические извержения, поставляющие как твердые продукты (лавы, туфы и вулканический пепел), так и жидкие (термальные растворы) и газы.

Подсчитано, что все моря и океаны получают ежегодно из рек около 12,5 млрд. тонн твердых взвешенных продуктов и около 5 млрд. тонн растворенных веществ. Если сюда прибавить еще некоторое количество грубого материала, поставляемого перекатыванием и волочением по дну (гальки и крупный песок), то в сумме это составит примерно 3—5 км³ продуктов выветривания суши, ежегодно сносимых в морские водоемы. Важно обратить внимание на то, что эта цифра при всей ее грандиозности уступает количеству обломочного материала, которое образуется часто в результате даже одного крупного вулканического извержения. Правда, вулканы действуют эпизодически, а снос с суши поставляет осадочный материал непрерывно. В питании морских бассейнов осадочным материалом роль вулканогенного материала уступает значению сносимых с суши продуктов выветривания.

Для количественной оценки интенсивности питания морей и океанов сносимым с суши материалом имеет значение соотношение площади водосбора бассейна к его собственной площади. При уменьшении размеров бассейнов их водосборная площадь относительно растет (Н. М. Страхов, 1954). Поэтому внутренние моря находятся в более благоприятных условиях в отношении питания осадочным материалом, чем океанические бассейны, отсюда и скорость осадконакопления в морях в десятки, а иногда и в сотни раз больше, чем в океанах. В центральных частях Черного моря, например, за последнюю тысячу лет накопилось 20—100 см осадков. За это же время во внутренних частях Атлантического океана осадка накопилось 2—4 см, а в Тихом океане — нередко меньше 1 мм (в области развития красной глубоководной глины).

Материал, поступивший в море из любого источника, подвергается в нем переработке то более, то менее значительной.

Химические и физические свойства морской среды. Соленость. Значительное содержание солей — общеизвестная особенность морской воды. Характерно, что во всех океанах и свободно сообщающихся с ними морях состав солей остается почти одинаковым и выражается следующими цифрами (по Ю. М. Шокальскому, 1959):

<i>Соли</i>	<i>На 1000 г морской воды, г</i>	<i>% от общего количества солей</i>
Хлористый натрий — NaCl	27,2	77,8
Хлористый магний — MgCl_2	3,8	10,9
Сернистый магний — MgSO_4	1,7	4,7
Сернистый кальций — CaSO_4	1,2	3,6
Сернистый калий — K_2SO_4	0,9	2,5
Углекислый кальций — CaCO_3	0,1	0,3
Бромистый магний — MgBr_2	0,1	0,2

В морской воде больше всего хлористых соединений, меньше сульфатов и совсем мало карбонатов.

Средняя соленость океана 3,5‰ или 35‰ (в океанологии расчет солености обычно ведут не на сотые доли, а на тысячные, называемые «промилле» и обозначаемые значком ‰). От этой средней величины в разных местах наблюдаются отклонения. Даже в открытом океане в периоды сильных дождей соленость поверхностных слоев воды падает до 32‰ (в северной части Индийского океана, например), а в сухих и в жарких пассатных областях Атлантического океана соленость доходит до 38‰, т. е. колебания превосходят 5‰. Еще больше колебания солености в морях, особенно во внутренних. Так, в Красном море соленость достигает 41‰, в Черном море падает до 17‰. Еще больше амплитуда солености в замкнутых морях.

Соленость имеет большое значение для осадкообразования. Она определяет характер населяющих море организмов; колебание солености вызывает компенсационные течения; в соленой воде быстрее осаждаются тонкий ил и, примешиваясь к более крупным частицам, вызывает большую разнородность осадка. В результате, например, сезонные слои в морских ледниковых ленточных глинах выражены менее отчетливо, чем в пресноводных. При достижении высоких концентраций может произойти и непосредственное выпадение солей в осадок.

Газы в морской воде также влияют на характер осадкообразования, особенно кислород, углекислый газ и сероводород. В поверхностных слоях воды содержится 5—6 см³/л кислорода. В более глубоких слоях в низких широтах океанов содержание кислорода падает и на глубине 500—1000 м достигает 1—2 см³/л. Глубже его содержание опять увеличивается, достигая у дна, даже в абиссальной области, примерно 4—5 см³/л. Поэтому на дне открытого океана господствуют окислительные условия. В окраинных и внутренних морях распределение кислорода на глубине зависит от местных условий и определяется главным образом степенью связи с океаном. В Черном море, например, где эта связь очень слабая, придонные слои лишены кислорода, там господствуют резко восстановительные условия и имеется свободный сероводород.

Углекислый газ, содержание которого в атмосфере очень невелико (приблизительно 0,03% по объему), в морской воде содержится в большом количестве, особенно в воде, пропитывающей илы («иловые растворы»). Источниками CO_2 являются жизнедеятельность организмов, разложение органических веществ и вулканическая деятельность. Так как CO_2 содействует растворению карбонатов, то на океаническом дне вода обычно недосыщена карбонатами. Падающие сверху известковые раковины постепенно растворяются. В поверхностных слоях воды в тропиках, где растения используют много CO_2 и где растворимость его уменьшается в силу повышения температуры воды и уменьшения давления, иногда оказывается избыток растворенных карбонатов и они выпадают в осадок химическим путем.

Температура морской воды на поверхности определяется географической широтой местности, временем года и господствующими течениями. В океане колебания температур сказываются до глубины нескольких сотен метров. Ниже наблюдается очень постепенное понижение температуры и у дна даже в тропиках господствует температура примерно от 0 до 3° С. В окраинных и внутренних морях температура на глубине больше зависит от местных условий и поэтому более разнообразна. В Красном море, например, с глубины 700 м и до дна (2200 м) сохраняется постоянная температура около 21,5° С (интересно отметить, что в соседнем Индийском океане на той же глубине температура всего 3—4° С). В Черном море сезонные колебания температур сказываются до глубины около 100 м, а ниже и до дна (2200 м) вода имеет температуру около 9° С.

Давление в море увеличивается примерно на одну атмосферу на каждые 10 м глубины. Следовательно, в океанских впадинах давление достигает 1 тыс. атм. Повышение давления влияет на содержание газов, в частности CO_2 , и содействует растворению карбонатов.

Свет проникает в морскую воду на различную глубину в зависимости от присутствия в ней терригенной мути и планктонных организмов. Видеть под водой без искусственного освещения можно на глубинах до 50 м; растения, для жизни которых необходим свет, встречаются на глубинах до 150 м от поверхности, а в исключительных случаях до 350 м. Можно считать, что жизнь, непосредственно связанная со светом, ограничена зоной шельфа. Здесь широко распространены растения, животные, питающиеся растениями, и охотящиеся за ними хищники.

Движение морской воды. Волнение. Волны представляют, как известно, колебательное движение. При этом в открытом море частицы воды движутся приблизительно по круговым орбитам. У берегов волны испытывают торможение о дно, трансформируются и вызывают различного рода течения. С глубиной радиус круговых движений частиц воды в волне уменьша-

ется. Максимальная глубина, до которой сказывается волнение, называется «базисом действия волн». В открытом океане она достигает 200 м. У берега и в морях эта глубина значительно меньше. В Черном море, например, базис действия волн лежит на глубине около 30 м, а в мелководной северной части Каспийского моря — всего на глубине 15—20 м. Круговые движения частиц воды в волне поддерживают находящиеся в воде твердые частицы во взвешенном состоянии. Там, где волнение достигает дна, оно взмучивает осадки.

Волны, перекачивая в зоне прибоя обломки горных пород и остатки организмов, истирают их, поставляя тем самым дополнительный материал для осадкообразования. Волнение вызывает сортировку осадочного материала как по крупности, так и по минеральному составу. Волны также образуют береговые валы, формируют пляжи, косы, подводные бары и другие аккумулятивные формы. Они перемещают песчаный и галечный материал вдоль берега и по нормали к нему, разрушают берега.

Береговые, или волновые, течения. В береговой зоне волны вызывают различного рода течения. Наиболее обычным является так называемое береговое течение. Сила и направление его связаны с направлением и интенсивностью ветра. Скорость такого течения может достигать 3—4 км/ч; оно переносит песок вдоль берега и является важным фактором в формировании прибрежно-морского типа косой слоистости. Основное осадкообразующее значение этого вида течений заключается в транспортировке и распределении материала вдоль берега.

Для снабжения осадками зоны, расположенной за полосой прибоя, имеют большое значение так называемые разрывные течения. Они возникают в местах, где стекает вода, нагнанная волной в промежуток между баром и берегом (рис. 31). Скорость этих течений достигает нескольких километров в час. Они выносят песчаный, алевритовый и глинистый материал дальше от берега.

Приливы и отливы. Приливы и отливы расширяют зону непосредственного взаимодействия суши и моря. В местах, где приливы достигают 10—15 м высоты, при пологих берегах эта зона расширяется иногда до нескольких километров. Приливы вызывают образование течений, которые переносят большое количество осадочного материала, а в тех местах, где они особенно сильны, может происходить размыв дна и обнажаться скальный грунт. Такие места известны, например, на дне пролива Ламанш. Косая слоистость прибрежно-морских осадков также может быть вызвана этими течениями. Местами приливные течения достигают скорости 20 км/ч.

Цунами. Эти волны связаны с подводными землетрясениями, охватывают иногда огромные пространства, достигают у берегов высоты нескольких десятков метров и причиняют огромные

разрушения. В июле 1958 г. в заливе Лития на южном берегу Аляски, например, была зафиксирована волна свыше 100 м высотой (Шепард, 1964). Цунами взмучивают осадки, вызывают подводные оползни и т. д. Некоторые исследователи связывают с цунами образование так называемой сортированной слоистости в древних морских осадках, а также ритмичности во флишевых толщах (Келлер, 1949 и др.).

Дрейфовые течения образуются под влиянием ветров. Если такие течения направлены от берега, то со стороны моря по дну может подниматься к поверхности компенсационное течение, выносящее из морских глубин ряд веществ. По гипотезе А. В. Казакова, они способствуют образованию фосфоритов.

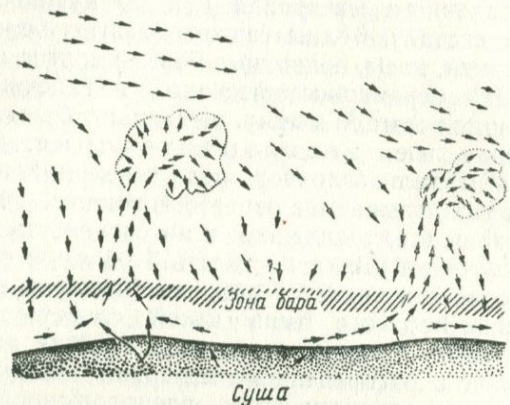


Рис. 31. Схема разрывного течения (по Ф. Шепарду, 1964)

Пассатные ветры вызывают в открытом океане устойчивые течения, охватывающие весь земной шар — «глобальные течения».

Океанические течения. Большие океанические течения возникают под влиянием совместного действия ряда факторов. Скорость их доходит до 10 км/ч, но обычно значительно меньше. С глубиной скорость течения убывает и на глубине 1000 м составляет уже крайне незначительную величину. Для осадкообразования океанические течения имеют большое значение; они переносят тонкий осадочный материал на огромные расстояния, при значительной силе в мелком море вызывают размыв дна (например, Гольфстрим у берегов Флориды), в местах смешения теплых и холодных течений происходит массовая гибель организмов, что вызывает специфическое осадкообразование (например, у южной оконечности Африки), и, наконец, они оказывают большое влияние на климат, а тем самым и на характер осадкообразования на прилежащем континенте.

Суспензионные (мутьевые, турбидные) течения. Этот вид течений, большую осадкообразующую роль кото-

рых начали оценивать сравнительно недавно, обязан своим происхождением разнице в плотности чистой воды и воды, нагруженной взвешенными частицами, в частности тонкой глинистой мутью. Если под влиянием какой-либо причины на дне взмучивается осадок (оползни, сильное волнение, землетрясение и т. п.) или в море выносятся мутная вода с суши, то образующееся при этом облако мутной воды устремляется вниз по склону дна и может достичь больших глубин, где откладывает взвешенный материал. Так объясняют нахождение крупнозернистого осадка, а иногда и явно мелководных составных частей в современных глубоководных отложениях Атлантического океана и в других местах. Образование мутьевых течений в миниатюре можно наблюдать, если взмутить илистый осадок у берега любого водоема со спокойной водой. В последнее время выделяют «турбидиты» — ископаемые аналоги осадков с «сортированной слоистостью».

Глубоководные течения. Перечисленные выше течения зарождаются в поверхностных зонах морской воды и большая часть из них не проникает на большую глубину. Поэтому долгое время считали, что на океанском дне на больших глубинах преобладают очень спокойные условия. Такое мнение было, однако, опровергнуто глубоководными фотографиями, которые показали следы размывов на дне абиссальных областей, а также тем, что в ряде мест океанское дно оказалось либо вовсе лишенным осадков, либо покрыто крупными гальками. Происхождение глубоководных течений, местами очень сильных, еще не выяснено.

Отметим, что характерное изменение температуры воды и содержания кислорода в ней на разных глубинах, отмеченное выше, объясняют медленным круговым движением океанских вод на поверхности от экватора к полюсам и по дну от полярных областей к экватору.

Классификация морских осадков. Морские осадки группируют по-разному, в зависимости от задач исследования. Одни разделяют их по механическому составу и выделяют «песок», «пылеватый песок», «илистый песок», «ил», «глинистый ил» и т. д. Другие исследователи предлагают разделение, основанное на сочетании вещественного состава осадков и их происхождения. Они выделяют: обломочные, глинистые, пирокластические, кремнистые, карбонатные, железистые, глауконитовые, марганцевистые, фосфатные и обогащенные органическим веществом осадки (Безруков и Лисицын, 1960).

Иначе построена классификация осадков Д. Мэррея и А. Ренара (Murray а. Renard), предложенная еще в конце прошлого века и сохраняющая значение до сих пор. Согласно их классификации, все морские осадки делятся на две основные группы: 1) пелагические отложения, образовавшиеся в глубоких водах вдали от суши, и 2) терригенные отложения, образовавшиеся вблизи материков и состоящие главным образом из принесенно-

го с суши матернала. Затем каждая из этих двух групп делится по составу. Среди пелагических отложений, например, выделяются красная глина, диатомовый ил, глобигериновый ил и т. д.

Правильнее всего было бы положить в основу классификации морских осадков генетические типы, как это было проведено выше для континентальной группы отложений. Однако недостаточная изученность условий образования осадков на морском дне не позволяет пока провести такое разделение последовательно. Кроме того, возникают затруднения в определении ведущего фактора, который должен быть положен в основу выделения генетических типов в море. Поэтому, в известной мере условно, за основание для группировки морских осадков принята глубина их образования. Так, выделены отложения литоральные, неритовые, батиальные (отложения материкового склона) и абиссальные (глубоководные океанические отложения). В пределах каждой из этих групп выделяются более дробные подразделения, по возможности отвечающие генетическим типам. Особо рассматриваются осадки морей ненормальной солености; в отдельную группу выделены и морские вулканогенные отложения, геологическое значение которых стало особенно выясняться в последние годы.

ГЛАВА XV

ЖИЗНЬ В МОРЕ И ЗНАЧЕНИЕ МОРСКИХ ОРГАНИЗМОВ ДЛЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Разнообразие органического мира является одной из характернейших черт морской среды. Организмы чутко реагируют на изменения в условиях жизни и это делает их особенно ценными для генетического анализа. Кроме того, многие морские организмы являются осадкообразователями.

Из 63 классов животных Земли 31 класс, т. е. почти половина, живут только в море, 14 классов живут как в морской, так и в пресной воде. И только представители двух классов живут главным образом в пресной воде.

Ниже приведено распределение разных классов животных в море, пресных водах и воздушной среде (по Л. А. Зенкевичу, 1956):

<i>В основном живут в море</i>	<i>Живут только в море</i>	<i>Живут в пресной и морской воде</i>	<i>Живут в пресной воде</i>	<i>В основном живут в воздушной среде</i>	<i>Живут только в воздушной среде</i>	<i>Живут во всех трех средах</i>
7	31	14	2	3	3	3

Для оценки генетического значения тех или иных организмов важно знать их образ жизни. В этом отношении морская фауна и флора делятся на несколько больших групп; главные из них следующие (рис. 32).

Бентос — это организмы, живущие на дне. Различают «сидячий бентос», представители которого прикрепляются к грунту, и «подвижный бентос», представители которого передвигаются по дну или плавают около дна.

Нектон — активно плавающие в толще воды животные.

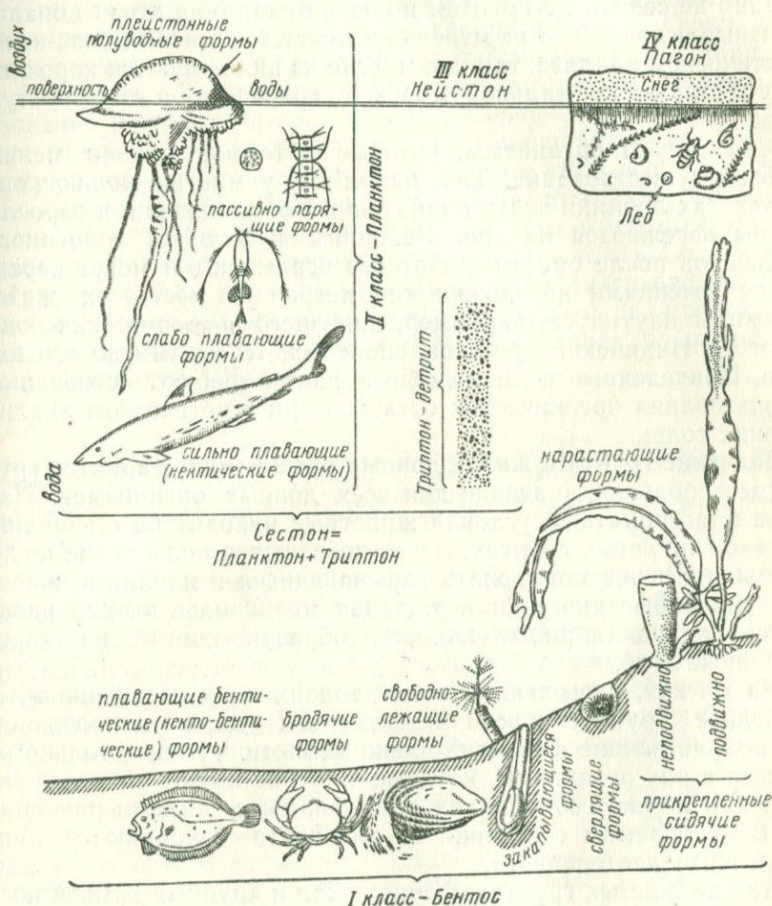


Рис. 32. Основные группы населения водоема (по С. А. Зернову из Л. А. Зенкевича, 1951)

Планктон — организмы, живущие в толще воды и не обладающие способностью к большому самостоятельному передвижению; их переносят течения. Сюда относится большинство одноклеточных организмов, как растительных (диатомовые и другие водоросли) — фитопланктон, так и животных (многие форамини-

феры, радиолярии), а из многоклеточных — медузы, некоторые моллюски и другие, составляющие зоопланктон. Подавляющая масса планктонных форм живет в поверхностных слоях воды, хорошо освещенных и прогреваемых.

Значение нектонных и планктонных организмов для генетического анализа меньше, чем бентоса, поскольку они непосредственно не связаны с грунтом и после отмирания могут попадать в разные осадки. Тем не менее они могут быть использованы при генетическом анализе, так как многие из них являются хорошими индикаторами нормальной морской солености и температуры воды.

Существуют организмы, которые в течение жизни меняют условия существования. Так, например, у многих моллюсков и плеченогих личинки ведут планктонный образ жизни, а взрослые формы поселяются на дне. Раковины некоторых головоногих моллюсков после смерти животного всплывают и могут переноситься течениями на тысячи километров от места их жизни. Раковины наutilusа, например, живущего в тропических водах Тихого и Индийского океанов, заносятся течениями до о. Сахалина. Приведенные и им подобные факты требуют осторожного использования органических остатков при генетическом анализе древних толщ.

Значение грунта в жизни донных организмов. Характер грунта имеет большое значение для всех донных организмов. Наиболее благоприятные условия животные находят на смешанных песчано-глинистых грунтах. Здесь поселяются ползающие по дну формы, здесь же могут жить зарывающиеся и илоядные животные, различные хищники и т. д. На мелководье пышно развивается подводная растительность, образуя иногда настоящие подводные луга.

На мягких, насыщенных водой тонких илах население обычно беднее. Грунт слишком вязок, чтобы удерживать ползающие или прирастающие формы. Хорошо здесь могут жить только роющиеся в илу организмы, которые часто не имеют твердого скелета, или легкие свободнолежащие формы с тонкими раковинами. В ископаемом состоянии от них часто сохраняются лишь следы жизнедеятельности.

На каменистых грунтах, в зонах скал и крупных камней поселяются совсем другие организмы. Это главным образом прирастающие или крепко присасывающиеся формы. Здесь могут быть широко представлены и макрофиты, образующие иногда густые заросли. Здесь же поселяются и сверлильщики, вытачивающие или растворяющие себе норки в камнях и скалах; передвигающиеся организмы имеют обычно крепкий наружный панцирь (крабы, некоторые морские ежи).

Значение солености для жизни морских организмов. Морские организмы делятся на «стеногалинные», не выносящие измене-

ний солености, и «эвригалинные», приспособляющиеся к разным условиям солености. Естественно, что значение первых для генетического анализа больше, чем вторых. К стеногалинным принадлежат кораллы, иглокожие, многие донные фораминиферы, многие брахиоподы и другие, а к эвригалинным — многие водоросли, ряд пластинчатожаберных моллюсков, рыбы и т. д.

При падении солености (так же как и при ее повышении против нормальной) жизнь в море становится беднее. Очень хорошими примерами могут служить Балтийское и Черное моря.

Соленость в Балтийском море закономерно уменьшается при движении с запада на восток. Так, в Северном море она составляет еще 34‰, в проливе Каттегат уменьшается до 25‰, в центральной части Балтийского моря соленость всего 6—7‰, а в Ботническом и Финском заливах падает до 2—3‰. Соответственно этому изменяется и богатство морских животных. Из 1500 видов, обитающих в Северном море, в Финском и Ботническом заливах остается всего 51 вид. Ниже приводятся цифры, показывающие уменьшение числа видов атлантического происхождения при движении в Балтийском море с запада на восток (по Л. А. Зенкевичу, 1963):

Северное море	Пролив Скагеррак	Пролив Каттегат	Пролив Бельт	Арконский район	Борн-хольмский район	Центральный район	Финский и Ботнический заливы
>1430	>890	>817	>470	>150	≈90	≈90	≈50

Не менее наглядна картина и в Черном море. Соленость в Средиземном море 37—38, в Черном море — 17—18, в Азовском море 10‰. Следующие ниже цифры иллюстрируют изменение средиземноморской фауны и флоры при движении на восток и показывают обеднение фауны в изолированных сейчас от океана Каспийском и Аральском морях. В фауне последнего сохранилось всего два средиземноморских вида, но появились свои.

Моря	Средиземное	Черное	Азовское	Каспийское	Аральское
Общее количество средиземноморских видов	свыше 7000	около 1200	около 100	14	2

Очень характерно, что происходит не только уменьшение разнообразия морской фауны при отклонении солености от нормы, но меняется и внешний ее вид: обычно фауна мельчает. Раковина пластинчатожаберного моллюска мидии имеет в Северном море у берегов Англии длину 150 мм, в Кильской бухте — около 110 мм, у берегов Финляндии — 40 мм, а в глубине Ботнического и Финского заливов — всего 21—27 мм.

Вместе с тем организмы, приспособившиеся к изменившейся солености, оказавшиеся почти без конкурентов, развиваются нередко в огромном количестве.

На изменения видового состава оказывает влияние не только соленость, но и другие факторы: температура, содержание кислорода в воде и т. д.

Значение температуры для жизни морских организмов. Температура оказывает большое влияние на характер морской фауны и флоры. В более холодной воде жизнь вообще беднее, чем в теплой. Согласно Л. А. Зенкевичу, в море Лаптевых обитает около 400 разных видов животных, в Карском море около 1200, в Баренцевом около 2000, в Атлантическом океане у берегов Англии — около 3000, в Средиземном море не менее 7000, а в водах Индо-Малайского архипелага около 40 000 видов. Сходные изменения испытывает и флора (табл. 2).

Таблица 2

Количество видов зеленых, красных и бурых водорослей в разных частях Тихого океана
(по Л. А. Зенкевичу, 1956)

Район	Количество видов водорослей			
	зеленые	бурые	красные	всего
Берингов пролив	6	25	23	54
Командорские острова	36	46	89	171
Японские острова	37	57	118	222
Калифорния	49	87	254	390
Малайский архипелаг	203	153	505	860
Новая Зеландия	24	88	390	502
Южная часть Южной Америки	53	75	181	309
Воды Антарктики	10	13	40	63

Причина изменений не только в том, что теплые воды благоприятнее для жизни. Следует учитывать, что теплые воды занимают больше места на земном шаре, чем холодные. Длина береговой линии в тропическом поясе в 10—12 раз больше, чем в холодных морях и океанах. Чем обширнее и разнообразнее среда обитания, тем разнообразнее растительный и животный мир.

Некоторые группы морских организмов существуют в практически постоянных температурных условиях. Так, вся глубоководная фауна развивается при температуре 1—2° С.

Влияние глубины на морские организмы. Глубина обитания имеет также существенное значение. Объясняется это тем, что в мелкой воде много кислорода и питательных веществ, поступающих с суши. Вода хорошо прогревается и перемешивается; много света, обеспечивающего пышное развитие растительности и животного мира, связанного с растениями.

Видовое разнообразие и количество донного населения с глубиной уменьшается (табл. 3).

Таблица 3

Изменение видового разнообразия донного населения
Атлантического океана с глубиной
(по J. Murray из Л. А. Зенкевича, 1951)

Вертикальные зоны, м	Число станций	Среднее ко- личество видов на одну станцию	Среднее число индивидуумов на одну станцию
<180	70	61,8	—
180—900	40	51,2	150
900—1800	23	30,9	87
1800—2700	25	24,0	80
2700—3600	32	15,6	39
3600—4500	32	10,6	25,6
>4500	25	9,4	24

Глубоководная фауна обычно лишена твердого наружного скелета или имеет тонкую хрупкую раковину.

Рассмотрим условия жизни наиболее важных в геологическом отношении групп морских организмов.

Условия обитания главных групп морских организмов (современных и вымерших). Растения. Растения, населяющие море, существенно отличаются от континентальных по составу и морфологии. Из 33 классов ныне живущих растений 15 классов наземных, 3 — обитают только в пресной воде, 10 — в пресной воде и в морях и только 5 классов — исключительно морские формы (Л. И. Курсанов). Таким образом, растительный мир моря в количественном и качественном отношении беднее, чем суши (в животном мире соотношение обратное). Главная масса морских растений — одноклеточные водоросли, преимущественно планктонные; на суше они дают лишь ничтожную часть биомассы растений; меньше развиты в море водоросли-макрофиты (зеленые, бурые и красные) и совсем мало высших растений.

Большая часть морских растений не содержит клетчатки и в ископаемом состоянии сохраняется плохо. При разложении без доступа кислорода остатки морских растений дают сапропелевые продукты. Некоторые исследователи (К. П. Калицкий, В. В. Вебер) связывают накопление в осадках органических веществ, исходных для нефтеобразования, именно с продуктами разложения морских растений.

Поскольку для жизни растений необходим свет, они распространяются в море до глубин не более 350 м. Подавляющая масса живет на небольших глубинах (до нескольких десятков мет-

ров). Однако остатки планктонных водорослей после отмирания могут захороняться и в глубоководных осадках.

Наибольшее геологическое значение имеют известковиделяющие водоросли — как планктонные, так и бентосные (последние существовали уже в докембрии), во многих случаях породообразующие. Многие известковые водоросли были строителями рифов.

Известковиделяющие водоросли могут обитать в водах разной солености. Некоторые из них, особенно синезеленые, довольно легко приспосабливаются к понижению солености, а иногда и к ее повышению. При анализе условий образования осадков необходимо иметь в виду, что известковиделяющие водоросли обитают также в соленых озерах (например, в Большом Соленом озере в США) и даже в минеральных источниках. Планктонные известковые водоросли (кокколитофориды) — исключительно морские организмы, известные с мезозоя. Они особенно характерны для теплых и тропических вод и нередко бывают породообразующими (в писчем мелу раковинки кокколитофорид составляют иногда до 70% объема породы). Существенное геологическое значение имеют и диатомовые водоросли, имеющие кремневый панцирь (известны с мезозоя). Среди диатомей есть как морские, так и пресноводные формы, они бывают планктонные и донные. Многие виды морских диатомовых особенно многочисленны в холодных водах арктических и антарктических широт.

Простейшие. Радиолярии — одноклеточные, исключительно морские организмы с кремневым скелетом; известны с докембрия. Радиолярии населяют преимущественно верхние слои воды теплых морей нормальной солености. Будучи планктонными организмами, о глубинах и других условиях накопления заключающих их осадков радиолярии говорят мало. Массовое развитие радиолярий в геосинклинальных отложениях связано, возможно, с эпохами усиления вулканической деятельности, когда в морскую воду поступало особенно много растворенного кремнезема.

Фораминиферы — одноклеточные организмы с известковой или агглютинированной раковиной; их остатки встречаются во многих осадочных породах и нередко становятся породообразующими. Фораминиферы широко используются в стратиграфии, а также для выяснения генезиса отложений.

Почти все фораминиферы являются морскими организмами. Более 90% их видов ведут донный образ жизни; планктонные формы, систематически не разнообразные, небогатые в отношении видового состава, часто дают огромное число экземпляров и тоже оказываются породообразующими — их раковинки составляют значительную часть пелагических осадков. Глубины обитания донных форм разнообразны, многие из них живут на очень большой глубине. Крупные фораминиферы — фузулиниды в позднем

палеозое, нуммулиты в палеогене и другие были, несомненно, обитателями теплых мелких вод.

Большинство фораминифер не переносит значительных изменений солености и принадлежит, таким образом, к стеногалинным организмам. Формы с известковой раковиной — преимущественно обитатели теплых и тропических вод. Фораминиферы с раковиной, построенной из агглютинированных мелких обломочных зерен, живут в основном в холодной воде, а также в условиях повышенного содержания углекислоты (песчаные фораминиферы).

Губки — важная группа морских донных организмов с известковым, кремневым или роговым наружным скелетом. Известковые губки — главным образом обитатели шельфа; губки с кремневым скелетом живут на разных глубинах, вплоть до абиссальной области. По-видимому, в палеозое большинство кремневых губок были обитателями шельфа, а в мезозое распространились в батимальную и абиссальную области.

Сверлящие губки широко распространены на мелководье (в том числе и на литорали). Следы их жизнедеятельности известны с мезозоя.

Археоциаты — вымершие организмы кембрийского (может быть и еще более древнего) возраста. Вероятно, по образу и условиям жизни были сходны с современными кораллами, они также образовывали биогермы.

Кишечнополостные. *Строматопороидеи* — вымершие колониальные организмы с известковым скелетом, по-видимому, близкие к гидромедузам; особенно широко были распространены в раннем и среднем палеозое и образовывали большие постройки (возможно рифового типа) среди карбонатных мелководных отложений.

Кораллы — широко распространенная и очень важная в геологическом отношении группа организмов. Колониальные рифостроящие кораллы могут существовать лишь в строго определенных условиях и поэтому являются ценным индикатором среды.

Современные рифостроящие кораллы живут в чистой подвижной воде нормальной солености при температуре не ниже 22° С и на небольших глубинах — от поверхности моря до нескольких десятков метров. Таковы же были условия обитания рифообразующих кораллов и в геологическом прошлом, хотя палеозойские кораллы и принадлежат к иным отрядам, чем современные. Следует отметить, что нахождение колониальных кораллов далеко не всегда указывает на существование рифов; однако большей частью они свидетельствуют о существовании теплого мелкого моря нормальной солености.

Иногда колонии кораллов встречаются на глубине до 600 м от поверхности моря. Одиночные кораллы частью живут в тех

же условиях, что и колониальные. Однако они могут обитать и на значительно больших глубинах — 200—400 м, встречаются и глубже (до 2000 м). Эти различия между условиями жизни колониальных и одиночных кораллов существовали и в прошлом.

Иглокожие — одна из важных для генетического анализа отложений групп организмов. Все они — исключительно морские животные, за небольшим исключением стеногалинные.

Остатки ряда прикрепленных палеозойских иглокожих (блатоидей, карпоидей, текоидей) встречаются очень редко, и на них мы останавливаться не будем.

Морские лилии — группа гораздо более многочисленная; они принадлежат в большинстве к прикрепленному бентосу. Некоторые современные формы — свободноплавающие.

Современные донные морские лилии — глубоководные животные, населяющие батимальную и абиссальную области. Но в палеозое и в мезозое они были широко распространены на мелководье (в частности, некоторые их группы входили в состав населения рифов). Таким образом, эта группа служит хорошим примером существенного изменения условий обитания в ходе эволюции. Остатки морских лилий часто становились породообразующими (криноидные, или энкринитовые, известняки).

Морские звезды и офиуры в ископаемом состоянии встречаются редко, хотя отдельные членики офиур, так же как скелетные элементы *голотурий*, попадают иногда при отмывке образцов на микрофауну. Следует отметить, что офиуры могут выдерживать большее понижение солености, чем другие иглокожие. Три вида их (и два вида голотурий) живут в Черном море.

Морские ежи в настоящее время большей частью являются обитателями шельфа, но отдельные представители некоторых семейств спускаются до абиссальных глубин; такие же соотношения характеризовали, по-видимому, эту группу и в прошлом. Морские ежи очень стеногалинны. Скелет морских ежей во многих случаях очень четко отражает условия их обитания. Для глубоководных форм характерен тонкий полупрозрачный панцирь. Морские ежи, населяющие подвижную мелкую воду (в том числе обитатели тропических рифов), обычно обладают толстым панцирем с большими массивными иглами разнообразной формы.

Мшанки. Колониальные донные организмы с известковым или роговым скелетом, в большинстве морские, но в современной фауне известны и пресноводные. Обитают на различных глубинах и в разных температурных условиях, преимущественно в чистой воде. В современную эпоху большого породообразующего значения не имеют, но в геологическом прошлом были одними из важных рифостроящих организмов (мшанковые рифы перми Приуралья; неогеновые биогермы Керченского полуострова).

Плеченогие (брахиоподы). Исключительно морские,

донные, в большинстве своем прикрепляющиеся организмы. Личинки плеченогих ведут планктонный образ жизни, что обеспечивает им широкое горизонтальное распространение. Современные плеченогие (за исключением немногих родов, например *Lingula*) весьма стеногалинны. Около 70% их обитает на глубинах более 200 м. Однако во время расцвета этой группы — в палеозое — они в подавляющем большинстве (в том числе широко распространенные продуктиды, спирифериды и др.) были обитателями шельфа, вплоть до самых прибрежных условий, и, возможно, часть из них могла существовать и при несколько отклонявшейся солености и при недостатке кислорода. Некоторые брахиоподы были обитателями рифовой обстановки (*Richthofenia* и др.).

Моллюски. Многие моллюски являются породообразующими организмами. Представители разных классов существенно отличаются по условиям обитания.

Двустворчатые (пластинчатожаберные, или пелециподы) обитают как в морях, так и в пресной воде. Большая часть современных двустворок принадлежит к сидячему или подвижному бентосу и населяет в основном шельф, причем для литоральной его части особенно характерны глубоко зарывающиеся в грунт формы, а для скалистой литорали — моллюски-камнеточцы.

Некоторые отряды и семейства двустворчатых моллюсков стеногалинны, представители других могут жить при сильных колебаниях солености. В опресненных морских бассейнах двустворки являются одной из наиболее важных групп. Остатки их раковин часто составляют значительную часть карбонатных осадков. Прирастающие двустворчатые моллюски (рудисты) в мезозое строили биогермы.

Брюхоногие моллюски (гастроподы), как и пластинчатожаберные, — характерные обитатели неритовой и литоральной зон. Большая часть их относится к подвижному бентосу, но одна группа — крылоногие (*Pteropoda*) — ведут планктонный образ жизни, и остатки их составляют существенную часть некоторых пелагических осадков (птероподовый ил). Некоторые брюхоногие живут на суше и в пресных водах. Большинство морских гастропод — стеногалинны, но некоторые являются типичными обитателями солоноватоводных бассейнов и эстуариев.

Как у пластинчатожаберных, так и брюхоногих моллюсков характер раковины обычно довольно определенно указывает на условия обитания. Толстые, массивные раковины, иногда с богатой скульптурой, характерны для форм, обитающих в теплой, мелкой, сильно подвижной воде. Наоборот, обитатели больших глубин или тихих защищенных бухт имеют обычно тонкую, нежную раковину.

Головоногие моллюски (цефалоподы) как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом были обитателями морей

нормальной солености и нахождение их остатков — обычно надежный показатель морских условий. Образ жизни весьма разнообразен. Современный представитель наружнораковинных головоногих — наutilus ведет придонный образ жизни в теплом море на глубинах около 100 м, но после смерти животного раковина его, наполняясь газами, поднимается к поверхности и плавает, попадая в самые разнообразные осадки. Возможно, что это было свойственно и многим вымершим головоногим. В ряде случаев скопления их раковин могут указывать на прохождение течений, особенно при закономерном ориентированном захоронении удлиненных раковин.

В девоне и карбоне остатки головоногих встречаются преимущественно в отложениях открытого моря, но в триасе некоторые, видимо, жили в избыточно соленых водах; большая часть мезозойских аммоноидей обитала на шельфе, но некоторые роды преимущественно характеризуют батимальную зону.

Белемниты вели свободноплавающий образ жизни, но, по-видимому, лишь в морях нормальной солености; их остатки встречаются в самых разнообразных морских отложениях.

Членистоногие — чрезвычайно разнообразная группа, представители которой живут в самых различных условиях. Среди обитателей морской среды в первую очередь важно упомянуть *ракообразных* и *трилобитов*. Трилобиты — вымершие палеозойские членистоногие — вели в основном донный образ жизни (подвижный бентос) и населяли неритовую и верхнюю часть батимальной зоны морей нормальной солености. Из ракообразных отметим прирастающих усонюгих — баланусов, живущих в зоне прибоя в морях различной солености, и зарывающихся десятиногих раков — характерных обитателей литорали и самой верхней части неритовой зоны, а также остракод.

Многие остракоды хорошо приспособлены к колебаниям солености (как к опреснению, так и к осолонению) и нередко чрезвычайно многочисленны в тех условиях, где большинство других морских организмов не могут существовать.

Позвоночные. Из позвоночных только рыбы ведут исключительно водный образ жизни. Часть рыб обитает только в пресных водах, другие, как известно, способны переносить колебания солености и мигрируют из моря в реки и обратно. Большинство морских рыб ведет нектонный образ жизни и после гибели их остатки попадают в отложения, образовавшиеся на разной глубине. Многие группы рыб характерны именно для морской обстановки. Таковы, например, акулы, зубы которых встречаются иногда в ископаемом состоянии в массовом количестве.

Представители других классов позвоночных — преимущественно обитатели суши и пресных вод, и их остатки характерны для континентальных отложений. Однако некоторые мезозойские рептилии (ихтиозавры, плезиозавры и др.) были чисто мор-

скими животными, так же как современные и кайнозойские морские змеи и морские черепахи. В современных морях, как известно, обитают различные китообразные и ластоногие млекопитающие; их остатки известны и в морских кайнозойских отложениях.

ГЛАВА XVI

ЛИТОРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Граница между сушей и морем носит название береговой линии. Береговая линия весьма неустойчива. Она меняется с изменением уровня моря. Часть суши, примыкающая к береговой линии, испытывающая влияние водоема, называется побережьем. Часть побережья, находящаяся под непосредственным влиянием гидродинамики водоема, называется берегом. В береговой зоне моря происходят разнообразные и сложные процессы размыва и накопления. В зависимости от конкретных условий волны формируют здесь то пологий пляж, иногда с береговыми валами, то береговой обрыв — клиф, то изрезанный бухтовый берег и т. д.

Источником осадков частью служит море, выбрасывающее материал на берег, частью же суша, поставляющая его реками и ручьями, дождевыми водами, ветром. Способы отложения всего этого материала также разнообразны — береговые течения разносят осадки вдоль берега, а волны выбрасывают его на сушу, ветер формирует береговые дюны, оползни и обвалы образуют несортированные брекчии, дождевые воды создают на берегу делювиальный шлейф и т. д. В нашей стране изучением динамики морских берегов занимаются В. П. Зенкович, В. В. Лонгинов, О. К. Леонтьев и др.

Прибрежную мелководную часть моря называют литоральной областью. Следует иметь в виду, что термин «литораль» употребляют в разном смысле. Так, литоралью иногда называют зону, где сказываются приливные и отливные изменения уровня моря. В таком понимании в морях, практически лишенных приливов (в Черном, Каспийском), литоральной зоны нет. Иногда всю шельфовую зону называют «литоралью». Обычно литоралью считают прибрежную область, где сильно действует волнение, могут быть приливы и отливы (не обязательно!), а также особенно много света, тепла, воздуха и питательных веществ. Поэтому в литоральной области жизнь исключительно богата. Именно в таком широком смысле и будет дальше использоваться термин «литоральная область». При более подробном исследовании в литоральной области выделяют ряд более дробных зон (рис. 33). Выше уровня, которого вода достигает во время прилива, выделяют супралитораль. На нее попадают набегающие волны, брызги и морская вода при нагонных ветрах. Здесь находится и пляж. Тут поселяются организмы, которые могут подол-

гу оставаться без морской воды, хорошо переносят колебания температуры, а также периодическое действие пресной дождевой воды.

Собственно «литораль» — это та зона, которая регулярно заливается морской водой при приливе и осушается во время отлива. В литературе ее иногда называют «приливо-отливной зоной» (intertidal). При высоте приливов свыше 10 м и на пологих берегах эта зона может иметь значительную (до нескольких километров) ширину. В морях, лишенных приливов, собственно



Рис. 33. Разделение литоральной области на зоны

литораль располагается у самого уреза воды и имеет небольшую ширину. В этой зоне волны расходуют основную часть своей энергии. Здесь находится подводное продолжение пляжа. Часто подводную (литоральную) и надводную (супралиторальную) части пляжа объединяют под названием берегового склона.

Нижняя граница литоральной области весьма не определена. Некоторые исследователи выделяют зону от нижней границы отлива до внешнего края шельфа и называют ее *сублиторалью*. Другие принимают за нижнюю границу литорали глубину, где кончается взмучивающая осадки работа волн. Но глубина эта сильно меняется не только в разных морях, но и на разных участках одного моря в зависимости от степени защищенности берега от волн. Обычно это глубина от нескольких метров до 10—30 м. Эту зону иногда называют зоной взмучивания. Глубже расположена область с более спокойными условиями накопления осадков — *неритовая область*.

Для собственно литоральной и сублиторальной зон, а также для верхней части неритовой области характерен богатый растительный мир. Поэтому эту часть шельфа иногда выделяют под названием *фиталь*.

Осадки литоральной области обладают рядом характерных черт. Они очень изменчивы. В мелком море около берега редко бывают одинаковые осадки на значительной площади: песок быстро меняется по крупности, в нем появляются отдельные гальки, быстро переходящие в скопления галечников, на дне тихих бухт и заливов накапливаются тонкие илы, тут же рядом на дне по-

селяется обильная фауна моллюсков или все дно занято сплошными зарослями водных растений и т. д.

Изменчивость осадков является естественным следствием непостоянного гидродинамического режима на дне. После каждого сильного волнения их характер в данном месте может измениться.

Одной из особенностей литоральной области является также сложность рельефа дна. Причина этого опять-таки простая и заключается в большой гидродинамической активности. Здесь бок о бок могут существовать эрозийные и аккумулятивные формы. К числу первых принадлежат абразионные поверхности. Если эти поверхности пологие или горизонтальные, то их называют *бенчем*, если обрывистые, то *клифом*. Пологие абразионные поверхности представляют участки дна, где постоянное волнение и сильные течения сметают осадки и обнажают скальный грунт. На них могут поселяться всевозможные сверлильщики, прирастающие и присасывающиеся формы животных и растений. В ископаемом состоянии такие поверхности представляют неровные, покрытые буграми и впадинами поверхности местных «внутриформационных» перерывов, или «диаstem». Они известны в литературе под названием *твердый грунт* (hard ground). Такой твердый грунт встречается не только в литоральной области, но и глубже, где донные течения препятствуют накоплению осадка. Но характер поселяющихся на нем организмов на глубине совсем иной, чем на мелководье.

К числу характерных аккумулятивных форм рельефа дна в литоральной зоне принадлежат подводные валы и гряды. Они обычно расположены более или менее параллельно берегу и почти доходят до поверхности моря или находятся на глубине 15—20 м. Высота их меняется от нескольких десятков сантиметров до 6—8 м. Иногда они расположены под острым углом и даже перпендикулярно к береговой линии. Сложены подводные валы различными по механическому составу осадками, главным образом разными по крупности песками и галечниками. Образование их связано с действием волн, но механизм их развития представляет один из спорных вопросов геоморфологии. Внутренняя текстура осадков, слагающих подводные валы, изучена плохо. Можно предполагать, что для них характерна косая слоистость, поскольку формирующие эти валы осадки накапливаются в подвижной воде. Очень может быть, что описанная для многих ископаемых литоральных отложений перекрестная косая слоистость и является слоистостью подводных валов.

По мере роста подводный вал может выходить гребнем на поверхность и в таком случае превращается в надводную аккумулятивную форму — *бар*. Бары, отделяя часть моря от берега, образуют лагуны. Ширина зоны, занятой подводными валами, сильно меняется в зависимости от уклона дна. У отлогих берегов

они могут располагаться на расстоянии в несколько километров от берега.

К особенностям литоральной зоны относится и исключительное ее богатство жизнью. На литорали очень много растений; но уже на глубине больше 10—15 м количество растительности на морском дне сильно уменьшается (табл. 4).

Таблица 4

**Изменение количества и состава водорослей с глубиной
в Балтийском море
(по Л. А. Зенкевичу, 1963)**

Глубина, м	Число видов водорослей			
	красных	бурых	зеленых	синезеленых
0÷2	4	11	39	15
2÷4	14	14	16	5
4÷8	18	15	10	2
8÷12	11	9	3	—
12÷18	9	6	2	—
18÷25	7	5	—	—

В прибрежных частях моря на глубине 1—3 м имеют большое, иногда преобладающее значение высшие цветковые растения: zostера, филлоспидикс, руппия и др. На больших глубинах особенного обилия достигают бурые водоросли, давая иногда массу в несколько десятков килограммов на 1 м² дна. Обычны здесь и зеленые водоросли, особенно ульва («морской салат») и кладофора; встречаются и багряные (красные) водоросли. Очень характерны для этой зоны и известковые водоросли. Такое обилие растений наряду с другими благоприятными факторами обеспечивает исключительное богатство литорали жизнью. Характер поселяющихся здесь организмов тесно связан с характером грунта — на каменистом дне поселяется иной комплекс организмов, чем на мягком глинистом иле. Тем не менее общее количество различных двустворчатых моллюсков, червей-пескожилов и других организмов бывает на литорали чрезвычайно велико, иногда доходит до миллиона экземпляров на 1 м² поверхности дна и по живому весу — до 70—80 кг/м².

Встречающаяся на литорали морей с приливами фауна и флора может быть разделена на несколько групп: 1) типичные обитатели литорали: баланусы, гастроподы, некоторые водоросли; 2) морские организмы, попавшие сюда случайно во время прилива и погибшие при отливе; это представители морского планктона и нектона (медузы, гребневики, некоторые рыбы и др.) и ряд форм бентоса (иглокожие и др.); 3) наземные организмы — насекомые, птицы, грызуны и другие, устремляющиеся на

литораль в отлив, чтобы полакомиться морскими животными и растениями. Часть из них, захваченная приливом, гибнет, оставляя здесь свои скелетные остатки. Ветром, дождем, а также впадающими в море речками и ручьями заносятся на литораль и остатки наземных растений.

Несколько замечаний о «пространстве возможного накопления осадков». Известно, что колебательное движение, вызванное волнами, перемещает частицы осадка на дне. Максимальная глубина, до которой проникают волновые колебания воды, называется *«базисом действия волн»*. Существует мнение, что устойчивое накопление осадков возможно только ниже базиса действия волн (Белоусов, 1962). Это ошибочное мнение, к сожалению, неоднократно повторяется в разных работах, поэтому необходимо на нем остановиться.

Волны перераспределяют и сортируют осадки. Но это не означает, что выше границы распространения действия волн не может происходить устойчивого накопления осадков.

Наблюдения показывают, что на шельфе, в литоральной области в частности, скорость поступления осадочного материала (вынос его с суши и продукты деятельности организмов) часто настолько велика, что волны не успевают весь этот осадок переработать. Поэтому там происходит интенсивное накопление осадков, они переходят в ископаемое состояние и слагают мощные толщи в геологических разрезах. Таким образом пространство возможного накопления осадков существует не только ниже базиса действия волн, но и выше его. Это пространство начинается от поверхности моря и распространяется до его дна.

Отложения пляжа, береговые валы. Пляж представляет скопление обломочного материала в зоне действия прибоя и является одним из самых характерных элементов береговой зоны. Именно на пляже идет накопление основной массы осадочного материала, выбрасываемого морем на сушу.

Верхняя граница пляжа определяется пределом заплеска наиболее крупных штормовых волн. Средний уровень моря разделяет пляж на подводную и надводную части, теснейшим образом связанные друг с другом как в морфологическом отношении, так и по составу и происхождению осадочного материала. Надводный пляж отвечает супралиторали, а подводная его часть — средней зоне литорали.

Крутизна склона пляжа непосредственно связана с характером слагающего его материала — чем он крупнее, тем склон круче. Крутизна склона, покрытого гальками, может достигать 30° и близка к наибольшему углу естественного откоса. Крутизна склона определяет возможность образования на пляже косой слоистости с соответствующим углом наклона косых серий. На влажном песке, впрочем, могут встречаться даже отвесные уступы. С другой стороны, нередко распространены и очень по-

логие песчаные пляжи, на которых, следовательно, будут образовываться почти горизонтальные слои.

Близкая к горизонтальной слоистость оказывается весьма обычной и для осадков, слагающих береговые валы. Береговые валы формируются избегающими на берег волнами, причем волна может образовать наверху вала почти горизонтальную поверхность, на которой и накапливается осадок. Но в других случаях береговые валы могут иметь наклонные поверхности; при этом отлагающиеся на них осадки также будут обладать косой слоистостью.

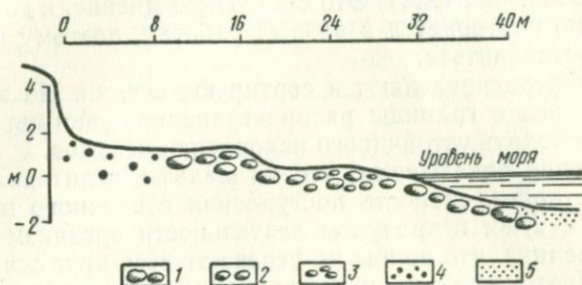


Рис. 34. Поперечный разрез через пляж на одном из участков побережья Черного моря около г. Батуми: 1 — крупные гальки и мелкие валуны; 2 — крупные и средние гальки; 3 — мелкие и средние гальки; 4 — крупный и грубый песок; 5 — мелкий и средний песок

Сложены пляжи самым разнообразным материалом — от крупных глыб до тонкого песка. Такие осадки могут быстро сменять друг друга. Особенно сильна изменчивость в направлении, перпендикулярном к береговой линии. На черноморском побережье Кавказа, например, где пляж сложен исключительно обломочными осадками, нередко на расстоянии нескольких десятков метров поперек к берегу можно встретить всю гамму обломочных накоплений: от валунов и крупных галечников до мелкозернистых песков. На рис. 34 показан схематический разрез через такой пляж для летнего режима волнений. В надводной его части видны уступы, сложенные материалом разной крупности, отвечающие местам заплеска волн различной силы. Крупный галечник, смешанный с мелкими валунами, соответствует месту, где разбивались самые крупные волны. Глубже располагается относительно широкая полоса мелкозернистых песков (на разрезе показан только самый прибрежный край).

Пляжные осадки состоят либо из материала, выброшенного морем, например обломков раковин, или из материала, вынесенного с суши и переработанного волнами, либо, наконец, из смеси

того и другого. На кавказских берегах Черного моря пляж иногда целиком состоит из галечников — продуктов разрушения соседних гор. На берегах Каспийского моря пляж местами весь сложен скоплениями битых раковин. На берегах Красного моря пляж иногда состоит из известковых оолитов химического происхождения, выброшенных на берег. На берегу залива Кара-Богаз-Гол описаны пляжи, сложенные скоплениями кристаллов гипса и мирабилита (Дзенс-Литовский, 1956) и т. д.

Волна, взбегающая на пляж, сортирует выносимый ею материал. При этом крупные частицы отлагаются на участках с крутым уклоном, а мелкие — на пологих участках. Как указывает О. К. Леонтьев (1961), на гребне береговых валов и непосредственно под ним обычно также накапливаются крупные обломки — гальки и гравий, заброшенные крупными волнами и недостижимые для мелких волн. При такой сортировке материал разделяется по удельному весу.

В результате могут появиться на пляже зоны, обогащенные тяжелыми минералами. К таким зонам бывают приурочены россыпные месторождения.

На механический состав осадка и степень его сортированности влияет много местных причин. Например, обычно в пляжных осадках очень мало глинистых частиц. Они вымываются волнами. Однако иногда содержание мелких частиц значительно возрастает. Так, на черноморском побережье Кавказа пляжные пески содержат нередко довольно много глинистых частиц, выносимых речками, стекающими с гор. После каждого сильного волнения море здесь на значительном расстоянии от берега становится мутным. На других побережьях, где нет приноса глинистого материала, пески оказываются чистыми и море даже в сильную волну остается прозрачным. Наблюдаются и такие случаи, когда берег оказывается на большом протяжении сложенным очень тонким алевроитово-глинистым осадком (ваттовые берега).

Слоистость пляжных отложений может быть разнообразной. Американский исследователь В. Томпсон (Thompson, 1937), изучая пляж калифорнийского берега Тихого океана, сложенного в основном песками и гравием, пришел к выводу, что здесь преобладает горизонтальная или пологая косая клиновидная слоистость. Он приводит следующие углы наклона слоистости осадков на пляже:

Углы наклона слоёв, град.	Частота встречаемости, %
0—3	48
4—7	34
8—11	11
12—15	4
16 и более	3

Встречается в отложениях пляжа и почти горизонтальная и полого-линзовидная слоистость; она наблюдалась, например, В. П. Зенковичем на побережье Камчатки и В. Г. Ульстом на берегах Рижского залива.

В отложениях пляжа встречаются самые разнообразные органические остатки. Они представлены формами, живущими в литоральной зоне моря и выброшенными на берег. Формы эти образуют посмертные скопления (танатоценозы). Степень сохранности раковин может быть разной: от почти целых створок (даже иногда сохраняются обе створки вместе) до мелкого и окатанного раковинного детрита. Могут встречаться остатки пляжных организмов, живших здесь и захороненных в прижизненном положении. На пляж попадают и засыпаются песком остатки наземных растений — стебли, ветки, куски древесины, а также остатки животных суши, в частности наземных позвоночных.

На песчано-галечных пляжах редко попадают целые раковины морских организмов: выброшенные на берег, они легко истираются перекатывающимися гальками. Поэтому в песке, заполняющем промежутки между гальками, может быть много мелкоистертого раковинного детрита. Впрочем и здесь, как обычно в зоне пляжа, происходят быстрые изменения в характере осадков, и следовательно, в степени сохранности раковин. Например, уже в мелкозернистом песке, накопившемся ниже зоны прибоя, наряду с мелким раковинным детритом попадают и целые раковины.

Степень сохранности раковин, выброшенных волнами на пляж, иногда прямо связана с условиями жизни соответствующих организмов. Так, на песчаном пляже Черного моря около г. Одессы в зоне прибоя вместе с водяными растениями попадает много раковин моллюсков, в том числе довольно толстые раковины устрицы *Ostrea edulis taurica*, а также тонкие раковинки *Tellina tenuis*. При этом лучше всего сохраняются раковины *Tellina*, от которых можно найти обе створки вместе. Более массивные раковины *Ostrea* большей частью окатаны, и обе створки вместе попадают редко. Причина такой разницы состоит в разной глубине обитания этих организмов. *Tellina tenuis* несмотря на ее тонкую раковину, живет на глубине нескольких метров. Поэтому ее раковины, вымытые волнами, проделывают небольшой путь до пляжа. *Ostrea edulis taurica* живет на большей глубине, и раковины отмерших форм проделывают более далекий путь, прежде чем попасть на пляж.

На поверхности пляжа образуются и некоторые характерные текстуры. К числу наиболее обычных принадлежат волноприбойные знаки, борозды от стекания воды, а также отпечатки лап птиц и других наземных позвоночных, следы ползания червей и моллюсков, остатки норок зарывающихся организмов и т. д.

Каменистый бенч и даже отдельные гальки на нем иногда бывают густо иссверлены камнеточками, в том числе моллюсками — литофагами, фолодами и др.

Отложения у основания берегового уступа (клифа). пляж является характерным, но не обязательным элементом морского побережья. Иногда берег круто обрывается к морю, образуя вертикальный уступ, или клиф. В этом случае накопление осадков происходит главным образом у основания клифа, состоят они из обломков пород, слагающих уступ. В зависимости от того, окатаны обломки или нет, а также в зависимости от их размера наблюдаются скопления глыб, щебня или дресвы, валунов, галек и гравия.

Если клиф сложен, как это часто бывает, более древними породами прибрежно-морского происхождения, близкими по составу современным осадкам, то и обломки окажутся очень сходными с осадками, накапливающимися тут же рядом. Именно таково, вероятно, происхождение некоторых «внутриформационных брекчий», встречающихся среди мелководных и прибрежно-морских ископаемых толщ и представляющих линзы брекчий, причем обломки имеют тот же состав, что и вмещающие их породы.

Следует иметь в виду, что сходные брекчии могут получиться и в результате подводных оползней и тектонических движений. Но оползневые брекчии обычно сопровождаются нарушениями текстуры осадков — пloyчатостью и мелкими складками. Выше и ниже по разрезу нарушенные слои сменяются нормально залегающими. Тектонические брекчии приурочены обычно к линейно вытянутым зонам разрывов. Эти зоны сопровождаются дроблением пород, зеркалами скольжения и трещиноватостью; эти особенности зон разрывов обычно легко распознаются в обнажениях и горных выработках и даже в керне буровых скважин.

Из органических остатков в осадочных брекчиях у основания клифа могут попадаться обломки створок толстостенных раковин, куски панцирей крабов или остатки сверлильщиков и крепко прирастающих организмов (панцири баланусов).

Осадки в областях сильных волнений. Для участков литорали, не защищенных от океанских волн, характерно преобладание крупнообломочных осадков — песков, галечников, скоплений валунов. Иногда осадки не образуются и выступает скальный грунт. Если берег обрывистый и размывается, то из продуктов его разрушения на дне формируются брекчии и обвальные накопления. Подобного рода образования можно встретить во многих местах крымского и кавказского побережья Черного моря. Для этой же зоны характерны подводные валы, отмеченные выше. При повышении уровня моря валы покрываются более тонкими и более глубоководными осадками и могут перейти в ископаемое состояние (рис. 35). На разрезе видно сложное пере-

плетение литоральных образований с более глубоководными — неритовыми отложениями. В настоящее время эти отложения находятся на глубине 10—40 м, первичная глубина, на которой происходило накопление осадков, была меньше.

В зоне прибоя на литорали часто находятся скопления валунов, обросших бурыми водорослями (*Fucus* и др.). Под их покровом живет защищенная от высыхания при отливах и от ночного холода богатая фауна — моллюски (мидии, литторины), черви, ракообразные (баланусы), губки и др. Иногда время от-

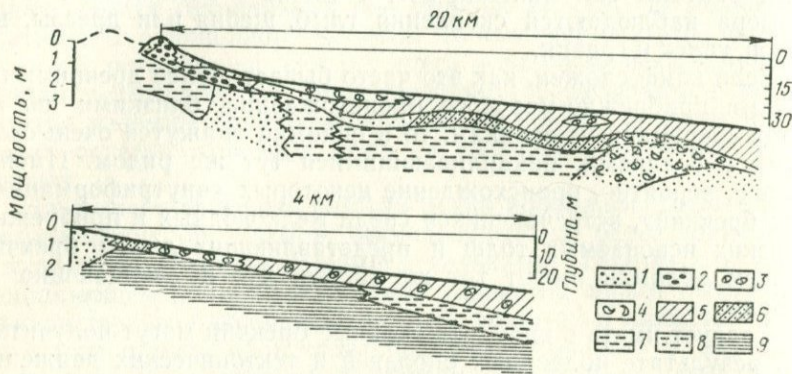


Рис. 35. Разрезы толщи прибрежных отложений в Анапском районе Черного моря (по Е. Н. Невескому, 1967):

1 — песок; 2 — гравий и галька; 3 — ракуша; 4 — ракушечный детрит; 5 — морские илы; 6 — морские илы, песчаные; 7 — лагунные и лиманные илы; 8 — лагунные и лиманные илы, песчаные; 9 — коренные глины

лива переживает здесь и хищная морская звезда, привлеченная сюда обилием мидий. На песчаных участках литорали на поверхности песка фауны иногда мало, но ее много внутри песка. В песчаных отложениях селится червь-пескожил, в глубоких норках живет двусторчатый моллюск *Mya*. Особенно высоко поднимается на литорали баланус и селится даже в верхней части супралиторали. Время отлива он переживает, плотно закрыв отверстие своего домика. Здесь же живут и наземные растения и животные. Образуется таким образом своеобразное сочетание наземного и морского населения.

Для участков литорали, подверженных сильному волнению, в теплых морях очень характерны огромные поселения устриц, а в тропических морях — кораллов и водорослей, строящих рифы. Последние настолько важны с геологической точки зрения, что им посвящена особая глава.

Осадки участков, защищенных от волн. На участках литорали, где не бывает сильного волнения, характер отложений существенно меняется. Осадки здесь преимущественно тонкозер-

нистые — алевроитовые и глинистые. Иной здесь и органический мир.

Нередко в бухтах и заливах вся приливо-отливная зона занята песчано-глинистыми илами (например, во многих бухтах и заливах наших дальневосточных и северных морей). Иногда обширные площади в самом мелком море оказываются заняты илистыми грунтами. Например, в Азовском море глинистые осадки занимают не только центральную его часть (с глубинами 10—13 м), но подходят непосредственно к береговой зоне с глубинами 2—3 м, хотя волновые движения у дна там достаточно интенсивны. Объясняется это тем, что глинистые выносы рек Дона и Кубани не успевают выноситься из моря через узкий Керченский пролив и постепенно заполняют всю котловину моря.

Во многих районах Желтого моря весь морской берег как в подводной, так и в надводной частях сложен глинисто-алевритовыми осадками. Вызвано это тем, что основной источник осадков — продукты размыва тонких лёссовых пород. Этот материал, как указывает В. П. Зенкович (1962), взмучивается волнами и переносится береговыми течениями громадными массами, образуя своеобразные потоки илистых наносов.

Большую группу населения литорали составляют специфические обитатели, находящие здесь наилучшие условия для существования и встречающиеся в наибольшем количестве. Это в первую очередь двустворчатые и брюхоногие моллюски, усоногие раки, различные черви, некоторые актинии, некоторые мшанки и др. Из них сравнительно небольшое число видов остается на литорали во время отлива на открытом воздухе. Большинство организмов либо одето раковиной, плотно закрывающейся во время отлива, либо они зарываются во влажный грунт, где и переживают неблагоприятное время.

Ваттовые берега. Своеобразный тип литорали представляют ватты. Это обширные, почти плоские пространства морского дна, обнажающиеся во время отлива. Для их развития нужны приливы значительной амплитуды, а также коренные берега, сложенные мягкими породами, дающими много осадочного материала. Последний и образует плоскую поверхность морского дна. Ватты известны на берегах Северного моря, а в СССР хорошим примером служат берега Мезенского залива Белого моря, изученные В. П. Зенковичем (1941).

Ширина ваттов достигает нескольких километров. Сложены они разнообразными осадками, обнаруживающими определенную зональность при движении от берега в сторону моря. Так, на ваттах Мезенского залива к зоне пляжа примыкает зона подвижных песков шириной до 100 м и больше. Дальше располагается зона размыва, где дно сложено подстилающими коренными породами — глинами четвертичного возраста. На всей этой

полосе шириной в несколько сот метров разбросаны крупные и мелкие валуны и гальки, вымытые из подстилающих глин. В плоских понижениях местами наблюдаются илистые и песчаные осадки очень небольшой мощности.

Еще дальше располагается очень широкая аккумулятивная зона. Она протягивается от нижнего края зоны размыва до уровня самых низких отливов и уходит еще глубже. В верхней ее части преобладают тонкие илистые пески, дальше от берега они становятся более тонкими и однородными, а затем снова грубеют и переходят в среднезернистые и даже крупнозернистые пески. Кое-где в осадках встречается большое количество мелких катунов из глины, размеры их меняются от нескольких до 20 см в диаметре. При перекачивании по поверхности ватта в них вдавливаются лежащие тут же отдельные гальки и щебень и катуны становятся похожими на обломки конгломератов. Бывает заметна слоистость, выраженная как сменой песка разной крупности, так и прослоями, обогащенными ракушками и торфянистым детритом. Толщина слоев часто всего 1—2 мм. Местами ватты почти целиком илистые.

Характерная особенность морфологии ваттового побережья — многочисленные желоба стока с крутыми стенками глубиной до 1 м и шириной до 10 м. Желоба ветвятся, образуя прихотливую сеть. По ним устремляется вода во время отлива.

Органический мир ваттов Северного моря довольно богат: это черви и крабы, иногда очень многочисленные. Они роют норы, в которых прячутся во время отлива. Перерабатывая осадки, они иногда полностью уничтожают слоистость. Здесь живут и моллюски — мидии, литторины и др. В ваттах Мезенского залива жизнь гораздо беднее. Попадают только мелкие черви и др. Поэтому здесь хорошо сохраняется тонкая слоистость ваттовых отложений.

Береговые дюны. Береговые дюны являются характерным элементом ландшафта многих морских побережий. Известны они в нашей стране, в частности на Балтийском побережье (Ульст, 1960). Осадки, слагавшие дюны, известны и в ископаемом состоянии.

Приморские дюны состоят главным образом из песка, представляющего перевеянный пляжный осадок. Поэтому состав песка дюн соответствует в общем пляжным пескам с тем отличием, что сортировка по механическому составу в них лучше, чем на пляже. Вообще из всего комплекса осадков побережья дюнные пески обладают наиболее совершенной сортировкой.

По составу пески дюн могут быть очень разнообразными: чистыми кварцевыми и полимиктовыми. Иногда встречаются пески, состоящие из известковых оолитов (например, на побережье Красного моря) или из хорошо окатанных обломочков морских раковин. В дюнах попадают остатки наземных растений. Ока-

танность зерен у дюнных песков лучше, чем у исходных осадков. Это вполне естественно, так как они испытали дополнительную обработку при перевевании. Наиболее характерной для прибрежных дюн слоистостью является, по-видимому, косоволнистая и клиновидная; обычно довольно пологая косая слоистость.

Вытянуты дюны большею частью вдоль направления господствующих ветров, но попадают косо и даже поперечно расположенные дюны.

Другие отложения на морском побережье. На морском побережье могут быть осадки кос и пересыпей, отделяющих море от залива или бухты. Литологически осадки кос и пересыпей очень близки к пляжным.

На побережье могут быть континентальные накопления (делювиальные, оползневые, речные и т. д.), генетически не связанные с морем и лишь территориально приуроченные к зоне побережья. Эти отложения, впрочем, могут приобретать и некоторые специфические черты. В них могут попадать остатки морских организмов и характерные морские минералы, особенно глауконит. Он может быть вымытым из более древних отложений, например из береговых террас, из древних береговых валов и т. д. и может быть занесенным из мелководной зоны моря, во время нагонных ветров при штормах, наземными организмами, например птицами и т. п.

Встречая элементы морского происхождения среди континентальных отложений, следует решить вопрос о том, каков их источник: образовались ли они при размыве более древних морских отложений или накопились у берега моря. Самым надежным путем решения этого вопроса является исследование соседних разрезов: если в них присутствуют морские члены, то естественно предположить, что и континентальные осадки образовались вблизи берега моря (рис. 36).

Иногда в прибрежных областях материал, выносимый с суши, может иметь морское происхождение. Так, по наблюдениям В. П. Зенковича, на восточном берегу Камчатки речки выносят в море пески, идентичные морским. Дело в том, что в нижнем течении реки, протекая среди болот, теряют в них собственный взвешенный и влекомый материал. У самого же устья, прорезая береговые валы, реки размывают слагающий их морской песок и выносят его обратно в море.

Геологические примеры литоральных отложений. Литоральные отложения широко распространены. В некоторых горизонтах палеогеновых отложений Ферганской впадины, изученных Р. Ф. Геккером с сотрудниками (1962), выделено до 10 типов литоральных отложений. В их число входят разнообразные породы: конгломераты, песчаники, глинистые породы, мергели и известняки. Литоральное происхождение всех этих пород устанавливается как по их литологическим признакам, так и по

свойственным им комплексам органических остатков, а особенно по парагенетическим связям друг с другом и с другими генетическими группами — континентальными и более глубоководными, неритовыми.

Среди верхнедевонских пород Кузнецкой котловины на юге Сибири Т. Н. Бельской (1960) в числе других выделен генетический тип красноцветных песчаников и алевролитов, обладающих рядом весьма характерных признаков. Их образование она связывает с зоной пляжа, кос и пересыпей.

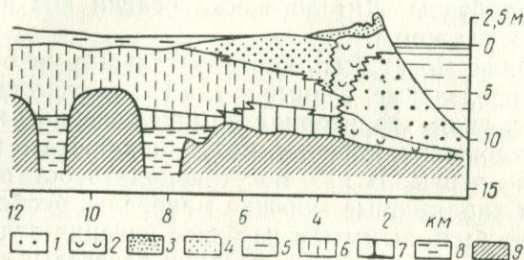


Рис. 36. Разрез через береговой бар Мексиканского залива (по Н. Fisk из В. П. Зенковича, 1962):

1 — донные песчаные отложения; 2 — пляжные отложения, современные и древние; 3 — дюны; 4 — золотые и делювиальные песчаные отложения; 5 — илы замкнутой лагуны, обсыхающей в отлив; 6 — отложения открытой лагуны; 7 — отложения открытой бухты или пролива; 8 — эстуарные отложения; 9 — коренные породы

Сходные генетические типы, но сформированные при значительно более влажном климате, выделяют исследователи в среднекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна (Жемчужников и др., 1960).

И. В. Хворова (1949, 1953) описала интересные известняковые песчаники среди каменноугольных пород Подмосковья, состоящие из хорошо окатанных и хорошо сортированных по крупности зерен микрозернистого кальцита и имеющие иногда ясно выраженную косую слоистость. Залегание этих пород линзовидное. В одном из карьеров удалось увидеть, что их форма представляет собой пологий холм, на склоне которого выклиниваются вышележащие слои. На основании этих и ряда других признаков Хворова сделала вывод, что рассматриваемые породы — прибрежные золотые дюны.

В ископаемом состоянии среди отложений разного геологического возраста описаны под названием «гладкого каменного морского дна» (Геккер, 1960) поверхности размыва литоральной области.

В ордовике Эстонии и Ленинградской области на некоторых уровнях известняков можно видеть совершенно гладкие, как бы отшлифованные поверхности. Но они «гладкие» только при самом беглом взгляде. Внимательное рассмотрение позволяет обнаружить на них очень характерные неровности. Это различные углубления — следы сверлящих и роющих животных, в частности червя-камнеточца *Trypanites*, и выступы, представляющие следы различных прикрепляющихся организмов. Очень характерные круглые бугорки с ямкой в середине дают прикрепления морских лилий, иногда буквально усеивающие каменистый грунт. Сама поверхность не плоская, бугристая, что зависит от механической прочности известняка, слагающего в данном месте морское дно. Иногда на этой поверхности в изобилии встречаются остатки различных организмов.

Среди девонских отложений Главного девонского поля также известны многочисленные участки гладкого морского дна. На отполированной поверхности пластов известняков наблюдаются округлые выступы в тех местах, где абразии подвергались строматопоро-водорослевые желваки, более прочные, чем окружающий цемент, следы прикрепленных организмов — трубчатых кораллов, червей — спирорбисов и серпул, брахиопод, пелеципод и морских лилий. Все они сохранились на месте обитания, так как прочно были прикреплены к гладкому твердому морскому дну и затем захоронены вследствие изменившейся обстановки на дне водоема. На самом дне ясно видны (особенно на поперечном сколе породы) многочисленные следы отверстий, оставленных роющими организмами. Отверстия заполнены галечками, песком и раковинным детритом из вышележащего слоя.

Характерные поверхности каменного известкового дна отмечены в среднекаменноугольных отложениях окрестностей Москвы. Здесь на них налегают морские глины юрского возраста. Поверхность известняков бугристая, кавернозная, густо иссверленная моллюсками-камнеточцами. Условия их жизни были сходны, вероятно, с условиями жизни современных фолад.

В меловых отложениях Кызылкумов обнаружено каменное морское дно, образовавшееся в зоне прибоя. Идеальные условия обнаженности там позволили обнаружить древний морской береговой обрыв — клиф, сложенный гранитами. К его подножию, размывавшемуся прибоем, приросли меловые устрицы, а сложенная поверхность палеозойских пород, примыкающая к гранитному клифу (ископаемый бенч), покрыта многочисленными отверстиями — норками сверлящих организмов и засыпана песком с битыми раковинами устриц. Тут же можно увидеть и волноприбойные знаки, оставленные волной мелового моря. Замечательно, что знаки эти были выработаны не в мягком песчаном или илестом осадке, а на каменной поверхности известняков палеозойского возраста (Пяновская и Пятков, 1968).

В Горном Крыму каменистый грунт древней литорали был установлен исследованиями Цзинь Ди-юань (1963) в ряде горизонтов распространенных там известняков мелового возраста. Она выявила и разнообразные прибрежные морские отложения литорального типа, в том числе конгломераты. По ориентировке галек в конгломератах удалось даже приблизительно наметить положение береговой линии.

Полезные ископаемые в литоральных отложениях. Литоральные отложения богаты полезными ископаемыми. К числу их прежде всего относятся россыпи. Россыпи характерны для зоны особенно активного волнения (т. е. для литорали в узком смысле слова) — от уровня максимального прилива до уровня наибольшего отлива. Заходят они и на пляж. На глубинах в несколько метров россыпи исчезают. На больших глубинах россыпи могут оказаться в том случае, если произошло опускание берега и море затопило бывшие прибрежные осадки.

Такие случаи известны на побережье Черного моря (Щербаков, 1961).

В отложениях относительно спокойных участков литоральной области встречаются рудные месторождения алюминия, железа и, возможно, некоторых других металлов. Конгломератовые и некоторые из оолитовых железных руд мелового возраста Гарца в ГДР являются осадками именно литоральной области. Таковы же, вероятно, и некоторые разности неогеновых железных руд Керченского бассейна.

Бокситы, залегающие в некоторых месторождениях на размытой и закарстованной поверхности известняков, также, быть может, образовывались в защищенных от волнения участках литоральной зоны. Следует иметь в виду, что подобные месторождения генетически могут быть связаны и с соседними зонами мелкого моря, а также с лагунами. Осадки этих смежных зон часто весьма сходны и поэтому далеко не всегда удается провести между ними ясную границу. Определить точную глубину образования полезных ископаемых мелководной зоны вследствие указанных причин весьма трудно и часто приходится ограничиваться лишь приблизительными оценками.

Литоральные галечники и конгломераты, пески и песчаники, а также карбонатные породы биогенного происхождения используются как строительный материал. Разрабатывать такие месторождения нужно весьма осмотрительно. Дело в том, что пляж, особенно на опускающихся берегах, как, например, на черноморском побережье Кавказа, имеет и прямое хозяйственное значение. Принимая на себя удары волн, он предохраняет берег и все находящиеся на нем сооружения от разрушения. При неумеренной разработке пляжевых песков и галечников происходит усиленный размыв берега со всеми вредными последствиями.

Неритовой называют область, тянущуюся от глубины, где перестает сказываться волнение, до внешнего края шельфа. Она охватывает интервал глубин от нескольких десятков метров до 300—400 м; неритовая область очень неоднородна. Особенно сильно различаются ее верхняя и нижняя части.

В верхней части (до глубин 30—50 м) еще много света, а следовательно, присутствует растительность и весь сопутствующий ей животный мир. При шторме волнение здесь еще достигает дна.

В нижней части неритовой области, где глубины около 200 м и более (если внешний край шельфа проходит глубже), волнение практически совсем не доходит до дна, поэтому режим осадконакопления здесь гораздо спокойнее. Свет если и проникает, то в таком небольшом количестве, что растения там почти не живут. Нижняя часть неритовой области (и примыкающая к ней верхняя часть батинальной) приобретает черты, близкие в некоторых отношениях к абиссальной области. Поэтому зону глубин от 160—200 м до 350—400 м иногда выделяют под названием *псевдоабиссаль*.

В неритовой области может происходить даже сероводородное заражение воды. Это имеет место, например, в неритовой области Гвинейского залива, одной из самых богатых в биогенном отношении частей мирового океана (Гершанович, 1966). Содержание органического углерода в осадках Гвинейского залива достигает 5—6%. Если условия погоды и связанное с этим изменение режима местных течений тормозят океаническое Бенгельское течение, то это в свою очередь вызывает прекращение подъема глубинных вод и организмы, не находя достаточного количества питательных веществ, гибнут в массовом количестве. Это и вызывает сероводородное заражение.

Схема распределения осадков на шельфе. Согласно представлениям, давно уже вошедшим в геологический обиход, для шельфовой зоны характерно следующее распределение осадков: около берега накапливаются хорошо сортированные пески (ближе к берегу более крупные, дальше от берега — более мелкие), за которыми следуют алевритовые, а еще дальше глинистые осадки. Сортировка осадков ухудшается по мере удаления от берега в связи с ослаблением с глубиной сортирующей работы волн.

Однако такое распределение осадков может иметь место только на шельфе с идеально выработанным профилем равновесия. В природе это осуществляется очень редко. Фактическое распределение осадков на шельфе отклоняется от изложенной выше общей схемы. Например, давно уже были встречены гальки на морском дне на глубинах в 100 м и больше, т. е. там, где энергия волн далеко не достаточна для их передвижения. Ф. Шепард (1951) на ряде примеров показал, что ни с увеличением глубины,

ни с удалением от берега часто не происходит последовательного уменьшения среднего диаметра зерен осадка. Бывают случаи, когда довольно грубые осадки встречаются по внешнему, океанскому краю шельфа. Объясняют подобные явления более низким уровнем океана в конце плейстоцена и начале голоцена. Такие соотношения известны, в частности, для района дельты Миссисипи, на шельфе о. Тринидад, Венесуэлы, Западной Гвианы и в других местах. Глинистые осадки, содержащие меньше 5% песчаных частиц, располагаются в этих районах в средней части

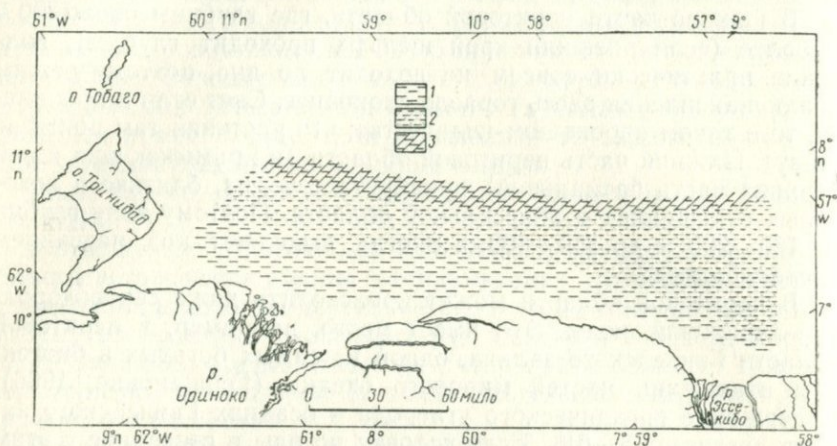


Рис. 37. Осадки на шельфе Атлантического океана в районе о. Тринидад (по D. Nota, 1957):

1 — глинистые осадки; 2 — песчано-глинистые осадки; 3 — известково-глинистые осадки

шельфа, а осадки с содержанием песка от 5 до 30% лежат по внешнему краю шельфа на глубинах 150—200 м и больше (рис. 37).

Весьма сложное распределение осадков характерно для шельфовой области Норвежского моря. На ней имеются большие поля грубых песков на глубинах около 200 м, а также много галек и угловатых обломков пород на глубинах, значительно превосходящих 200 м. В прибрежной области Норвежского моря во многих местах осадки вообще не отлагаются.

Приливные течения на шельфе иногда настолько сильны, что на больших пространствах дна современных осадков вообще нет и обнажается твердый грунт. Каменистое или галечное ложе на шельфе приходится на участки, где скорость течений у дна достигает 5—6 км/ч.

В Средиземном море к югу от берегов Франции распределение осадков на шельфе напоминает классическую схему. Терригенные глинистые илы распространены там на глубинах в сред-

нем 50 м и больше, а ближе к берегу располагаются терригенные или ракушечные пески, нередко покрытые подводными дугами — густыми зарослями водяных трав, задерживающих весь попадающий в них с суши материал. Но и там эта схема нарушается большим количеством мелких галек кварца и пород, встречающихся на глубинах от 70 до 100 м. В Марсельской бухте такие гальки покрыты отмершими организмами, жившими в литоральной зоне. Это дает основания считать, что происхождение галек связано с эпохой более низкого стояния моря во время оледенений. Современное осадконакопление оказалось недостаточным, чтобы захоронить эти гальки.

Неритовые осадки Баренцева моря. Баренцево море — типичный шельфовый водоем с соленостью 32—35‰. Оно хорошо изучено главным образом советскими исследователями. Расположение моря на севере накладывает на осадкообразование в нем особый отпечаток: в нем почти не формируется карбонатных илов, так характерных для шельфовой области теплых морей.

Баренцево море дает пример условности проведения нижней границы шельфа по изобате 200 м. Это море располагается целиком в пределах шельфа. По его краю, лежащему примерно к северу и западу от Шпицбергена, проходит отчетливый перегиб глубин от шельфа к материковому склону и глубоководной области. Перегиб этот приходится на глубины около 350—400 м. Средняя глубина моря 230 м, глубины больше 300 м составляют всего 17% от поверхности его дна. Рельеф дна в общих чертах спокойный. Известны пологие впадины с глубинами до 400 м и плоские возвышенности с глубинами 100—200 м. Кроме того, намечается два террасовых уступа — один на глубинах 180—220 м, а другой на глубине около 70 м. Эти уступы рассматривают как следы древней береговой линии. Рельеф дна выше нижнего уступа более расчленен. На нем заметны древние долины, в том числе долина р. Печоры.

Осадки Баренцева моря разнообразны. Происхождение их главным образом обломочное (Кленова, 1964). Устанавливается зависимость характера осадков от рельефа дна: на выступах накапливаются более крупные по механическому составу осадки, во впадинах более мелкие. Кроме того, более крупнозернистые осадки тяготеют к прибрежной зоне. Они встречаются здесь даже на значительной глубине. Так, у Нордкапа на глубине более 300 м есть крупные ракушечные пески с гравием.

Наиболее распространен *алевритовый ил* — алеврито-глинистый осадок коричневого и коричневатого-серого цвета, иногда зеленовато-серого и серого. В механическом составе ила преобладает алевритовый материал (60—80%), на втором месте стоят глинистые частицы (20—30%). На песчаные фракции приходится обычно от 5 до 20%. Распространен он в большей средней части моря на глубинах 100—300 м.

На глубинах более 300 м чаще встречаются осадки, называемые *илом* и *глинистым илом*. Они обычно также коричневого и коричневатого-серого цвета, отличаются более высоким содержанием глинистых частиц: в иле 40—45%, в глинистом иле — более 50%.

На подводных возвышенностях и в береговых зонах распространены песчаные и песчано-глинистые осадки. Местами довольно большие площади занимают скопления битых раковин с примесью терригенного материала. Красные известковые водоросли — литотамнии — образуют большие шары и целые глыбы ноздреватого известняка, известковые корки на поверхности грунта, иногда дают ветвистые формы, напоминающие коралловые постройки.

Пески и алевриты состоят главным образом из обломочков выветрелых пород, иногда они кварцевые. В районе Земли Франца-Иосифа, откуда поступают продукты выветривания базальтов, в песках и алевритах увеличивается содержание полевых шпатов и пироксенов. В общем преобладающая масса обломочных осадков имеет отчетливо полимиктовый состав. Глинистая фракция всех осадков представлена почти исключительно гидрослюдами.

Для Баренцева моря, как и для всех морей с нормальной соленостью, характерна разнообразная фауна и флора. С глубиной плотность населения сильно убывает, как это можно видеть из следующих цифр (Зенкевич, 1963).

Глубина, м	Биомасса, г/м ²
0—100	311
100—200	168
200—300	93
300—400	48

С глубиной сильно меняется и видовой состав организмов. Для неритовой области характерны водоросли, особенно красные известковые водоросли литотамнии; в массовом количестве они произрастают на глубинах до 80 м, а в виде единичных поселений встречаются и до 200 м. На глубинах около 60—70 м представлены разнообразные организмы: губки, гидроидные полипы, мшанки, плеченогие, иглокожие, ракообразные, моллюски, донные группы фораминифер. Состав их тесно связан с характером грунта. Особенно богаты населением алевритовые илы. На песчаных осадках жизнь беднее и особенно она бедна на крупнозернистом песке и гравии. Весьма бедная фауна на крупнодетритовых известковых осадках, распространенных на глубинах 20—30 м. На мелкодетритовых осадках, накапливающихся в зоне 50—140 м, фауна обильна и представлена полихетами, губками, мшанками, иглокожими и ракообразными. На глини-

стых осадках обитает главным образом роющая фауна: полихеты, моллюски и др. На глубинах до 400 м живут губки, плеченогие, глубинные иглокожие, моллюски, ракообразные. Фауна здесь еще весьма разнообразна.

Очень своеобразная и обильная фауна сопутствует ветвистым литотамниям, образующим на глубине 10—40 м на участках с сильной циркуляцией воды обширные заросли. Благодаря множеству известковых ветвей и пустот (подобно коралловым рифам) водоросли очень удобны для скопления специфической фауны, частью прячущейся в этих ветвях, а частью поселяющейся на их поверхности. По ним ползают многочисленные иглокожие, моллюски, ракообразные и представители других групп организмов.

Осадки на склонах гряды Курильских островов. Советскими литологами довольно подробно изучены осадки склонов Курильских островов от поверхности моря до океанического дна. Осадки глубин, соответствующих шельфу, особенно тесно связаны с осадками более глубоких зон моря. Поэтому раздельное описание их носило бы формальный характер и не соответствовало бы природным соотношениям. Причина этого заключается в исключительной сложности рельефа дна в области гряды и соответственно сложном распределении течений, которые в основном определяют механический состав осадков (между островами есть довольно глубокие проливы, в которых проходят сильные течения). Кроме того, имеет значение и своеобразный источник многих осадков — действующие вулканы.

По внешнему краю Курильской гряды, обращенному к Тихому океану, широко распространены обломочные осадки. Крупнозернистые и среднезернистые пески тянутся двумя полосами: одна расположена на глубинах 50—100 м, а другая на глубинах 200—400 м; в проливах между островами, где проходят сильные донные течения, пески опускаются до глубины 1000 м.

Мелкозернистые пески занимают почти всю океанскую часть островной отмели на глубинах 100—200 м, а иногда опускаются до глубин больше 1500 м. Мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы распространены ниже зоны песков — на глубинах до 2000 м.

Осадки состоят преимущественно из вулканического стекла, пироксенов, роговой обманки, оливина; в них много трудно определимых обломков пород. Интересно, что почти нет кварца и калиевых полевых шпатов, столь обычных в других осадках. Все это позволяет считать, что поставщиком осадков являются вулканические породы основного состава, слагающие острова Курильской гряды, а также современные извержения.

В осадках, особенно в относительно тонких глинисто-алевритовых илах, довольно много остатков диатомовых водорослей. Содержание аморфного кремнезема в них составляет 15—30%. В

небольшом количестве присутствуют обломки известковых раковин фораминифер, морских ежей, но общее количество извести в осадках не поднимается выше нескольких процентов.

Цвет песчаных осадков темно-серый с зеленоватым оттенком, алевроитовых и алевроитово-глинистых илов — серый и зеленоватосерый. Окисленный слой имеет мощность несколько сантиметров, ниже его цвет осадков становится более темным, появляются выделения гидротроилита и сероводород.

Неритовые осадки Средиземного моря. Средиземное море расположено в области теплого и субтропического климата. Южная часть его примыкает к области типично жаркого сухого климата. Климатическое разнообразие накладывает на осадки существенный отпечаток, и они сильно отличаются от неритовых осадков морей, омывающих берега Советского Союза.

В неритовой области Средиземного моря до глубины 50—100 м, а иногда и до 200 м широко распространены крупно- и среднезернистые пески, состоящие в основном из раковинного детрита с подчиненной примесью целых раковин. Осадкообразователями служат главным образом моллюски, а также водоросли (литотамнии), мшанки, морские ежи. Карбонатность осадков больше 50%.

В проливах с придонными течениями известковые пески опускаются до глубины 500—700 м, т. е. попадают в батинальную область. Высокая карбонатность песков обусловлена примесью обломков раковин.

Менее карбонатные пески (содержание извести 20—50%) оказываются обычно мелкозернистыми, иногда среднезернистыми. Они распространены на обширных площадях неритовой области до глубины 100—120 м. На больших глубинах такие пески лежат в руслах подводных каньонов, а иногда и вне их. Они встречаются до 2000 м глубины. Эти пески также содержат некоторое количество раковинного детрита, благодаря чему и являются известковыми. Пески, содержащие меньше 10% карбонатов, встречаются редко.

В верхней части неритовой области вдоль южного, африканского, побережья Средиземного моря широко распространены оолитовые и псевдооолитовые пески. Они хорошо сортированы, средне- и мелкозернистые. Содержание извести в них примерно 90%. Цвет — белый, иногда желтоватый. Центрами оолитов служат обычно минеральные зерна и мелкие обломочки раковин. Для песков характерна примесь раковинного материала, количество которого с глубиной увеличивается, и на глубинах около 50—60 м оолитовые пески часто переходят в сильно заиленные и плохо сортированные детритовые пески и алевроиты.

Ниже приводятся данные о распределении донных организмов в разных типах шельфовых осадков Средиземного моря (табл. 5).

**Биомасса (в %) основных групп донных организмов
в разных осадках Эгейского моря
(по Киселевой и Чухчину, 1964)**

Осадки \ Организмы	Черви	Ракооб- разные	Моллюски	Иглоко- жие	Другие группы
Песок	11	4	33	36	16
Литотаминиевые зарос- ли	23	7	35	7	28
Илистый песок	29	5	13	17	36
Песчаный ил	30	3	3	45	19
Ил	12	10	9	41	28

Как видно из данных таблицы, максимальное население характерно для илистых песков и песчаных илов, хотя разные группы организмов ведут себя в отношении грунта по-разному. Приуроченность максимального количества населения к песчано-глинистым грунтам объясняется тем, что здесь больше всего питательных веществ и наиболее благоприятен характер грунта для поселения. Чисто песчаные грунты — удобный субстрат для поселения, но содержат обычно меньше питательных веществ, а глинистые грунты весьма благоприятны в отношении питания, но менее удобны для поселения. Кроме того, глинистая взвесь засоряет жизненно важные органы.

Глауконитовые и фосфоритовые осадки. Глауконит и фосфорит часто встречаются в современных морях и в ископаемом состоянии совместно.

Оптимальными для образования глауконита являются средняя и нижняя части неритовой области. Вместе с тем глауконит нередко находят и в верхней части материкового склона, а изредка он спускается и до абиссальных глубин. Глауконитовый «зеленый ил» был еще в конце прошлого века выделен как баттальный осадок. Зеленая окраска глауконита выражена в разной степени. В одном и том же осадке может присутствовать как интенсивно зеленый, так и почти бесцветный глауконит.

Глауконит распространен в современных морях довольно широко и главным образом в окраинных частях океанов, где примешивается к мелкозернистым пескам, алевроитовым осадкам и фораминиферовым илам. В последних он часто заполняет внутренние полости фораминифер. Осадки, обогащенные глауконитом, встречаются у побережий Северной и Южной Америки, Австралии и Новой Зеландии, меньше его у берегов Европы и вдоль тихоокеанского побережья Азии. Данных о количественном распределении глауконита во всех этих местах мало и пока нельзя сделать вывода о климатических зонах, благоприятных для глауконитообразования. Встречается он и в тропических во-

дах, а в южном полушарии довольно близко подходит к области ледниковой седиментации.

Чаще всего фосфориты присутствуют в осадках в виде конкреций различной величины и формы. Чаще всего они имеют размер в поперечнике от 1 см до нескольких. Они могут почти сплошь покрывать морское дно. Иногда на дне лежат не современные фосфоритовые конкреции, а фосфоритовые гальки, возможно находящиеся там во вторичном залегании, т. е. вымытые из более древних (подстилающих?) осадков. Таковы, в частности, наиболее крупные из современных скопления фосфоритов на морском дне у южной оконечности Африки и у берегов Калифорнии.

Часто фосфоритовые конкреции сочетаются с глауконитовыми песками. Приурочены конкреции к глубинам от 100 до 1500 м, т. е. к нижней части шельфа и верхней части батинальной области. По поводу их происхождения существуют разные точки зрения. В настоящее время наибольшим признанием пользуется гипотеза А. В. Казакова (1939); он связывает образование фосфоритов с поднимающимися к поверхности моря восходящими глубинными течениями.

На основании имеющихся данных о распределении современных фосфоритов судить об их приуроченности к отдельным климатическим зонам преждевременно. Для этого необходимо получение более полных данных о содержании фосфора в различных типах современных океанских осадков.

Геологические примеры неритовых отложений. Пока нет возможности точно оценить относительное количество литоральных, неритовых и более глубоководных отложений в геологических разрезах прошлого. Но несомненно, что неритовые отложения распространены среди древних морских толщ широко. Рассмотрим несколько примеров ископаемых неритовых отложений.

Среди докембрийских рифейских отложений Сибирской платформы и Енисейского края широко распространены строматолитовые известняки и доломиты. Отдельные горизонты их нередко имеют мощность в десятки метров, а иногда достигают 200—300 м. Эти породы сложены карбонатом, выделенным из морской воды колонияльными одноклеточными синезелеными водорослями, которые образовывали массовые поселения на морском дне. В настоящее время существует довольно подробная морфологическая систематика этих образований и они используются для стратиграфической корреляции.

Поскольку для массового развития водорослей необходимо много света, очевидно, что эти отложения формировались не глубже верхней половины неритовой области. Некоторые из строматолитовых известняков имеют брекчиевидную структуру и образовались, вероятно, в литоральной зоне. Другие горизонты их хорошо выдержаны в горизонтальном направлении, не дают

брекчиевидных структур, и это позволяет считать, что они накопились ниже зоны интенсивной работы волн. Вероятно, это неритовые отложения, формировавшиеся на морском дне около 1 млрд. лет тому назад (абсолютный возраст определен по глаукониту).

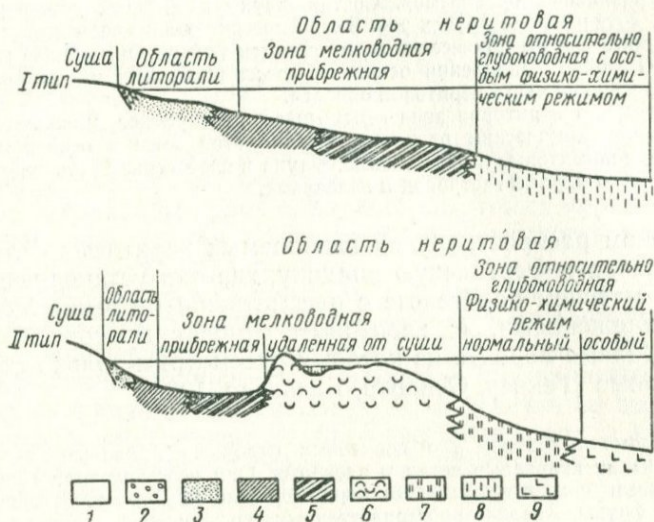


Рис. 38. Разрезы, показывающие распределение палеогеографических зон каменноугольного моря и осадков в нем (по Е. А. Ивановой, 1958):

1 — суша; 2 — галечники; 3 — пески и алевриты; 4 — глины; 5 — переслаивание терригенных и карбонатных осадков; 6 — органогенно-обломочные осадки; 7 — шламовые карбонатные осадки; 8 — хемогенные доломитовые осадки; 9 — хемогенные известковые осадки

Неритовые отложения встречаются в средне- и верхнекаменноугольных отложениях Русской платформы, в частности в Московской синеклизе (Хворова, 1953; Иванова, 1958, и др.). По относительной глубине и расстоянию от континента в этой реконструированной неритовой области выделены четыре зоны (рис. 38).

1. Зона прибрежного мелководья; она располагалась ниже сублиторальной зоны и была населена богатой фауной. Отложения представляют частое переслаивание терригенных и карбонатных осадков. Здесь удалось выделить четыре типа отложений, представляющих единый генетический ряд, в котором происходит постепенное уменьшение терригенных компонентов и увеличение карбонатной составляющей. Захоронение органических остатков очень разнообразно и тесно связано с типами осадков и условиями их накопления.

2. Вторая зона неритовой области рассматривается как удаленное от берега мелководье. Здесь господствуют разнообразные карбонатные осадки, терригенный материал сюда не попадал. Эта зона проявлялась различно.

Самым характерным элементом второй зоны были отмели открытого моря. Они были сложены главным образом органогенно-обломочными известковыми

илами, представленными теперь разнообразными детритовыми известняками. Временами в описываемой зоне появлялись невысокие биогермы, образованные зарослями известковых водорослей. Они достигают нескольких десятков сантиметров высоты.

3. Третья зона — относительно глубокого моря с нормальным физико-химическим режимом. Наиболее характерные осадки этой зоны — тонкозернистые, микрозернистые и шламовые известняки, состоящие из сильно перетертых остатков различных организмов. Состав фауны этой зоны довольно разнообразный, хотя и беднее других зон. Экологический анализ позволил установить, что некоторые формы принесены сюда донными течениями из более мелководных зон. Глубина накопления основной массы шламовых известняков 100—150 м. Это средняя часть неритовой области.

4. Четвертая неритовая зона — относительно глубокое море со специфическим физико-химическим режимом. Осадки этой зоны в основном микрозернистые, доломитовые и известковые. Фауна в известняках встречается редко и представлена ядрами гастропод и пелеципод.

Районом распространения ископаемых неритовых отложений можно назвать Ферганскую впадину, где они установлены в палеогене в тесном парагенезе с рассмотренными выше литоральными отложениями. К неритовым относят многочисленные и разнообразные породы, из которых рассмотрим только особенно характерные (Геккер, Осипова, Бельская, 1962).

Из обломочных пород для неритовых отложений довольно характерны мелкозернистые кварцевые пески и алевроиты. Они перемежаются с литоральными песками с многочисленными норами раков. Породы этого типа бедны остатками фауны. Анализ пространственных соотношений пород позволяет считать, что накопились они в области вытянутого подводного поднятия.

Другая характерная группа — песчано-алевритовые породы с глауконитом. Это преимущественно мелкозернистые пески и алевроиты; глауконит в них составляет 10—20%. Органические остатки представлены ядрами пелеципод; изредка можно видеть, что захоронены они в прижизненном положении.

Еще одним примером неритовых терригенных пород могут служить глинистые алевроиты и алевроитовые глины. В первых довольно много органических остатков — крупные и мелкие устрицы и другие пелециподы, гастроподы, иногда фораминиферы. Глинистые породы бедны остатками организмов. В них встречаются редкие фораминиферы и кости рыб.

Наиболее разнообразны и богаты неритовые породы известкового состава. В палеогене Ферганы их выделяется не менее десяти типов. Среди них известняки детритовые, оолитовые и псевдооолитовые, копрогенные, фораминиферовые, водорослевые, известняки-устричники и др. Распространены и терригенно-карбонатные осадки, в которых отсутствует грубый и плохо сортированный материал. Эта зона была густо заселена донными организмами, поэтому известковые осадки представлены преимущественно органогенными и органогенно-обломочными разностями. Глубины накопления этих осадков приблизительно от 5 до 70 м. Главным основанием для выбора этих цифр служит: 1) максимальная глубина поселения роящего рака *Callianassa*; 2) устрицы и миллиолы, характерные для рассматриваемых неритовых отложений, не опускаются глубже 50—60 м, так же, как и массовые поселения известковых водорослей.

Выделяется еще более глубоководная зона, для которой характерны тонко-отмученные глины монтмориллонитового состава, тонкие кремнистые глины и глинистые опоки с радиоляриями, а также глинистые мергели. Поскольку они тесно связаны с рассмотренными выше осадками верхней части неритовой области, их также можно считать неритовыми, но накопившимися в нижней части этой области на глубинах больше 60—70 м.

Полезные ископаемые неритовых отложений. Отложения неритовой области содержат рудные накопления железа и марганца. Железные руды, формирующиеся в неритовой области, принадлежат главным образом оолитовому, гидрогетит-шамозит-сидеритовому типу. Характерными представителями служат ордовикские руды Северного Уэльса в Англии, ряд месторождений во Франции и ФРГ, силурийские клинтонские руды США, часть плиоценовых руд района г. Керчи в Крыму. Вмещающие рудные тела породы разные, в них намечаются два литологических ряда: в одном железные руды начинаются в песчаных породах, протягиваются в алевроитовые и выклиниваются дальше от берега в зоне глинистых пород; второй ряд также начинается рудами, залегающими в песчаных породах, но затем они переходят в карбонатные вмещающие породы. Характерно, что по мере перехода руд из песчаной зоны в глинистую или известковую меняется и минеральный состав рудных тел.

Руды марганца также образуются в неритовых морских условиях. Среди них намечается два ряда — терригенный и карбонатный. Примерами первого служат Чиатурское и Никопольское месторождения, примером второго — Улутелякское месторождение на Урале. Марганцевые руды, в отличие от железных, почти никогда не встречаются среди песчаных пород, а залегают в более тонких глинистых осадках. Они сдвинуты по сравнению с железными рудами к внешней, океанской части неритовой области.

Чистые известняки органического происхождения, характерные для неритовой зоны, служат сырьем для получения флюса для металлургических заводов, для производства цемента, а прочие тонкозернистые известняки химического происхождения или мелкодетритовые иногда используются как строительный камень.

ГЛАВА XVIII

РИФОВЫЕ МАССИВЫ

Рифами обычно называют массивные тела с крутыми или вертикальными склонами, выступающие или почти выступающие над поверхностью моря. Они могут иметь разный состав и происхождение. Рифы, остов которых образован колониальными рифостроящими организмами, называются биогенными. Именно они и будут рассмотрены в этой главе. С биогенными рифами и близкими к ним образованиями связаны некоторые термины, требующие разъяснения. Ниже приводятся эти термины. Для их разъяснения использованы рекомендации третьей палеоэкологической сессии (1968).

Ископаемая органогенная постройка — геологическое тело, образованное остатками животных (главным образом колони-

альных) и растительных организмов, захороненных преимущественно в прижизненном положении. Такие постройки служат основой для биогенных рифов.

Биогенный риф — сложная органогенная постройка, состоящая из комплекса замещающих друг друга пород: массивных биогермных, органогенно-обломочных и хемогенных. Количественные соотношения этих пород меняются в широких пределах. Форма рифа — массив сложного строения; мощность ископаемого рифа обычно значительно превосходит мощность окружающих синхронных слоев. В современном рельефе ископаемые рифы обычно дают положительные формы. Палеогеографически ископаемый риф был волноломом, т. е. образовывал холм или гряды, достигавшую уровня моря. Об нее разбивался прибой.

Биогерм — массивная органогенная постройка, возвышающаяся над прилегающими разновозрастными отложениями иного литологического состава и превосходящая их по мощности.

Биостром — слоистая или массивная ископаемая органогенная постройка, почти не поднимающаяся над прилегающими разновозрастными отложениями иного состава. Форма биострома — линза или пласт. Его мощность почти равна мощности соседних синхронных слоев. Биостромы сложены большей частью остатками стелющихся колониальных организмов, в том числе водорослями. Нередко биостромы представляют собой ископаемые банки.

Банка — массивное тело плоской формы, выступающее над дном и часто незаметно с ним сливающееся. Банки могут иметь разное происхождение, в том числе органогенное (устричные банки). Глубина их образования может быть разной, банки биогенного происхождения большей частью располагаются неглубоко.

Из вышеприведенного определения следует, что рифы образуются в мелкой воде на глубинах, соответствующих литоральной и неритовой областям. Вместе с тем продукты разрушения биогенных рифов встречаются, начиная от поверхности моря до значительных глубин — вплоть до абиссальной области. Поэтому они принадлежат нескольким областям вертикальной зональности моря. Рифы широко распространены в ископаемом состоянии и с ними связаны важные месторождения полезных ископаемых.

Типы современных биогенных рифов и их распространение. Рифостроящими организмами в современную эпоху служат разные группы: кораллы, мшанки, водоросли, серпулы. В геологическом прошлом рифообразователями были, кроме того, археоциаты, строматопоры и вымершие группы водорослей. Самыми характерными рифообразователями современности являются мадрепоровые кораллы. Они широко развиты в теплых, а особенно в тропических морях, живут в мелкой и чистой воде при со-

лености, почти не отклоняющейся от нормальной. Это определяет и распространение рифовых массивов на современном морском дне.

Известно четыре основных типа рифовых массивов.

1. *Береговые рифы*, тянущиеся вдоль берега на небольшом от него расстоянии и в мелкой воде. Таковы, например, многие рифы, расположенные вдоль берегов Красного моря.

2. *Площадные рифы*, занимающие обширные плоские пространства в мелком море. Примером служат обширные рифовые сооружения в морях Малайского архипелага, где они с давних времен служат причиной гибели судов.

3. *Барьерные рифы*, тянущиеся вдоль берегов и отходящие иногда от них на значительное расстояние (до 200 км). Между рифами и берегом могут быть глубины до нескольких сотен метров.

4. *Атоллы*, располагающиеся в открытом океане в виде изолированных островов. Глубина моря вокруг них может достигать тысяч метров.

Так как рифостроящие организмы живут в мелкой воде, барьерные рифы и атоллы образуются только в результате медленного опускания морского дна (или поднятия уровня воды в океане), которое происходило настолько медленно, что колония успевали нарастать по мере опускания дна. Это впервые подробно объяснил Ч. Дарвин. Тектоническое опускание обеспечивает накопление рифовых комплексов значительной мощности. Современные рифы имеют мощность в сотни метров, а ископаемые иногда превосходят тысячу метров.

Состав и строение органогенных рифовых массивов. В крупных органогенных рифах можно выделить три основные части (рис. 39): остов рифа, его склон, обращенный к открытому морю, внутреннюю лагуну. Кроме того, к рифовому комплексу иногда примыкает глубоководная область.

Остов рифа представляет собой сложное образование. Прикрепленные колониальные организмы образуют скелет, или остов, на котором формируются своеобразные биоценозы. Особенно богат в них мир водных растений; они встречаются здесь в изобилии. Массами развиваются животные, питающиеся растениями, а также хищники, поедающие этих животных. Здесь поселяются известковые, зеленые, бурые и синезеленые водоросли, устрицы и другие двусторчатые моллюски, гастроподы, крупные донные фораминиферы, морские ежи и другие иглокожие, губки, крабы и другие ракообразные. Богато представлены черви и другие роющиеся в иле организмы, питающиеся гниющими органическими веществами. Около среднего уровня приливов развивается богатая флора мангровых зарослей. Во время максимальных приливов они затопляются водой почти до вершин. На самых высоких, выступающих над водой ветвях гнездятся птицы. На

осушенных участках селится наземная фауна и флора: насекомые, позвоночные, растут пальмы. Животные и растения селятся не беспорядочно, а в соответствии с условиями обитания. Существует зональность биоценозов, связанная с высотой над уровнем моря. Выделяется зона, не затопляемая даже в самые высокие приливы (на них селится наземная фауна и флора); зона, периодически осушаемая при отливах (фауна обеднена, преобладают водоросли, а также сверлящие животные, прячущиеся в норках во время отливов или крепко закрывающие на это вре-

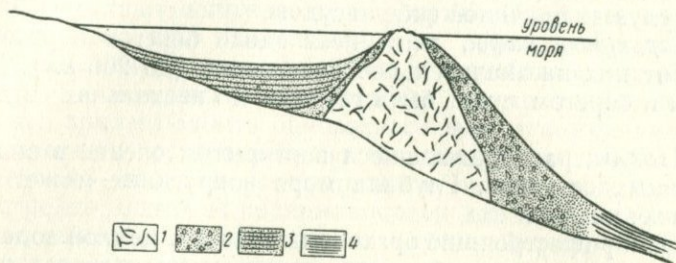


Рис. 39. Общая схема строения биогенного рифового комплекса отложений:

1 — остов рифа; 2 — обломочные накопления; 3 — осадки мелководной лагуны; 4 — глубоководные осадки

мя створки раковины, как некоторые устрицы); зона, расположенная ниже уровня максимальных отливов; жизнь в этой зоне особенно богата, местами идет образование химических осадков (известковых оолитовых песков).

На поверхности рифов, поднимающейся выше уровня моря, широко развиты разнообразные обломочные накопления, формирующиеся из выбрасываемых волнами обломков рифа, и иногда золотые дюны из кораллового песка.

Внешний склон рифа. На нем особенно сильно сказывается океанский прибой. Он отламывает большие куски от рифа, окатывает их и перетирает. Поэтому на внешнем склоне широко представлены разнообразные обломочные типы известняков — от нагромождения глыб, валунов, щебня и галечников до скоплений известкового песка и ила. Тонкий ил на внешнем склоне почти не осаждается, а выносится в более глубокие области, которых волны уже не достигают. Прибой нагромождает на внешнем краю рифа валы, достигающие иногда нескольких метров высоты над максимальным уровнем прилива. Между обломками и на них самих поселяется разнообразная фауна. Одни ее представители крепко прирастают к грунту и этим защищаются от прибоя (некоторые устрицы, баланусы), другие высверливают норки в валунах или прячутся между ними (крабы). Промежутки между обломочными накоплениями, особенно на глубинах 5—

10 м от уровня наибольших отливов, заняты пышными колониями кораллов, развивающимися здесь особенно интенсивно и дающими прирост до 5 см в год.

На рифах о. Хайнань в Южно-Китайском море обломочные накопления в десятки раз превосходят объем растущего рифа. Сходные соотношения характерны и для погребенной части этих рифов, тело которых состоит, по свидетельству В. П. Зенковича (1962), из скоплений смещенных глыб, вторично сцементированных мелкой коралловой крошкой.

Внутренняя лагуна располагается между рифом и берегом или внутри рифа. Ее осадки значительно отличаются от других осадков рифового комплекса. Хотя глубины образования этих осадков и незначительные, но сравнительно малая подвижность воды, защищенной от открытого океана рифовым телом, обеспечивает возможность накопления здесь довольно тонких илов. Это главным образом известковые илы, иногда обогащенные глинистым материалом и даже содержащие глинистые и песчаные прослои, как принесенные с прилегающей суши, так и сброшенные в лагуну с разрушаемого прибором рифа. Илы богаты органическими остатками. В лагуне встречаются колониальные поселения кораллов (правда, менее обильные и не такие разнообразные в видовом отношении, как в самом рифовом массиве), а также известковые водоросли (за исключением красных, для которых нужна очень подвижная вода). Для некоторых участков лагун характерны мангровые заросли.

Интересные соотношения состава и количества организмов разных групп в рифовом массиве и в окаймленной им бухте приводит М. Н. Хилл (Hill, 1963) для района Флориды на атлантическом побережье Северной Америки, причем состав организмов рифового комплекса там сильно обеднен по сравнению с коралловыми рифами Тихого и Индийского океанов. Сравнительному исследованию подверглись осадки фракции крупнее $1/8$ мм в бухте и в рифовой зоне (табл. 6).

Приведенные в таблице данные показывают, что в составе рифогенного комплекса основной рифостроящий организм (в данном случае кораллы) отнюдь не преобладает в количественном отношении. В бухте наблюдается общее обеднение состава по сравнению с самим рифом, в ней преобладают моллюски, уменьшается роль водорослей, исчезают кораллы.

Глубоководная область примыкает к коралловым рифам и расположена иногда в непосредственной к ним близости. Так, у Большого Барьерного рифа Австралии глубины в 2000 м располагаются иногда на расстоянии всего в несколько километров от его внешнего края. Сходные соотношения характерны и для ряда других рифовых массивов. Океанский склон рифов часто крутой — 40—60°, а иногда и отвесный. Естественно, что на таких крутых склонах рыхлый обломочный материал удержаться не мо-

Распределение остатков организмов (в весовых процентах от веса осадка) бухты (лагуны) и рифовой зоны в районе полуострова Флорида (по М. N. Hill, 1963)

Пункты взятия образцов	Весовое содержание фракции <1,8 мм	Состав осадка во фракции >1,8 мм								
		водоросли	моллюски	кораллы	фораминиферы	нескелетные части	смешанные зерна	остатки	кварц	неопределенные компоненты
Бухта (17 образцов)	Среднее 49	0,5	76	Нет	11	3	0,5	2	6	1
	Пределы колебаний 10—85	0—1	58—95	Нет	1—32	0—3	0—4	1—6	0—20	0—3
Риф (25 образцов)	Среднее 17	42	14	12	9	12	9	Нет	Нет	8
	Пределы колебаний 0—68	7—61	4—33	2—26	3—32	3—24	2—23	Нет	Нет	4—15

жет и накопление его идет только на океанском дне, где склон становится пологим. Там осаждается тонкий известковый материал, в изобилии образующийся при размыве рифа у поверхности. Господствующим в этой глубоководной области осадком оказывается тонкий известковый ил, в значительной мере обломочного происхождения. Накапливается он там в спокойной обстановке и может иметь тонкую горизонтальную слоистость. Органические остатки в нем представлены глубоководными формами или планктонными организмами. Такие илы внешней части рифовых построек могут доходить до абиссальной области, где они незаметно сливаются с глубоководными собственно пелагическими известковыми илами.

Происхождение органогенных рифовых массивов. Кораллы развиваются при нормальной или почти нормальной солености воды, средней годовой температуре не ниже 18°С (оптимально 23—25°С), на глубине до 50—60 м. Лучше всего они развиваются у нижней границы максимальных отливов на глубинах от 3 до 10 м в воде, лишенной значительной терригенной мути. Небольшая примесь терригенного материала им особого вреда не приносит, так как они могут движениями своих щупалец отгонять засоряющие воду частицы. В таких же примерно условиях среды развивались колониальные рифостроящие кораллы и в прошлом. Другие рифостроящие организмы, как известковые водоросли, мшанки, серпулы, менее требовательны в отношении солености и температуры. Они могут успешно развиваться и при

солености, пониженной против океанической, и не требуют температур тропических морей.

Органический мир, населяющий рифовые зоны, чрезвычайно богат. Особенно разнообразна жизнь в рифах Индийского и Тихого океанов, в биоценозах которых насчитывается до 700 видов рифостроящих кораллов. В тропической части Атлантического океана на рифах насчитывается всего 35 видов таких организмов.

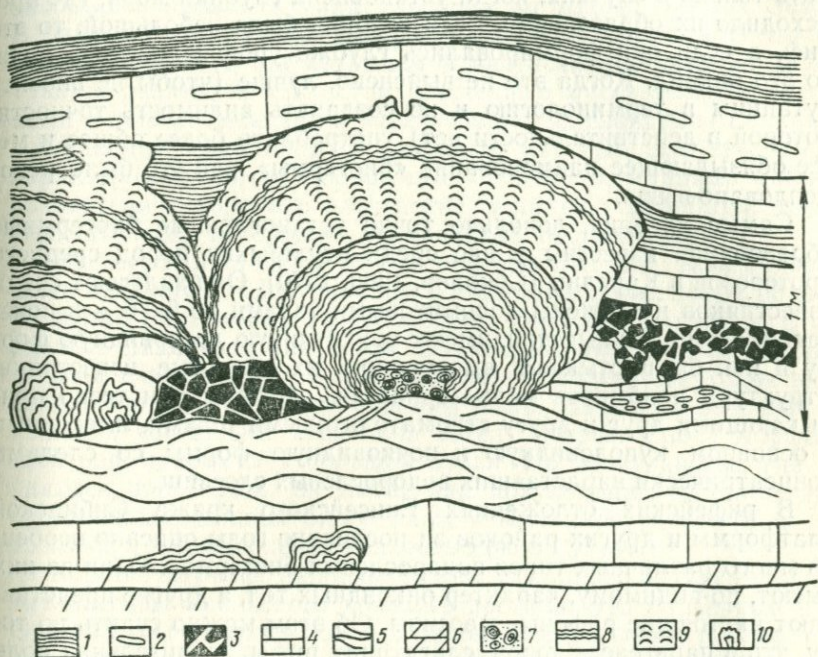


Рис. 40. Мелкие биогермы нижнего ордовика по р. Лене у г. Киренска (по И. К. Королук, 1968):

1 — тонкослойные алевролиты; 2 — плоскогалечные конгломераты; 3 — карбонатные брекчии; 4 — доломиты; 5 — косослойные доломиты; 6 — мергели; 7 — онколиты; 8—10 — различные строматолиты

В рифовых комплексах осуществляется созидательная и разрушительная работа. Созидательная работа связана с жизнью, с процессами цементации обломков рифа карбонатом кальция. В результате образуются аккумулятивные формы. Разрушительная работа связана с механическим действием прилива и с работой организмов, сверлящих, растворяющих и поедающих рифовый материал. Иногда море начинает растворять ранее созданные постройки, как, например, на о. Хайнань.

Геологические примеры рифовых массивов. В одних случаях в рифовом массиве присутствуют преимущественно постройки,

находящиеся в прижизненном положении, как в ряде мест Большого Барьерного рифа. В других случаях преобладают обломочные накопления, как в хайнаньских рифах Южно-Китайского моря. Такие же соотношения можно встретить в ископаемом состоянии.

Биогенные рифовые массивы и близкие к ним по морфологии и происхождению онкоидные тела имеют большое геологическое значение. О том, что перед нами — риф или онкоид, можно говорить только в случаях, когда установлена глубина моря, где происходило их образование. Если глубина была небольшой, то это риф, а если они формировались глубже уровня действия волн, то это онкоид. Когда это не выяснено, лучше (чтобы не вносить путаницы в терминологию и не создавать видимость точности, которой в действительности нет) употреблять более общее и менее обязывающее наименование «биогермы», как это было рекомендовано выше.

Самые древние, довольно точно установленные биогермные образования известны у нас среди ятулийских пород среднего протерозоя в Карелии (Соколов, 1963, 1970). Они залегают среди известняков и сложены доломитовыми телами до 5—6 м в поперечнике и до 3 м высотой, имеют прихотливую древовидную форму и как бы протыкают вмещающие их слоистые известняки. Структура доломитов мелкозернистая, сложены они тесно прилегающими друг к другу строматолитовыми телами, имеющими в основном куполовидную и почковидную формы со следами концентрически нараставших водорослевых слоевищ.

В рифейских отложениях Енисейского кряжа Сибирской платформы и других районов за последние годы описано особенно много различных типов водорослевых биогермов. Одни из них имеют, по-видимому, характер онкоидных тел, а другие представляют настоящие рифовые массивы. Об этом можно судить по тому, что в парагенезе пород, слагающих рифы, значительная роль принадлежит обломочным доломитам и обломочным известнякам, причем в ряде случаев в этих обломках видны следы строматолитовой текстуры.

В карбонатных породах кембрийского возраста Сибирской платформы описаны биогермы, которые сложены археоциатами, водорослями или теми и другими вместе. Они распространены среди слоистых слабо глинистых известняков, в которые и переходят по простиранию. Сами биогермы массивные и имеют известковый и известково-доломитовый состав. Характерно, что археоциаты в них лежат часто в опрокинутом положении — широкой стороной книзу. Это показывает, что они жили в пределах зоны, захватываемой волнением, которое, однако, не было достаточно сильным для того, чтобы раздробить скелеты археоциат. О небольших глубинах свидетельствует также и постоянное присутствие в биогермах колоний водорослей, обычно не круп-

ных. И. Т. Журавлева, подробно изучавшая эти биогермы, считает, что образовались они на глубинах 30—50 м, т. е. у нижней границы взмучивания. Размеры биогермов небольшие, высота (мощность) их обычно от десятков сантиметров до 1,5 м.

В кембрийских отложениях Австралии известен археоциатовый риф, прослеженный на расстоянии в несколько сотен километров.

В отложениях ордовикского и силурийского возраста рифы биогенного происхождения известны во многих местах Земли. В районе Великих озер Северной Америки хорошо изучены рифовые массивы в так называемой ниагарской формации. В них удастся различить как остов, сложенный массивными известняками и доломитами, так и окаймляющие их слоистые отложения, залегающие с наклоном от основного массива. Для этих рифов характерны очень разнообразные биоценозы. Главные рифообразователи — кораллы, плеченогие, мшанки, трилобиты, губки, строматопоры, иглокожие, головоногие, гастроподы.

На территории СССР также описаны рифовые тела ордовикского возраста. В Центральном Казахстане, в частности, подробно изучен большой риф в отложениях карадокского яруса. В нем удалось различить как остов, сложенный массивными водорослевыми известняками, так и отложения, соответствующие внутренней лагуне и внешним склонам рифа. Мощность рифовых отложений составляет несколько сотен метров. Своей морфологией риф напоминает большой атолл. На пространстве, где его удалось проследить, он имеет вид полукольца (состоящего из прерывающейся цепи биогермных известняков) диаметром около 16 км и видимой протяженностью около 30 км.

Хорошо изучены нижнепермские, сакмарско-артинские рифовые массивы Уральского краевого прогиба. Это барьерный риф. Они выходят на поверхность в районе г. Уфы, около г. Стерлитамака, где образуют ряд изолированных гор, известных под названием «шиханов». Дальше к югу они вскрыты бурением. В районе г. Ишимбаева к ним приурочены нефтяные месторождения.

Самые большие нефтяные фонтаны были получены в районе г. Ишимбаева как раз из этих рифовых известняков.

При движении от восточного края Русской платформы к Предуральскому краевому прогибу отложения сакмарско-артинского возраста испытывают закономерные, очень характерные изменения. Мощности стратиграфических горизонтов, на которые расчленены эти отложения, даны в табл. 7.

Породы трех зон представлены следующими главными разновидностями. Вдоль восточной окраины Русской платформы распространены детритовые известняки, состоящие из обломков различных организмов: брахиопод, гастропод, мшанок, морских лилий, фораминифер (фузулинид), реже колониальных кораллов. Послед-

**Изменение мощности (в метрах) сакмарского яруса в области рифов
Ишимбаевского Приуралья ***

Горизонты сакмарского яруса (сверху)	Восточный край Рус- ской платформы	Зона рифов	Осевая часть прогиба
Стерлитамакский	60—80	200—300	40—60
Тастубский	Около 150	170—200	40—60
Ассельский	100—150	400—550	40—60

* Сб. Ископаемые рифы и методика их изучения. Изд-во Уральск. филиала АН СССР, Свердловск, 1968.

ние иногда сохраняются в прижизненном положении, образуя биогермы.

В полосе рифов, структурно соответствующей западному борту Уральского краевого прогиба, распространены те же петрографические типы известняков, но меняются их соотношения. Увеличивается роль биогермных разностей. Среди них по преобладающей группе пороодообразующих организмов удается выделить водорослевые, мшанковые, коралловые, гидрактинOIDные и губковые биогермы. В сложении рифов участвуют и другие группы организмов, из которых особенно характерны брахиоподы, иглокожие, фораминиферы.

Породы, слагающие рифы, очень изменчивы. Все они обычно не дают выдержанных слоев, располагаются линзами и участками неправильной формы. По простиранию, а также по вертикали биогермные известняки переходят в обломочные, детритовые, шламовые и микрозернистые разности. Присутствуют следы многочисленных внутрiformационных перерывов и размывов.

Очень характерна для биогенных известняков прихотливая пятнистая вторичная доломитизация и образование так называемых «губчатых доломитов», в которых скапливается нефть. Наблюдается и эпигенетическая сульфатизация пород (развитие в них гипса), связанная с последующей кунгурской историей рифовых массивов.

В осевой части прогиба, где резко сокращаются мощности, существенно меняется и характер пород: биогермных известняков уже нет. Преобладают микрозернистые известняки, к которым прибавляются детритовые, шламовые, а также мергели. Хорошо сохранившиеся органические остатки в этих породах редки. Они представлены аммонитами, радиоляриями, реже другими формами. В породах есть тонко рассеянный пирит. Им присуща параллельная слоистость, нередко, впрочем, нарушенная оползневыми текстурами. Следов размыва, столь характерных для предыдущей зоны, здесь также нет. Совокупность перечисленных фактов не оставляет сомнений в том, что рассматри-

ваемая зона представлена довольно глубоководными отложениями, занимавшими самую опущенную часть Уральского краевого прогиба.

Интересные биогермы и биогенные рифы изучены М. В. Михайловой (1964) среди верхнеюрских карбонатных отложений Горного Крыма (рис. 41); распространены они и на Кавказе. В зависимости от преобладающих организмов выделяются водо-

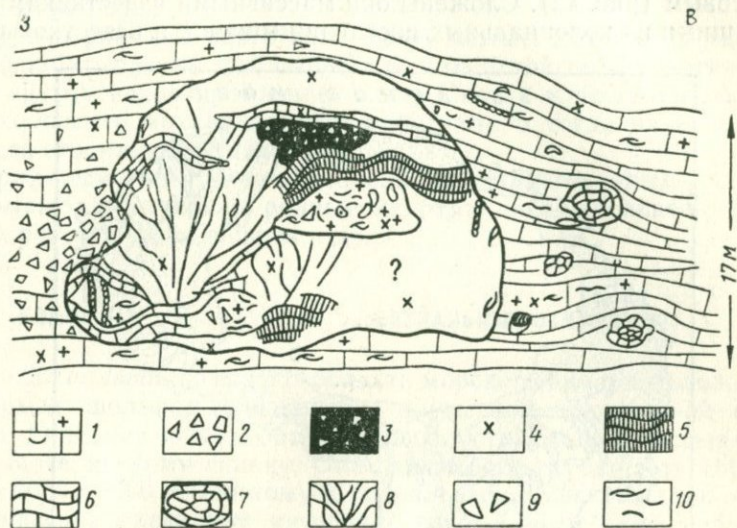


Рис. 41. Схема строения биогерма в оксфордских известняках на горе Делямет-Кая в Восточном Крыму (по М. В. Михайловой, 1968):

1 — органогенно-детритовые известняки; 2 — известняковые брекчии; 3 — наложения известковых губок; 4 — перекристаллизованные известняки; 5 — багряные водоросли; 6 — синезеленые водоросли; 7 — водорослево-губковые желваки; 8 — колонии кораллов; 9 — обломки кораллов; 10 — обломки брахиопод

рослевые, строматолитовые, коралловые, губковые, гидроидные, криноидно-кораллово-водорослевые, полибиогенные и серпуловые разности. В тесном парагенезе с ними встречаются широко распространенные желваковые, ракушечные и детритовые разности известняков, обломочные известняковые конгломераты и брекчии, а также хемогенные оолитовые и микрозернистые известняки.

Форма и размер крупных органогенных образований, в частности рифов, связаны с их тектонической приуроченностью: самые крупные образования наблюдаются во внутренних частях крупных синклинальных складок.

В Молдавии и на юго-западе Украины разнообразные биогенные рифовые тела известны среди неогеновых отложений (Королюк, 1952; Саянов, 1965). Иногда они образуют барьерные рифы протяженностью более 100 км и хорошо выражены в современном рельефе (гряда Толтр).

Ископаемые мшанковые рифы неогенового возраста (мэотис) давно известны на Керченском и Таманском полуостровах между Черным и Азовским морями, где они подробно изучены Н. И. Андрусовым (рис. 42). Сложены они массивными известняками, состоящими из колониальных поселений мшанок и известковых во-



Рис. 42. Мшанковые биогермы на полуострове Казантип в Крыму (по Н. И. Андрусову, 1961). Густыми точками покрыты места распространения мшанковых биогермов

дорослей. Промежутки между колониями заполнены остатками разнообразных организмов: двустворчатых, гастропод, ракообразных. Мшанково-водорослевые известняки лишены слоистости, образуют массивные тела с бугристой поверхностью. В обнажениях иногда хорошо видно, как такие тела с отчетливыми неровными и крутыми границами примыкают к одновозрастным слоистым детритовым известнякам и глинам. Мощность рифовых мшанковых известняков обычно составляет несколько метров, в редких случаях достигает 25—30 м.

Полезные ископаемые. С рифовыми массивами органического происхождения связаны месторождения нефти и природного горючего газа. Они находятся в рифовых телах во вторичном залегании. Условия залегания карбонатных тел и их пористость благоприятны для аккумуляции в них жидких и газообразных угле-

водородов. Поэтому многие месторождения нефти как у нас в стране, так и за границей приурочены именно к ископаемым рифовым массивам. Примером могут служить месторождения Ишимбаевского Приуралья. За границей одним из наиболее крупных месторождений этого типа является риф Хоршо в Западном Техасе (США). Это крупнейший карбонатный резервуар нефти в Северной Америке. Генетически он стоит ближе всего к рифам атоллового типа, хотя и отличается от современных коралловых рифов.

Нередко рифовые известняки очень чистые. В таких случаях они разрабатываются как сырье для цементной, металлургической и других видов промышленности. Иногда известняки обладают хорошими механическими свойствами и тогда их используют для строительных целей.

К рифовым известнякам, особенно к закарстованным участкам, бывают приурочены рудные месторождения: бокситов, железных руд, кобальта, никеля и др.

ГЛАВА XIX

БАТИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Батиальной называют область морского дна, расположенную между шельфом и океанским дном, или абиссальной областью. Гипсометрически батиальная область большею частью отвечает материковому склону. Она охватывает глубины от 150—400 до 2000—3000 м. Поэтому к батиальным относят осадки, накопившиеся в указанном интервале глубин, если даже рельеф дна и не соответствовал строго понятию «материковый склон».

Самой характерной чертой топографии материкового склона служат подводные каньоны: желоба с крутыми и даже вертикальными бортами, пересекающие склон и идущие от шельфа к абиссальной области. Считают, что подводные каньоны служат основными путями выноса осадочного материала в глубоководную область; причем вынос осуществляется главным образом мутьевыми потоками. Активно на материковом склоне не работают и оползни. Этим объясняется широкое распространение на нем выходов скальных грунтов, покрытых лишь тонким слоем илистого осадка. Малейшего нарушения достаточно для образования больших облаков глинистой мути, устремляющейся по склону вниз, растекающейся у его основания на глубинах в 3000—4000 м и отлагающей взвешенный материал.

Осадки верхней части батиальной области тесно связаны с шельфовыми. Если у внешнего края шельфа накапливаются песчаные осадки, то иногда они переходят и на материковый склон. Так, с обеих сторон Атлантического океана на материковом склоне скальные выходы чередуются с песчаными и глинистыми илами.

В Бискайском заливе, где бывают сильные волнения, а дно постепенно переходит в батимальную область, песок, гравий и гальки достигают глубин 700 м, причем гальки в поперечнике имеют до 6 см и состоят из кристаллических и метаморфических пород. В областях ледникового выноса грубые осадки распространяются еще глубже. Например, к северу от Норвегии в батимальной части Норвежского моря осадки смешанного состава (из песка, алеврита, глины с примесью галек) встречаются на глубине до 900 м. На склоне островов Тонга в Тихом океане гальки и гравий встречены на глубине около 1900 м.

В целом батимальные осадки характеризуются гораздо более тонким составом, чем шельфовый комплекс. Согласно подсчетам Шепарда (1959), в среднем в них глины составляют 60%, пески — 25%, скальный грунт и грубые осадки (гальки и гравий) — 10%, раковинный и оолитовый материал — 5%. Таким образом, в батимальной области преобладает еще терригенный материал, что нельзя не связывать со специфическими чертами современной эпохи и свойственным для нее относительно высоким стоянием материков и большими горными цепями на них, поставляющими огромные массы обломочных и глинистых продуктов ветривания.

Нередко спускаются в батимальную область глауконитовые и фосфоритовые осадки, но обычно не глубже 1500—2000 м.

Одним из характерных осадков батимальной области, известным со времен экспедиции на «Челленджере»¹, является синий, или темный, ил, распространенный на глубинах от 200 до 5000 м. Ниже приводится средний состав синего ила (в %):

Карбонатная часть,	%	Нерастворимая часть,	%
Пелагические фораминиферы	7,52	Кремневые организмы . .	3,27
Донные фораминиферы .	1,75	Песчаный и алевритовый материал	22,48
Другие карбонатные остатки.	3,21	Тонкие илистые частицы	61,77
Всего	12,48	Всего	87,52

Приведенные цифры позволяют сделать некоторые выводы. Во-первых, обращает внимание незначительное участие в иле органических остатков, особенно донных. В основном это осадок терригенный. Условия на дне в местах накопления ила мало благоприятны для развития обильной донной жизни. Во-вторых, в терригенном материале наряду с преобладающими тонкими частицами довольно много и более крупного материала (22,48%).

¹ «Челленджер» — название судна английской океанографической экспедиции, которая во второй половине прошлого века провела первое систематическое изучение океанов и их осадков.

Это результат относительно интенсивного выноса терригенного материала с современной суши.

Темный цвет ила обусловлен присутствием рассеянного органического вещества, а также наличием мелких зернышек пирита и гидротроилита — водного сернистого железа ($\text{FeS} \cdot n \text{H}_2\text{O}$). Этот минерал известен только из современных осадков. В ископаемом состоянии он теряет воду и переходит в пирит. Происхождение сернистого железа в иле объясняют восстанавливающим действием углерода органического происхождения на сульфаты морской воды.

При образовании синего ила на дне преобладает восстановительная среда. Этим, вероятно, и объясняется бедность ила донными организмами. В ряде случаев в темном иле обнаружен глауконит, вообще не характерный для резко восстановительных условий. Ниже мы остановимся на характеристике осадков баттальной области окраинных и внутренних морей с соленостью, близкой к океанической.

Осадки Охотского моря. Охотское море — одно из окраинных морей Тихого океана, хорошо изучено советскими исследователями. Осадки его описаны П. Л. Безруковым (1960), В. П. Петелиным (1957, 1961) и др.

Охотское море, отделенное от океана полуостровом Камчатка и цепью островов и подводных возвышенностей Курильской гряды, имеет несколько пониженную соленость — около 30—33‰. Режим осадконакопления в нем несколько отличается от океанского.

Наибольшая глубина моря около 3500 м, средняя — около 860 м. Оно почти не выходит за пределы баттальной области. Рельеф дна очень сложный. В нем выделяется несколько подводных возвышенностей с глубинами над ними 200—900 м и котловин, глубина которых иногда превосходит 3000 м. В северо-западной части моря выделяется обширная шельфовая область в несколько сотен километров шириной и с глубинами 200—300 м. Считают, что эта часть моря имеет платформенную структуру, тогда как остальная его область представляет часть современной геосинклинальной зоны.

Волнение в Охотском море бывает исключительно сильным, особенно при зимних штормах и проникающих сюда летом из тропических морей тайфунах. Есть указания, что зона взмучивания осадков в нем даже в прибрежной зоне достигает 100 м от поверхности. Приливы в нем также значительны и достигают (в Пенжинском заливе) 14 м высоты. Соответственно приливные течения достигают иногда скорости 10—11 км/ч. Температура воды моря даже в летнее время редко поднимается выше 10, 12° С, а на глубине составляет 2—3° С.

Органический мир в Охотском море, несмотря на суровые условия, богат. Особенно он обилен в литоральной и верхней части

неритовой области. В нижней части шельфа и верхней части батимальной области до глубины 700—800 м жизнь еще весьма разнообразна. Местами на глубинах 100—200 м пышно развиваются колонии известкывыделяющих кораллов семейства стиластерид (*Stylasteridae*). На глубинах 200—700 м живут крупные баланусы, представители восьмилучевых кораллов, офиуры, морские ежи и другие организмы. В нижней части батимальной зоны, глубже 700—800 м, жизнь на дне гораздо беднее. Здесь встречаются донные фораминиферы, губки, один из видов восьмилучевых кораллов и одиночный мадрепоровый коралл, раки и некоторые другие животные. На это стоит обратить внимание, так как широко распространено мнение, что колониальные кораллы живут только в теплой и мелкой воде. Очевидно, что колонии кораллов в древних отложениях не всегда нужно связывать с теплым и мелким морем.

Осадки на дне Охотского моря распространены далеко не повсеместно. Есть участки, где выступают коренные породы или древние морские осадки. Происхождение их различно. В мелководной области — это скалы, обработанные волнами и береговыми течениями. В глубоководной области — площади, где на дне сохранились формы субаэрального рельефа. Проходящие интенсивные придонные течения препятствовали заполнению этих неровностей осадками. Такие площади встречаются в Охотском море чаще всего на глубинах 200—300 м, но иногда и глубже 1000 м. Кроме того, это участки обнаженного дна с рельефом, выработанным придонными течениями. Они встречены на глубинах до 2000 м. Наконец, участки обнаженного дна образуются на подводных склонах в результате донных оползней и мутьевых потоков. Встречаются они на любых глубинах, вплоть до максимальных.

Осадочный материал поступает в Охотское море преимущественно из двух источников: с суши и из вулканических очагов. Горный рельеф и суровый климат определяют господство механической денудации на суше. Основным поставщиком осадочного материала В. П. Петелин считает абразию берегов, речной вынос имеет второстепенное значение. В юго-восточной части моря, примыкающей к Камчатке и Курильским островам, большую роль в осадках играет вулканический материал. На Курильских островах находится 30 действующих вулканов, на Камчатке — 20, и на дне моря известно не менее 40 подводных вулканических конусов. Не удивительно поэтому, что в современных осадках юго-восточной части моря известны слои вулканического пепла мощностью больше 1 м. Некоторые осадки там (например, алевитовые, очень характерные для глубин 150—500 м, но иногда доходящие и до 2000 м глубины) состоят почти целиком из материала вулканического происхождения. Об этом говорят следующие цифры (по В. П. Петелину, 1961):

Обломки пород и трудно определяемые зерна	20—25
Вулканическое стекло	до 15
Плагиоклазы, главным образом основные	20—30
Пироксены	10—15
Титаномагнетит	до 20

В таких же по механическому составу алевроитовых осадках северо-западной части моря появляются кварц (до 7—15%), калиевые полевые шпаты и другие компоненты, почти не встречающиеся в юго-восточной части моря.

По механическому составу осадки Охотского моря очень разнообразны. Галечно-гравийные осадки особенно обильны, естественно, в прибрежной части, но встречаются и на значительном расстоянии от берега и на глубинах до 2500 м. Распространены они там, где сильные придонные течения препятствуют осадению более мелкого материала. Основным источником грубого материала в открытом море служат плавающие льды.

Пески распространены в Охотском море главным образом в шельфовой области на глубинах (в зависимости от местных условий) 30—200 м, далее они обычно замещаются алевроитовыми осадками. Иногда, впрочем, пески заходят и на глубины до 1000 м и даже до 2500 м. По минеральному составу пески отчетливо полимиктовые, кварцевые среди них не встречаются. Организмами песчаные грунты обычно населены густо. В мелководной зоне на 1 м² грунта приходится до нескольких килограммов биомассы. В глубоководной зоне количество биомассы сильно сокращается, составляя на глубинах 1500—2500 м десятки граммов на 1 м² дна.

Алевроитовые осадки широко распространены на дне моря, встречаются они на разных глубинах ниже зоны песков, главным образом в верхней половине батимальной области, покрывают упомянутые выше крупные подводные возвышенности в центральных частях моря. В мелкоалевритовых осадках присутствуют створки диатомовых и спиккулы кремневых губок. Благодаря этому аморфного (органогенного) кремнезема в них содержится обычно 10—20%.

Глинистые и кремнисто-глинистые осадки развиты в центральных частях моря и во всех его котловинах. Иногда отдельными пятнами они заходят и на мелководье. Аутигенный кремнезем в них главным образом состоит из раковин диатомовых водорослей и составляет 16—56%. В отдельных случаях эти осадки становятся преимущественно кремнистыми. Присутствуют в них и остатки других организмов, в частности раковины фораминифер, но в глубоководной части в небольшом количестве.

Осадки Кроноцкого залива. На восточном побережье Камчатки расположен Кроноцкий залив, рельеф дна которого и осадки

довольно подробно исследованы экспедициями на «Витязе» (Петелин, 1959 и др.). После относительно узкого шельфа, внешний край которого находится на глубине в среднем около 140 м, располагается отчетливый материковый склон, расчлененный подводными каньонами. Основание склона лежит на глубинах около 7000 м, где он переходит в дно Курило-Камчатской глубоководной впадины. На глубинах около 3500—4000 м на склоне ясно выражена терраса, которую, вероятно, можно считать за внешний край собственно материкового склона, а расположенную глубже часть — за борт глубоководной впадины. Уклоны дна меняются от 30' на поверхности террасы до 6—30° на самом склоне.

Гравийные осадки распространены на литорали и в верхней части неритовой зоны, и лишь иногда спускаются до 600 м глубины. Пески встречаются, кроме шельфовой области, на глубинах до 1300 м и больше. В верхней части материкового склона на глубинах 200—900 м встречены поля крупнозернистых и среднезернистых песков, занимающие на дне площади до 1000 км². Главными составными частями песков служат обломки различных горных пород, пепловые частицы и зерна плагиоклазов. Кварца очень немного (до 4 %).

Крупнозернистые алевриты распространены главным образом в верхней части материкового склона на глубинах до 1500 м, а мелкоалевритовые осадки — в нижней части материкового склона на глубинах больше 1500 м. Это алевритово-глинистые осадки с небольшой примесью песка и даже гравия. Цвет их на поверхности зеленовато-серый, на глубине 5—20 см от поверхности слоя в них появляется гидротроилит и цвет становится черным. В их составе глинистых частиц 35—45 %, алевритовых 40—55 %, песчаных до 10 % и больше. В этих осадках много частиц пепла, трудноопределимых зерен, раковинок диатомовых водорослей, обломков спикул губок; присутствуют пироксены, амфиболы, эпидот, циркон, глауконит.

Осадки Средиземного моря. Средиземное море соединяется с океаном через Гибралтарский пролив, имеющий глубину около 350 м и минимальную ширину около 12 км. Несмотря на небольшую глубину и ширину пролива, соленость воды в Средиземном море довольно близка к океанской: 36—39 ‰. Обусловлено это мощным течением, идущим через пролив из Атлантического океана. Газовый режим в нем почти нормальный. Кислород большей частью присутствует до дна. Рельеф дна так же, как и рисунок береговой линии, характеризуется значительной сложностью; в море много островов. На дне есть ровные пространства, впадины и возвышенности, а также горы, поднимающиеся над дном почти на 3000 м и представляющие собой, вероятно, подводные вулканы.

Средняя глубина Средиземного моря 1500 м, наибольшая —

5100 м. Таким образом в нем по глубине есть шельфовые, батимальные и даже абиссальные зоны. Однако по составу и распространению осадки глубоких областей настолько тесно связаны с осадками собственно батимальной части, что проведение между ними границ по существу едва ли целесообразно. Как в глубоководной, так и в батимальной области осадки Средиземного моря типично полупелагические. Дно глубоководных участков Средиземного моря также существенно отличается от абиссальных областей океанов и по строению стоит ближе к материковой части земной коры. Наконец, в геологической истории глубоководные зоны Средиземного моря вероятно были мелководными зонами и даже сушей. Можно предполагать, что осадки типа средиземноморских нередко встречаются в ископаемом состоянии среди геосинклинальных толщ.

Осадки Средиземного моря довольно подробно изучены в литоральной и неритовой областях. Относительно батимальных областей сведений гораздо меньше. Ниже приводится характеристика осадков моря главным образом на основании данных Е. М. Емельянова (1964).

Глинистый ил — самый распространенный осадок Средиземного моря. Он в разной степени известковый. Большею частью карбонатность ила колеблется от 20 до 50%, но иногда в областях, примыкающих к африканскому побережью, содержание CaCO_3 превосходит 50%. Ил тогда становится известковым, точнее мергелистым.

На небольших глубинах к глинистому илу примешан терригенный материал и раковинный детрит песчаной и алевритовой размерности. На больших глубинах глинистый ил лишен терригенного песка и алеврита, местами в нем обильны раковины планктонных фораминифер и птеропод. На глубинах около 3000 м и глубже ил большею частью однородный. Глинистая фракция в нем составляет 70—90%. Цвет ила светлый, коричневато-желтый. Он состоит из монтмориллонита, гидрослюд и каолинита, в меньшем количестве присутствуют хлориты. Глинистые илы с содержанием извести 10—20% встречаются реже, а с карбонатностью меньше 10% распространены только в одном районе — в авандельте Нила на глубинах 20—800 м.

Глинистые илы с содержанием извести 10—30% распространены в разных местах на глубинах до 4000 м, но, как правило, приурочены к районам, примыкающим к гористой суше или к устьям рек. Они невязкие, полужидкие, имеют серый или коричневато-серый цвет; в сухом состоянии очень плотные и с трудом разбиваются молотком. Фракций меньше 0,001 мм в них 40—50%. Это самые тонкие осадки Средиземного моря.

Известковые глинистые илы с содержанием CaCO_3 30—50% распространены особенно широко. Цвет их светлый, коричневато-желтый. Медианный диаметр несколько крупнее, чем у пре-

дыдущей группы. Некоторое поглубение связано с увеличением содержания пелитоморфного кальцита, размер частиц которого от 0,005 до 0,001 мм. Кроме того, в карбонатной части осадка появляется примесь планктонного птероподово-фораминиферо-вого материала, кокколитофорид, также влияющих на поглубение осадка.

Алевритово-глинистые илы, так же как и мелкоалевритовые илы, особенно характерны для материкового склона. Первые тяготеют к средней и нижней частям склона, а вторые — к верхней и средней. Алевритово-глинистые илы покрывают обширные площади на Центральном средиземноморском валу и в других районах. Иногда они поднимаются и на шельф. Например, в северной части Адриатического моря они встречаются на глубинах 60—70 м. Алевритово-глинистые илы обнаружены и на глубине 4900 м. Медианный диаметр частиц ила колеблется обычно от 2 до 8 мк, график механического состава двувершинный, причем один максимум приходится на мелкоалевритовую фракцию, а другой — на фракцию меньше 0,001 мм. Сортировка их, таким образом, довольно плохая, что объясняется наложением на тонкую терригенную часть более крупного раковинного детрита. Содержание извести в них меняется от нескольких до 50% и больше (сильно известковые илы; последние особенно характерны для южной части моря).

Мелкоалевритовые илы распространены меньше. По физическим свойствам они ближе к илам, чем к крупным алевритам и пескам. Цвет их обычно желтовато-серый, сортированы плохо; в областях, примыкающих к вулканам, в них много пеплового материала. По карбонатности мелкоалевритовые илы очень разнообразны, причем в сильно известковых увеличивается содержание песчаных частиц, образованных из раковинного детрита.

Крупноалевритовые осадки мало характерны для Средиземного моря вообще и для его батимальной области в частности. Песчаные осадки распространены в шельфовой области, в батимальной встречаются редко (их там находят в проливах с сильными донными течениями).

Интересной особенностью глубоководных осадков Средиземного моря является распространение песков, довольно плохо сортированных по крупности, на глубинах 200—1800 м. Иногда содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции этих песков составляет 25—35%, т. е. является очень высоким. Относительно происхождения песков высказывались разные точки зрения: их приписывали заносу ветром из Сахары, деятельности мутьевых течений и др. Решенным этот вопрос считать нельзя.

Характерная особенность глубоководных осадков моря заключается и в том, что местами (особенно в Тирренском море) в них много вулканического материала в виде кусочков пемзы,

вулканического пепла и минералов вулканического происхождения.

На глубинах 200—400 м довольно часто встречаются детритовые органогенно-раковинные пески, иногда довольно грубые и плохо сортированные. Наряду с раковинным детритом и обломочным терригенным материалом в них попадаются и крупные целые раковины.

Донной фауны в батимальной области Средиземного моря мало, но зато она обильна в верхней части шельфа. Из многочисленных проб, взятых с глубин больше 300 м, ни в одном случае бентоса не было больше 0,1% общего объема осадка, причем большей частью это были нежные, тонкие створки моллюсков. В центральных частях Средиземного моря плотность бентоса так мала, что он вообще не улавливается дночерпателем. Причина этого заключается, вероятно, в малом поступлении в Средиземное море питательных веществ, к тому же большей частью извлекаемых организмами в литоральной и неритовой областях.

Геологическое распространение. Полезные ископаемые. Есть основания считать, что батимальные отложения широко распространены в геологических разрезах. Однако выделить их среди более мелководных и доказать, что они действительно накапливались в области батимальных глубин — задача довольно трудная.

В самом деле, батимальные отложения тесно связаны с шельфовыми, поэтому даже в современных морях их можно различить только по батиметрическому положению. По литологическим особенностям осадки батимальных зон часто стоят близко к мелководным осадкам. Так, глинистые илы батимальной области почти не отличимы от глинистых осадков, образующихся в затишных участках мелководья или в зонах особенно энергичного поступления глинистых частиц. Только очень тщательный и всесторонний генетический анализ, учет всей совокупности признаков изучаемых отложений и особенностей захороненных в них органических остатков, а также прослеживание поведения этих отложений на площади и их переходов в другие разновозрастные отложения (фациальный анализ) обеспечат правильное установление ископаемых батимальных пород.

Ископаемым батимальным образованием можно считать домашиковский горизонт Русской платформы (Тихомиров, 1967). Геологический возраст его верхнедевонский. Он широко распространен — от Большеземельской тундры на севере до Прикаспийской впадины на юге. В составе горизонта есть разные породы, из которых наиболее характерны серые плотные известняки с многочисленными остатками планктонных моллюсков из группы крылоногих (птеропод) и брахиопод и других групп организмов. Часть моллюсков вела, несомненно, донный образ жизни. Присутствуют черные мелкозернистые известняки, однородные, иногда

да со следами тонкой слоистости. Обычны черные мергели с тонкозернистой карбонатно-глинистой основной массой и, наконец, горючие сланцы буровато-черного цвета, часто переполненные раковинками птеропод. Сланцы обладают тонкой слоистостью, по которой они распадаются на тонкие пластинки. Содержание органического углерода в них от 5 до 22%.

Другим примером ископаемых батиальных осадков служит писчий мел Русской платформы, распространенный преимущественно в южных районах: на Украине, в Среднем и Нижнем Поволжье. Согласно исследованиям Г. И. Бушинского (1954), писчий мел, вероятно, накопился на глубинах около 400 м.

Геосинклинальные отложения, а также отложения краевых прогибов могут служить примером возможных аналогов батиальных осадков. Весьма интересные соотношения выявлены в сакмарском и артинском ярусах Предуральяского краевого прогиба. В сакмарский и артинский века там формировались рифовые массивы. К востоку рифы переходят в карбонатные и мергелистые отложения, приуроченные к осевой погруженной части прогиба и являющиеся ископаемым аналогом батиальных осадков.

Полезные ископаемые в отложениях батиальной области довольно разнообразны. Сюда могут спускаться полезные компоненты, формирующиеся в неритовой области, особенно в ее внешней части: фосфориты, глауконит. Здесь возможно образование и накопление органического вещества из планктонных организмов (как, например, в доманиковом горизонте на Русской платформе). Некоторые нефтематеринские толщи могут иметь батиальное происхождение. Писчий мел, мергели и другие виды карбонатного сырья, залежи глин бывают связаны с батиальными условиями. Возможно, что с батиальными глинами связаны некоторые рудные месторождения: урановые руды и др.

ГЛАВА XX

АБИССАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Абиссальные (глубоководные, или пелагические) отложения распространены на земном шаре в современную эпоху шире всего. Они занимают 56% всей его площади (включая сушу) и около 75% поверхности морского дна (см. рис. 7). Столь большая протяженность абиссальных отложений на современном морском дне не соответствует их геологическому значению: в ископаемом состоянии абиссальные осадки достоверно установлены в единичных случаях.

Абиссальные осадки покрывают открытое дно океанов на глубинах более 2000—3000 м. Первые сведения о них опубликованы в трудах экспедиций на судах «Челленджер» и «Альба-

трос» (Murray and Renard, 1891 и др.). Эти сведения не утратили своего значения и до наших дней. С тех пор, конечно, знания о глубоководных отложениях сильно возросли, особенно после того, как была разработана методика получения со дна колонок ненарушенного ила мощностью до 10 м и больше. Большой вклад в изучение этих отложений внесли советские экспедиции, особенно на судах «Витязь» и «Обь».

Океанское дно обладает сложным рельефом. Наряду с обширными равнинами, имеющими среднюю глубину порядка 4 км, там встречаются подводные хребты и отдельные горы, поднимающиеся на несколько тысяч метров над уровнем дна и в некоторых случаях выходящие вершинами на поверхность моря в виде островов. Некоторая часть подводных хребтов имеет вулканическую природу и представляет нагромождение продуктов подводных извержений, другая часть хребтов, вероятно, является настоящими складчатыми горными сооружениями. На дне океанов известны и впадины, имеющие обычно вытянутую форму с глубинами до 11 км.

Естественно, что все эти особенности морфологии океанского дна отражаются и на характере накапливающихся там осадков. Наряду с областями, где идет медленное осадконакопление, на океанском дне известны площади, где никаких осадков не образуется и где обнажен скальный грунт. Причиной этого являются сильные течения.

Скорость накопления абиссальных илов ничтожная. Ее оценивают величинами от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров за тысячу лет. Эта величина меняется в зависимости от типа осадка и характера океана. Минимальна скорость накопления красной глубоководной глины, скорость накопления карбонатных илов обычно 3—5 см за тысячу лет.

В основном на океанском дне господствуют окислительные условия, мощность окислительного слоя достигает нескольких метров.

По составу и происхождению глубоководные отложения делят на несколько групп: терригенные, органогенные, хемогенные, вулканогенные и полигенные осадки (Безруков и др., 1961) (рис. 43).

Красная глубоководная глина. Этот тип осадка один из самых распространенных, особенно в Тихом океане, где на него приходится около 50% площади дна. Образуется красная глина на глубинах более 4500 м, средняя глубина — 5400 м.

Красная глина — очень тонкий осадок; в ней преобладают частицы размером около 0,001 мм. По составу это главным образом гидрослюдистые минералы. Цвет глины обычно коричневатый, в редких случаях действительно красный. Карбонатов в ней либо совсем нет или очень мало. Всегда имеется марганец (0,2—5%) и железо (5—10%). Из органических остатков неред-

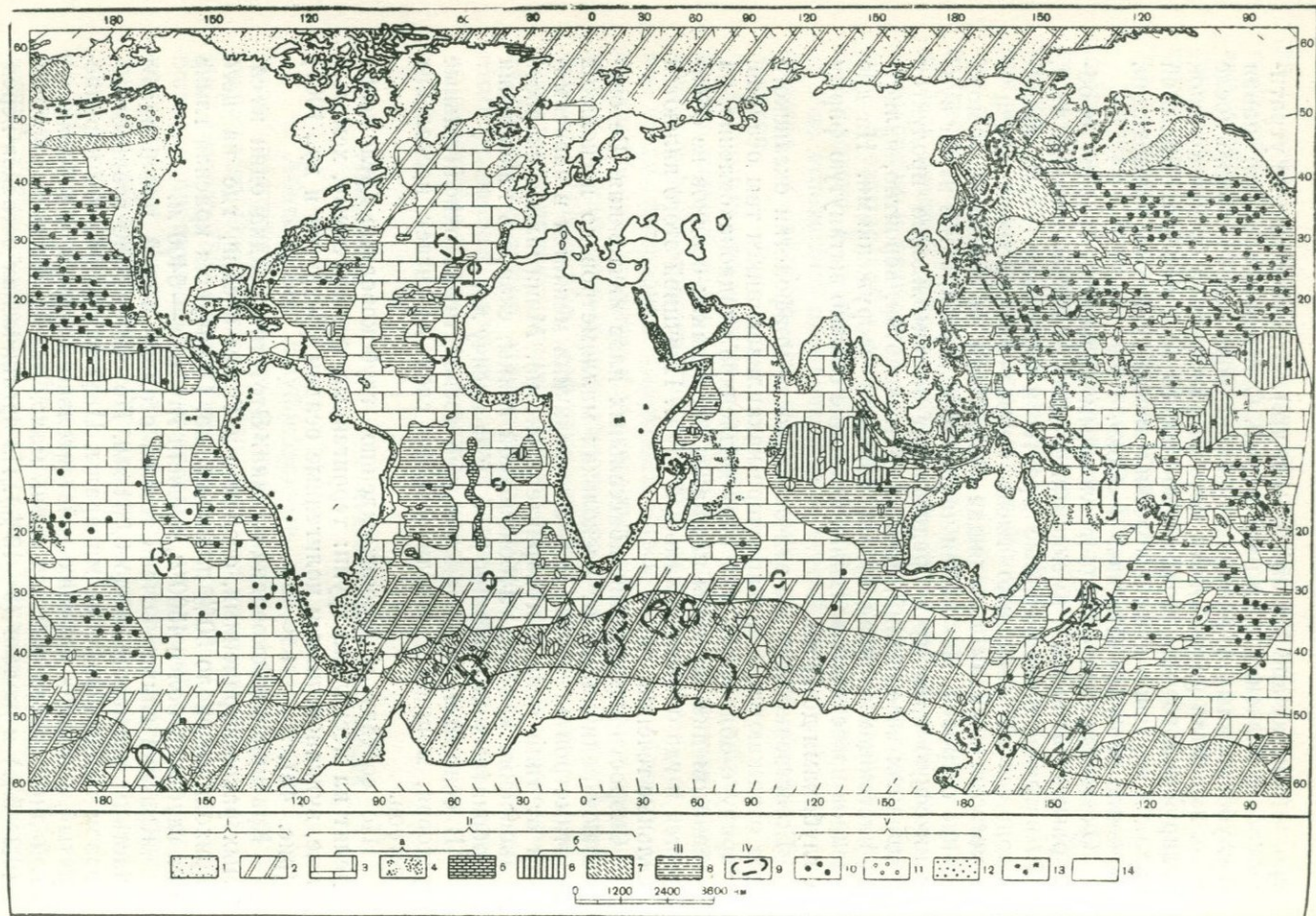


Рис. 43. Карта океанических осадков (по П. Л. Безрукову, А. П. Лисцину и др., 1961):

1 — терригенные осадки; 2 — терригенно-айсберговые; 3 — фораминиферовые; 4 — коралловые; 5 — кремнистые и глинисто-кремнистые осадки; 6 — радиоляриевые; 7 — диатомовые; 8 — красная глубоководная глина; 9 — вулканогенные осадки; 10 — железомарганцевые конкреции; 11 — фосфоритовые конкреции; 12 — глауконитовые осадки; 13 — действующие вулканы; 14 — суша и внутриконтинентальные водоемы

ко присутствуют опаловые раковинки радиолярий; причем в случае увеличения их содержания до 10% и более красную глину называют радиоляриевым илом. Очень характерно наличие зубов акул, иногда попадаются слуховые косточки китов — наиболее трудно растворимые кости их скелета.

В осадках красной глины присутствуют мелкие шарики никелистого железа, известные еще со времени экспедиции на «Челленджере», имеющие космическое происхождение, а также цеолиты вулканического происхождения (минерал филлипсит) и кусочки пемзы. Для областей распространения красной глины характерны железо-марганцевые конкреции, особенно в Индийском и Тихом океанах, где они покрывают местами от 20 до 50% и более площади дна. В их составе присутствует марганец (до 39,6%), железо (3,7—20,8%), кобальт (до 0,92%), никель (до 1,43%), медь (до 1,81%) и ряд других элементов. Размер конкреций меняется от 1 до 20 см и более, форма очень разнообразная, преимущественно округлая. На основании определений абсолютного возраста подсчитано, что конкреции растут со скоростью около 1 мм за 1000 лет, т. е. еще медленнее, чем накапливаются заключающие их глины. Как при этом получается, что они лежат почти не покрытые осадком, остается пока загадкой.

Фораминиферовые илы. Из органогенных осадков наибольшим распространением в абиссальной области пользуются фораминиферовые илы. Особенно их много в Атлантическом океане (см. рис. 43), где они занимают около 60% площади дна. Но и в Тихом океане их около одной трети его площади.

Фораминиферовые осадки, как и вообще известковые отложения, часто рассматривают как осадки теплых вод. Но верно это только в самом первом приближении. Они развиты не только в тропической и субтропической областях океанов, но и в умеренных широтах, а иногда заходят даже за полярный круг, как, например, в Норвежском море. В южном полушарии отдельные пятна фораминиферовых илов достигают 65° южной широты. Эти примеры еще раз показывают, как осторожно при палеогеографических реконструкциях следует пользоваться известковыми породами для оценки климатической обстановки.

Средняя глубина распространения фораминиферовых илов 2000—3000 м, нижним пределом являет-

ся глубина около 5000 м. Глубже известковые раковины растворяются и фораминиферовые илы заменяются красной глиной или кремнистыми органогенными илами.

По составу фораминиферовые илы, кроме раковин планктонных фораминифер — главным образом глобигерин, содержат также раковины пелагических моллюсков — птеропод. При увеличении количества последних фораминиферовые илы переходят в птероподовые; иногда наблюдаются скопления скорлупок одноклеточных планктонных известковых водорослей — кокколитофорид (если они преобладают, то илы называются кокколитофоридовыми), присутствуют также и другие остатки как планктонных, так и донных известковых организмов. В неактивной части, составляющей иногда более 50% от всего осадка, преобладает глинистый материал, близкий по составу к красной глине, а также могут присутствовать, но в значительно меньшем количестве, чем в последней, зубы акул, слуховые косточки китов и продукты вулканического происхождения. Нередко встречаются и железо-марганцевые конкреции. Скорость накопления фораминиферовых илов больше, чем красных глин, но все же незначительная — 3—5 см в тысячу лет.

Кремнистые илы. Из кремнистых осадков в абиссальных областях наиболее распространены два типа: радиоляриевые и диатомовые илы.

Радиоляриевые илы состоят в значительной части из скопления опаловых скорлупок одноклеточных планктонных организмов — радиолярий. Распространены они преимущественно отдельными пятнами в Тихом и Индийском океанах, где представляют несколько смещенную течениями проекцию на дно ареалов распространения радиолярий в верхних слоях воды. Радиоляриевые илы замещаются красной глубоководной глиной, с которой они связаны постепенными переходами. Распространены радиоляриевые илы на глубинах от 4300 до 8200 м.

Диатомовые илы наиболее широко распространены в южном полушарии, где образуют почти сплошной пояс вокруг Антарктического материка (см. рис. 43). Такое распространение объясняется тем, что диатомовых водорослей особенно много в южных приполярных областях Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Отдельные пятна диатомовых илов есть и в северной части Тихого океана, где в верхних слоях воды также пышно развита флора диатомовых водорослей. Встречаются они преимущественно на глубинах от 1000 до 5500 м, в среднем на глубине около 3900 м. Отметим, что в Северном Ледовитом океане, в воде которого также живет много диатомовых водорослей, в осадках их почти нет.

Отложения океанических желобов. Океаническими желобами называют глубоководные впадины вытянутой формы, расположенные преимущественно вдоль островных дуг, в окраинных

частях океанов. Это относительно узкие впадины, протягивающиеся на тысячи километров в длину, глубина впадин на 2—4 км превосходит среднюю глубину соседнего океанического дна. Осадки их в силу трудной доступности известны мало; некоторые из них, расположенные в северной части Тихого океана, изучены советскими исследователями (Безруков, 1957, 1960; Удинцев, 1959, и др.).

Всего сейчас известно 26 глубоководных желобов (впадин), из них 21 приходится на Тихий океан, 4 на Атлантический и 1 на

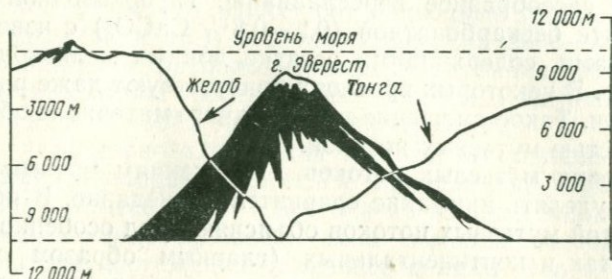


Рис. 44. Разрезы г. Эверест и желоба Тонга в Тихом океане. Оба разреза даны в одном масштабе. Вертикальный масштаб примерно в 16 раз больше горизонтального (по Ф. Шепарду, 1964)

Индийский. Наибольшая глубина выявлена пока в Марианской впадине Тихого океана и составляет 11 034 м (с точностью ± 50 м). Желоба имеют часто крутые склоны (до 20—40°) и нередко ровное дно. По размерам, а иногда и по форме поперечного сечения желоба представляют как бы перевернутое изображение высочайших горных хребтов (рис. 44).

Некоторые желоба иногда рассматривают как современные аналоги геосинклинальных прогибов прошлого. Если это так, то развитые в них осадки должны иметь сходство с отложениями геосинклинальных областей.

В северной части Тихого океана, имеющей глубину 5—6 км, известны Алеутский глубоководный желоб (максимальная глубина 7822 м), Курило-Камчатский (максимальная глубина 10 524 м) и несколько других. Они довольно подробно изучены за последние годы советскими геологами. Выяснено, что в осадках преобладают бескарбонатные, часто кремнистые алевритово-глинистые и глинистые илы со следами подводных оползней и переотложения осадков мутьевыми потоками; в них присутствуют валуны и глыбы уплотненных глин, имеются сложные нарушения слоистости, градационная текстура осадков («сортированная слоистость»).

В глубоководных впадинах видовой состав донных организмов обеднен. Так, в Курило-Камчатском желобе на глубине

6860 м обнаружено 45 видов донных организмов, на глубине 7220 м — 41 вид, 8400 м — 20 видов, а на глубине 9900 м — всего 6 видов.

В осадках желоба Тонга¹ преобладает вулканический материал, представленный алевритовыми кристаллическими туфами с обломками стекла, зернами авгита и других железо-магнетизальных минералов вулканического происхождения.

В самом глубоком из желобов Атлантического океана — желобе Пуэрто-Рико (глубина до 8300 м) — среди осадков наблюдается своеобразное переслаивание глубоководной красной глины, почти бескарбонатной (0,2—0,8% CaCO_3) с известковистыми песками, содержащими остатки донных мелководных фораминифер. В некоторых прослоях присутствуют даже растительные остатки. Такое смешение разнородного материала объясняют деятельностью мутьевых потоков.

Отложения мутьевых потоков. Отложениям мутьевых потоков стали уделять внимание сравнительно недавно. В последние годы работой мутьевых потоков объясняют ряд особенностей как морских, так и континентальных (главным образом озерных) отложений. Осадки их находят и среди абиссальных отложений. Распространены они преимущественно в окраинных частях океанов, особенно там, где к относительно плоскому океаническому дну примыкает крутой материковый склон. Такие условия наблюдаются, например, в ряде мест западной окраины Атлантического и восточной части Тихого океанов.

Наиболее характерная особенность отложений мутьевых потоков заключается в том, что среди типичных глубоководных отложений появляются прослой алевритовых и даже песчаных илов, причем находящиеся в них органические остатки принадлежат мелководным и даже наземным организмам.

Предполагается, что мелководные организмы и заключающие их относительно грубые осадки попадают в глубокое море посредством мутьевых потоков, которые, возникая от разных причин в береговой зоне, скатываются вниз по материковому склону. Они увлекают за собой весь взвешенный в них материал и отлагают его на океаническом дне там, где оно становится почти плоским и где поэтому мутьевой поток прекращает свое поступательное движение. Так возникает и еще одна характерная особенность отложений — так называемая сортированная слоистость, или градационная слоистость (graded bedding). Суть ее такова. В осадке происходит постепенное уменьшение крупности обломочного материала снизу вверх по разрезу, а затем по резкой границе на тонкий осадок снова ложится более крупный, который кверху постепенно становится все более тонким, и так

¹ Желоб Тонга находится в южной части Тихого океана к востоку от одних островов; глубины в нем превосходят 10 км.

повторяется много раз. Каждая такая пачка — от грубого до тонкого состава — считается отложенной одним мутьевым потоком.

Осадки Северного Ледовитого океана. Осадки Северного Ледовитого океана сильно отличаются от других типов океанических отложений. Они подробно изучены советскими учеными.

Рельеф дна Северного Ледовитого океана очень сложен. В нем имеются обширные котловины (Нансена, Бофорта и др.), средние глубины которых 3000—4000 м, а в отдельных местах глубина достигает 5,5 км; его пересекают подводные хребты (Ломоносова, Менделеева и др.), поднимающиеся на 2000—3000 м над дном, с вершинами, расположенными на глубинах 500—600 м от поверхности. Склоны хребтов имеют уклоны в несколько градусов, а иногда и 20—30° и еще большей крутизны.

Очень характерно для океана течение, выходящее из Берингова пролива и направляющееся к Гренландии, пересекающее, таким образом, весь океан с востока на запад. Именно этим течением еще в конце прошлого века пытался воспользоваться Ф. Нансен для достижения Северного полюса. Это течение разносит терригенный материал, выносимый сибирскими реками и льдом, по всему океану.

В Северном Ледовитом океане нет описанных выше океанических отложений. Обусловлено это упомянутым течением, а также другими гидрологическими и геоморфологическими особенностями океана.

Почти по всей поверхности его дна то в большем, то в меньшем количестве встречается материал ледового разноса в виде валунов, щебня, галек и гравия. По петрографическому составу этот крупнообломочный материал очень разнообразен. Часто состав обломков на дне обнаруживает сходство с составом коренных пород на близлежащих островах. Н. А. Белов и Н. Н. Лапина (1961) полагают, что источником грубых осадков может являться в некоторых случаях не только ледниковый разнос, но и разрыв коренных пород, выходящих на дне.

Донные отложения — это главным образом песчанистые и глинистые илы. Первые распространены преимущественно в областях подводных хребтов, вторые — во впадинах. Однако даже в наиболее глинистых разностях илов алевритовая и песчаная фракции составляют 10—20%, а в песчанистых илах содержание этих фракций достигает 70—90%. Таким образом, значительное участие чисто обломочного материала в осадках Северного Ледовитого океана не вызывает сомнения. О том же свидетельствует и обычное присутствие гравия и галек, даже на глубинах 3500—4000 м.

Иногда наблюдающаяся хорошая сортировка осадков по механическому составу заставляет предполагать участие в их обработке придонных течений. Очень характерно постоянное наличие

в илах остатков микрофауны — планктонных фораминифер, причем эти раковинки имеют карликовые размеры и принадлежат главным образом одному виду глобигерин — *Globigerina pachyderma* Ehgenb. Число известковых раковин фораминифер довольно велико и составляет обычно 1000—5000 раковинок на 1 г сухого ила (фораминиферовое число); в отдельных случаях оно достигает 10 000¹. Изредка встречаются опаловые раковинки радиолярий и спикулы кремневых губок. Содержание извести в осадках обычно невелико — 1—10%, но местами (и притом на значительных пространствах, как, например, в районе хребтов Ломоносова и Менделеева), достигает 20—30% (до 33%). Таким образом, существующие представления о бескарбонатности осадков арктических водоемов не вполне точные.

Очень странно отсутствие в илах скорлупок диатомовых водорослей. Это тем более странно, что в верхних слоях воды летом бурно развивается диатомовый планктон. Указанное противоречие объясняют тем, что придонные холодные воды океана резко недосыщены кремнеземом и поэтому скорлупки отмерших диатомовых, опускаясь на дно, растворяются.

Скорость накопления современных илов Северного Ледовитого океана 1—5 см за 1000 лет, т. е. она больше, чем у некоторых глубоководных отложений других океанов.

Геологическое распространение. Ископаемые аналоги современных глубоководных океанических отложений встречаются исключительно редко, что вызвано несколькими причинами. Во-первых, сомнительно, чтобы в пределах платформенных областей могли существовать в прошлом глубины в тысячи метров, на которых идет накопление глубоководных осадков. В геосинклинальных областях прошлого могли существовать глубины в 3—5 км, но характер этих впадин существенно отличался от дна океанов. Вероятно, это были узкие глубокие желоба, располагавшиеся рядом с цепями гористых островов. Во-вторых, скорость накопления современных абиссальных отложений крайне незначительна. Поэтому и мощность их должна сильно уступать другим типам осадков. Следовательно, если такие отложения и присутствуют среди древних толщ, то они должны обладать малой мощностью и обнаружить их в разрезе трудно. Вместе с тем очень вероятно, что глубокие океанические желоба, располагающиеся в настоящее время вдоль края некоторых материков и островных дуг, являются современными аналогами некоторых впадин геосинклинальных бассейнов прошлого и осадки их сопоставимы с некоторыми из ископаемых геосинклинальных толщ.

Что же касается собственно океанических отложений, рас-

¹ Для сравнения интересно отметить, что в северной части Атлантического океана фораминиферовое число составляет обычно 5000—10 000, но фораминиферы Северного Ледовитого океана гораздо мельче.

смотренных в этой главе, то в литературе указывается всего два-три примера, которые с известной условностью можно считать близкими современным абиссальным осадкам. Так, в триасе Альп известны кремнистые аргиллиты красноватого цвета, содержащие раковинки радиолярий и имеющие небольшую мощность; их считают ископаемым аналогом современных глубоководных кремнистых илов. Однако такое сопоставление вызывает сомнения. Кремнистые илы распространены обычно на обширном весьма ровном дне океанов, а в триасе на месте Альп был геосинклинальный бассейн, весь режим движений которого, а следовательно, и геоморфология, существенно отличались от современных пространств океанского дна. Среди третичных отложений на островах Малайского архипелага описаны кремнисто-глинистые отложения, которые также рассматриваются в качестве ископаемых аналогов глубоководных илов. К сожалению, и в этом случае вряд ли можно сопоставлять указанные отложения с современными абиссальными пелагическими илами. Малайский архипелаг представляет собой современную геосинклинальную область и геоморфологическое ее выражение, так же как и весь режим тектонических движений, существенно отличаются от ложа океанов.

Полезные ископаемые. В настоящее время установлено, что железо-марганцевых конкреций местами на дне встречаются огромные скопления. Если бы они находились ближе к дневной поверхности, то могли бы быть предметом выгодной разработки.

Н. Л. Зенкевичем и Н. С. Скорняковой (1961) составлена карта распределения и концентрации железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Ими подсчитано, что на ряде участков конкреции занимают до 50% и более поверхности дна. В пересчете на вес это составляет от 4 до 10 тыс. т конкреций на 1 км² океанского дна. Можно не сомневаться в том, что океанское дно богато и другими видами ценных полезных ископаемых, но выявление их и практическое освоение — дело будущего.

ГЛАВА XXI

ОТЛОЖЕНИЯ МОРЕЙ С НЕНОРМАЛЬНОЙ СОЛЕНОСТЬЮ

Отложения, которым посвящена эта глава, имеют черты, общие с отложениями всех морских водоемов. Особенно это касается мелководных областей. Вместе с тем у них много своеобразных черт, требующих особого рассмотрения.

Моря с соленостью, существенно отличающейся от океанской, расположены во внутренних частях материков. Они либо утратили связь с океаном, либо соединяются с ним через узкие проливы и поэтому имеют с океаном ограниченный водообмен. В зависи-

мости от климата, количества и величины впадающих рек и других физико-географических условий вода в таких морях может быть более пресной или более соленой, чем в океане.

В современную эпоху большинство внутриматериковых морей, даже расположенных в областях сухого климата, имеют более пресную воду, чем в океане. Таковы и внутренние моря Советского Союза (рис. 45). Объясняется такое явление господством сейчас влажного климата, влияние которого распространяется и за пределы собственно гумидных областей. Только в Красном море, в которое не впадает ни одной значительной реки, средняя соле-

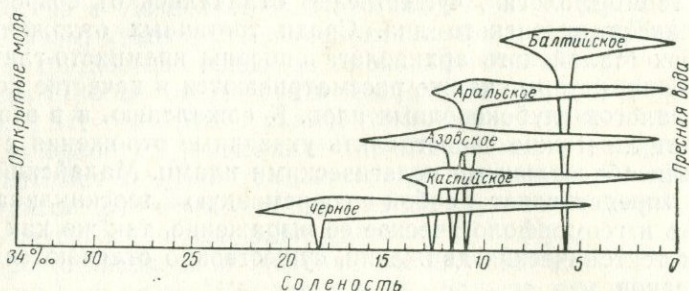


Рис. 45. Амплитуды солёности наиболее опреснённых морей СССР с указанием их средней солёности (по Л. А. Зенкевичу, 1951)

ность воды около 40‰, т. е. на 5‰ выше средней океанской. В геологическом прошлом были времена, когда наблюдалась иная картина: области сухого климата занимали гораздо большие площади, как, например, в пермском периоде.

Указанной спецификой современной эпохи объясняется и такой факт, как отсутствие водоемов морского типа, в которых шло бы накопление наиболее растворимых калийных и магниевых солей.

Отклонение солёности от нормальной океанской прежде всего отражается на составе органического мира. Ниже приведены данные об изменениях числа видов некоторых классов организмов в морях от Средиземного до Аральского (табл. 8).

Во внутриматериковые моря обычно поступает огромное количество осадочного материала, поскольку отношение площади водосбора этих морей к площади самих водоемов всегда больше единицы. Поэтому в осадках этих морей обычно значительная роль принадлежит терригенному материалу. Только в водоемах, почти не получающих материала с суши (Красное море), осадки оказываются главным образом карбонатными.

Чёрное море. Чёрное море относится к водоемам котловинного типа. Только в северо-западной его части имеется обширная

Изменение числа видов некоторых классов организмов в морях
от Средиземного до Аральского
(составлено по материалам Л. А. Зенкевича, 1963)

Группы организмов	Средиземное море. Соленость 37‰	Черное море. Соленость 17‰	Каспийское море. Соленость 12‰	Аральское море. Соленость 10‰
Донные водоросли:				
зеленые	78	58	46	4
бурые	89	51	8	Нет
Губки	110	42	5	Нет
Моллюски:				
пластинчатожаберные	358	49	23	4
брюхоногие	965	74	32	2
головногие	72	Нет	Нет	Нет
Мшанки	306	12	4	2
Плеченогие	23	Нет	Нет	Нет

шельфовая площадка, в других местах она почти отсутствует. Глубины в море достигают 2240 м, в проливе Босфор, соединяющем Черное море через Мраморное море со Средиземным и с океаном, глубины уменьшаются до 30 м; ширина этого пролива в самом узком месте всего 700 м. Соленость воды примерно 18‰, избыток опресненной воды через Босфор стекает в Мраморное море, а по дну пролива навстречу идет ток средиземноморской воды с соленостью 38‰. Более тяжелая средиземноморская вода, достигая черноморской котловины, растекается по ней, повышая на глубине соленость воды Черного моря до 22‰. В связи с тем, что более тяжелая вода находится внизу, вертикальное перемешивание воды (конвекционное) затруднено и поэтому кислород исчезает в воде Черного моря на глубине около 150 м. Появляется сероводород; концентрация сероводорода достигает у дна 6 см³ на литр воды. Он образуется на дне при анаэробном разложении падающих из верхнего слоя воды остатков планктонных организмов. Своеобразный газовый режим обуславливает и своеобразное осадкообразование во всей глубоководной части моря.

Прибрежные осадки не обнаруживают, естественно, признаков ненормального газового режима. Отличие их от прибрежных осадков морей нормальной солености заключается главным образом в том, что органические остатки в них гораздо однообразнее.

В областях, где берега гористые (во многих местах побережья Кавказа и Крыма), осадки представлены галечными накоплениями. Дальше от берега галечные накопления быстро сменяются

песками и алевроитовыми илами. Там, где горы отступают от берега, отлагаются мелкозернистые пески. В тихих бухтах даже у самого берега образуется тонкий глинистый осадок. Местами, особенно в мелкой северо-западной части моря, в береговой области развиты ракушняки и скопления битых раковин. Сложены они главным образом раковинами немногих видов пластинчатожаберных моллюсков.

От поверхности и до глубины 20 м К. М. Петров (1960) выделяет в Черном море ряд обстановок: 1) участки каменистого берега, защищенные от сильного волнения, но периодически увлажняемые заплесками волн; для них характерны заросли зеленых водорослей; 2) полого спускающиеся в глубину моря каменистые берега, открытые прибою; здесь обильны заросли бурых и красных водорослей; 3) участки дна, сложенные выходами коренных глинистых пород; для них особенно характерны моллюски-камнеточцы; 4) участки дна, сложенные песками; на песках распространены довольно разнообразные сообщества моллюсков. На сходных песках на глубинах 10—12 м биоценоз меняется.

На глубинах 5—17 м, а иногда и до 25 м, пески часто становятся заиленными и это вызывает появление в них несколько отличного сообщества моллюсков. На глубинах 10—17 м иногда представлены ракушняки с песчаным осадком или битый ракушечный детрит и т. д.

Для иллюстрации разнообразия обстановок в литоральной зоне Черного моря приведена схематическая карта осадков Анапского района. Е. Н. Невеский (1967) выделяет в этом районе несколько зон (рис. 46). Осадки этих зон — пески, алевроитовые и глинистые илы, ракушняки.

На глубинах 20—70 м в Черном море появляется относительно тонкий, преимущественно глинистого состава осадок, так называемый мидиевый ил. 50—60% в нем приходится на частицы меньше 0,01 мм, остальное — на алевроитовый и песчаный материал. Карбонатность осадка в среднем 15%. В нем довольно много раковин моллюска *Mytilus galloprovincialis*, присутствуют и другие формы.

Глубже 60—70 м появляется другой глинистый осадок, называемый фазеолиновым илом. По механическому составу он еще более тонкий и частиц меньше 0,01 мм в нем около 80%. Возрастает и содержание тонкозернистого кальцита. Из органических остатков в фазеолиновом иле преобладают раковины моллюска *Modiola phaseolina*, от которого ил и получил название. Характерно, что скопления названной раковины приурочены к определенным слоям, другие слои лишены остатков донных организмов. Такое распределение связано с колебаниями уровня сероводородного заражения: когда он повышался, донное население гибло и накапливался ил без органических остатков; когда уровень по-

нижался, развивалась довольно обильная донная фауна. Фазеолиновый ил распространен до глубин около 180 м; ниже располагается область господства своеобразных глубоководных илов.

Глубоководные осадки Черного моря были изучены А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938, 1961). Представлены они главным образом тонкими глинистыми осадками. Шире всего

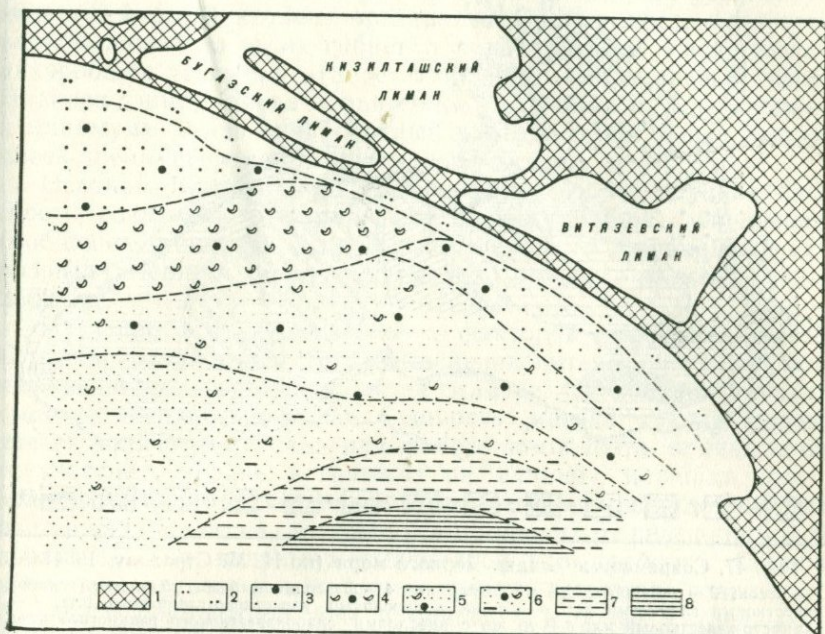


Рис. 46. Осадки Анапского района Черного моря (составлено по данным Е. Н. Невесского, 1967):

1 — суша; 2 — песок алевроитовый; 3 — алеврит песчаный; 4 — ракушняк песчаный; 5 — алеврит ракушечный песчаный; 6 — алеврит ракушечный глинистый; 7 — глина алевроитовая; 8 — глина алевроитистая

распространены серые известково-глинистые илы. Они занимают всю внутреннюю часть черноморской котловины и в ряде мест подходят довольно близко к берегу (рис. 47). Отсутствие современных осадков на некоторых участках берегов Кавказа и Крыма связано с оползанием их на склонах дна, достигающих иногда $12-14^\circ$ крутизны.

Имеется несколько разновидностей глубоководных известково-глинистых илов. Различаются они по механическому составу, содержанию извести и характеру слоистости. Ближе к центру моря увеличивается карбонатность. Поэтому самые богатые известью илы распространены в двух центральных самых глубоких участках моря. Карбонатность их меняется от 50 до 70%, т. е. это по существу современные мергели.

Глинистая часть представлена гидрослюдисто-монтморилло-нитовой ассоциацией с примесью каолинита и хлорита. Карбонатная часть осадков представлена главным образом кальцитом. Он бывает трех видов: органогенный (раковинный), комочковый (дрюит) * и пелитоморфный. Раковинный карбонат имеет значе-

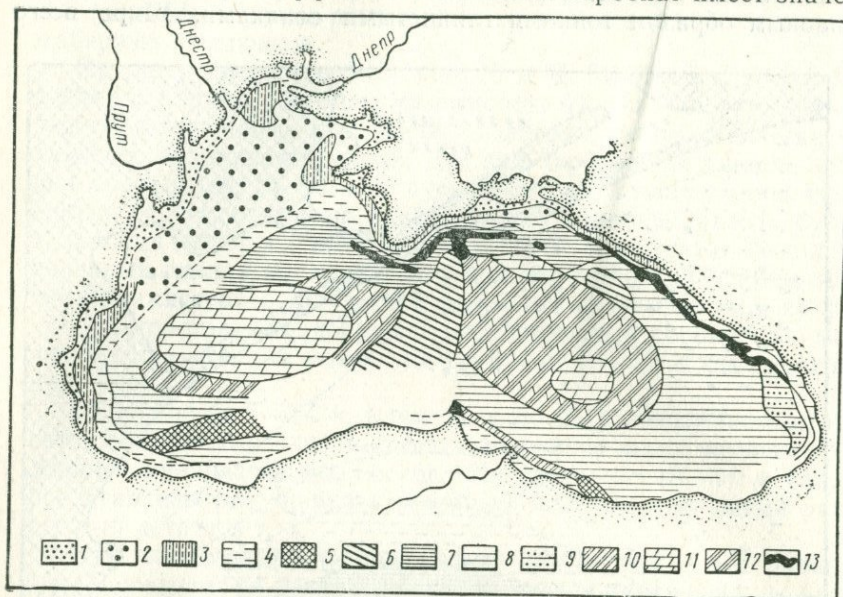


Рис. 47. Современные осадки Черного моря (по Н. М. Страхову, 1954):

1 — песок; 2 — ракушняк; 3 — мидиевый ил; 4 — фазеолиновый ил; 5 — серый слабо-известковый глинистый ил; 6 — то же с прослоями известково-глинистого ила; 7 — глинисто-известковый ил; 8 — то же с прослоями слабоизвесткового глинистого ила; 9 — то же с прослоями песка; 10 — то же с частыми прослоями глинистого ила; 11 — известково-глинистый ил; 12 — то же с прослоями глинистого ила; 13 — современных осадков нет

ние в мелководных и шельфовых осадках, но не играет существенной роли в глубоководных, где преобладают дрюит и пелитоморфный карбонат. Для глубоководных илов характерен гидротроилит.

Главная особенность большей части глубоководных илов — микрослоистость. Выражена она в типичных случаях многократным чередованием трех слоев: известкового, глинистого и сапропелевого. Известковые слои (точнее известково-глинистые) состоят из комочков дрюита, а сапропелевые слои (точнее глинисто-сапропелевые) выделяются темным цветом. Слои чаще всего волнистые, иногда разделяются на линзочки. Толщи-

* Исследования, выполненные с помощью электронного сканирующего микроскопа, показали, что «дрюит» в осадках Черного моря в значительной части представляет собой остатки скелетов известковых планктонных водорослей — кокколитофорид.

на слойков ничтожная — на 1 см сухой колонки осадка приходится 40—100 слойков.

Происхождение слоистости связано с изменениями условий по временам года. Весной реки выносят много терригенной мути. Более грубый материал осаждается около берегов, а тонкие частицы разносятся течениями и медленно опускаются на дно, давая глинистый слой. Летом в верхнем слое воды развивается пышный мир планктонных организмов. Осенью, когда вода остывает, большая часть их гибнет и падает на дно. Разлагаясь в анаэробных условиях, эти остатки дают сапропелевый слой. Наконец, зимой, когда терригенное осадконакопление сводится к минимуму, тонкий карбонатный материал дает более светлый слой преимущественно известкового состава.

Осадкам Черного моря свойственна и более крупная слоистость, связанная с изменением площади моря, улучшением сообщения с океаном и др. Установлено, что современный этап развития Черного моря охватывает отрезок времени около 2500 лет.

Изучение всех перечисленных факторов позволило Н. М. Страхову разработать метод выяснения интенсивности накопления различных составных частей осадков. Он получил название «метода абсолютных масс». Сущность метода такова: определяется количество осадка или любого компонента, принимающего участие в осадке, в граммах на единицу площади дна в единицу времени. Применение этого метода позволило выяснить ряд закономерностей, до этого ускользавших от внимания исследователей. Так, например, выяснилось, что карбонат кальция, железо, марганец и некоторые другие вещества осаждаются больше в прибрежной зоне и меньше — в более удаленных от берега частях. Таково же распределение и обломочного материала. Закономерности распределения карбонатного материала и других компонентов в осадках Черного моря могут быть прослежены и во многих других водоемах современной эпохи.

Каспийское море. Каспийское море в современную эпоху полностью отделено от океана. Его соленость еще больше, чем Черного моря, отклоняется от океанской, несмотря на то, что Каспий расположен в области засушливого климата и с востока к нему примыкают пустыни. Вызвано это особенностями физико-географических условий Каспийского моря. Пресную воду в него приносят Волга, Урал и реки, стекающие с Кавказа. Но главное опресняющее влияние оказывает лагуна (обычно называемая заливом) Кара-Богаз-Гол.

Соленость в большей средней и южной частях моря 12—13‰, а на севере — до 10‰ и еще меньше в районе дельты Волги. С глубиной соленость несколько увеличивается, следовательно, увеличивается и плотность воды на глубине. Последнее затрудняет вертикальный водообмен. Поэтому органический мир в море

богат только в верхней части и гораздо беднее на глубинах более 100 м.

Вода моря на всех глубинах пересыщена карбонатом кальция, и это обеспечивает возможность выпадения его в осадок химическим путем.

Глубины значительной части моря не превышают 200 м и только в двух впадинах достигают 790 м (Дербентская впадина) и 980 м (Южная впадина). Особенно мелководна северная часть моря, где почти до широты устья Терека средняя глубина составляет всего 6,2 м.

Среди осадков Каспийского моря выделяется ряд типов (рис. 48).

1. Пески; шире всего распространены в северной части, где особенно характерны для глубин до 5 м. По механическому составу это преимущественно мелкозернистые пески (фракция 0,25—1,0 мм в них составляет 48—56%) со значительной примесью алевритового материала (30—40%). По минеральному составу пески кварцевые, содержание тяжелых минералов во фракции крупного алеврита составляет обычно несколько процентов (иногда до 20%). Окатанность зерен зависит от места взятия пробы: в приустьевых пространствах Волги, Урала и Терека преобладают мало окатанные зерна, в более удаленных от устьев прибрежных мелководных участках обильны хорошо окатанные зерна. Нередко в песках имеется примесь обломков и целых раковин каспийских моллюсков. Раковинный детрит особенно характерен для самых мелководных участков песчаной зоны, а целые раковины свойственны более глубоким частям. Фракция песков крупнее 1 мм состоит из обломков раковин. Содержание их нередко составляет 30—50%, так что по существу это песчано-ракушечные осадки.

2. Оолитовые пески; распространены в юго-восточной части моря на глубинах не более 15 м и на расстоянии 5—12 км от берега. Сложены они на 80—90% известковыми оолитами размером от 0,1 до 1,2 мм, а также раковинами моллюсков и их обломками. Терригенного материала в них почти нет; содержание CaCO_3 достигает 96%, т. е. это очень чистый известковый осадок.

3. Ракушняки; в осадках Каспийского моря встречаются часто. Они образуют обширное поле в северной части моря и протягиваются отсюда вдоль восточного берега полосой от 30 до 60 км шириной и около 1000 км длиной (см. рис. 48). Максимальное развитие ракушняков находится на глубине от 10 до 25 м. Видовой состав их беден. Всего пять видов моллюсков являются пороодообразователями: *Monodacna caspia*, *Monodacna edentula*, *Dreissensia caspia*, *Dreissensia polymorpha* и *Cardium edule*. Это одно из важных отличий ракушняков Каспийского моря от органогенных накоплений морей нормальной солености.

Количество раковинного материала в ракушнях обычно превосходит 50% осадка, а нередко составляет 90% и больше. Количество нерастворимого остатка в них колеблется от 4 до 10%. Сохранность раковин разная: наряду с целыми обычно присутствуют и раздробленные. Особенно увеличивается роль

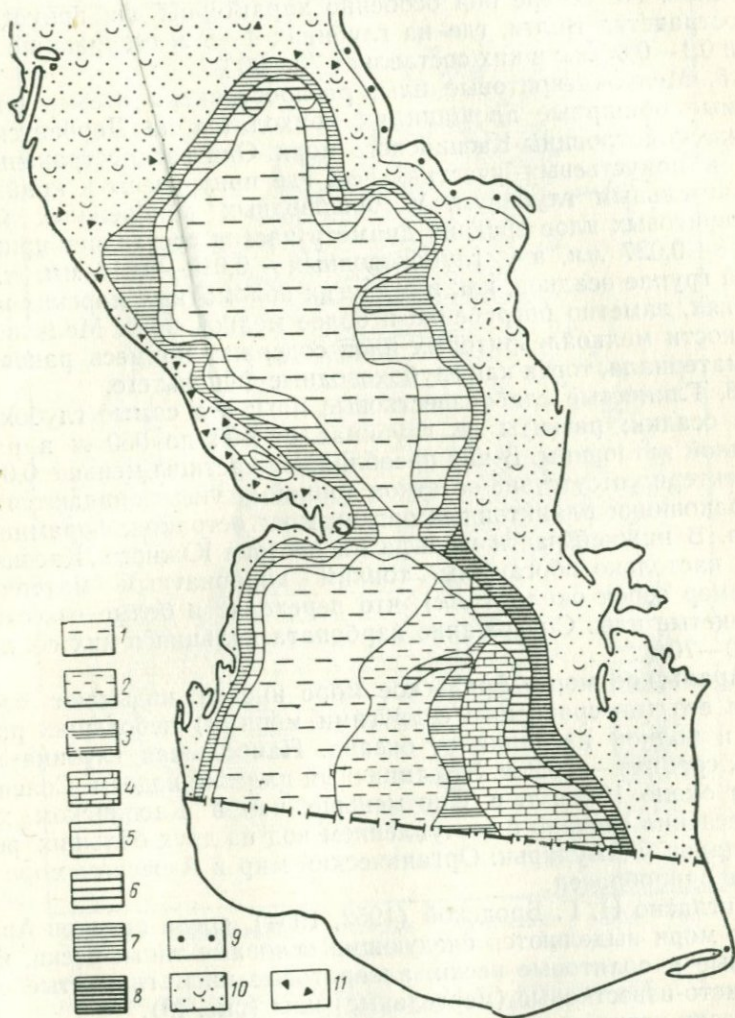


Рис. 48. Современные осадки средней части Каспийского моря (карта составлена В. И. Багировым, 1968):

1—8 илы: 1 — слабоизвестковый глинистый; 2 — известковый глинистый; 3 — глинистый; 4 — известковый; 5 — слабоизвестковый известково-глинистый; 6 — известковый известково-глинистый; 7 — слабоизвестковый известково-глинистый; 8 — известковый известково-глинистый; 9 — песок; 10 — песок с ракушей; 11 — обломки известковых раковин

раковинного детрита на глубинах 4—6 м. Как битые, так и целые раковины часто покрываются известковыми корками оолитовой и пелитоморфной структуры. Эти химические выделения карбоната иногда цементируют современные ракушники в крепкую породу.

4. Крупноалевритовые илы; распространены шире песчаных осадков. На севере они особенно характерны для приустьевого пространства Волги, где на глубинах 4—8 м содержание фракции 0,1—0,05 мм в них составляет 70—90 %.

5. Мелкоалевритовые илы; распространены весьма широко. Самые обширные площади их приходятся на Дербентскую и Южную котловины Каспийского моря. Они распространены также в приустьевых участках рек, где приурочены к крайне незначительным глубинам. У мелководных прибрежных мелкоалевритовых илов средний диаметр частиц составляет примерно 0,018—0,027 мм, а у глубоководных — 0,013—0,016 мм, т. е. в этой группе осадков, как и в других обломочных морских накоплениях, заметно погрубение в более мелкой воде. Мелководные разности мелкоалевритовых илов содержат примесь раковинного материала, тогда как глубоководные лишены его.

6. Глинистые слабоизвестковые илы; это самые глубоководные осадки; развиты на глубинах от 400 до 960 м в районе Южной котловины. В них преобладают частицы меньше 0,01 мм, характерно отсутствие остатков донной фауны, попадаются только раковинки планктонных организмов: остракод, фораминиферы и др. В нижней части шельфа на востоке Южного Каспия эти илы настолько обогащены тонким карбонатным материалом (размер зерен около 1 мк), что переходят в белые известково-глинистые илы. Содержание карбоната кальция в них составляет 60—70 %.

Аральское море. Аральское море иногда называют озером из-за его (по сравнению с другими морями) небольших размеров и полной изоляции от океана. Наибольшая глубина моря 67 м, средняя — 16,2 м. Это типичный плоский водоем. Соленость воды около 10 ‰, т. е. еще меньше, чем в Каспийском море. Опреснение связано с поступлением вод из двух больших рек — Сырдарьи и Амударьи. Органический мир в Азовском море еще более однообразен.

Согласно Н. Г. Бродской (1952, 1954), среди осадков Аральского моря выделяются следующие основные типы: пески, известковые и оолитовые пески, алевритовые илы, глинистые илы, глинисто-известковые (мергельные) илы (рис. 49).

Пески встречаются в прибрежной зоне до глубин 10 м, кроме того, они слагают мелководную область поднятий в районе к югу от о. Возрождения. По составу пески преимущественно мелкозернистые, в них преобладает кварц с примесью выветрелых полевых шпатов.

Оолитовые известковые пески распространены в районе к северу от о. Возрождения на глубинах 5—25 м. Обломочная часть их состоит из тех же минералов, что и в предыдущей группе, но для них характерно высокое содержание карбонатов—55%. Высокая карбонатность обусловлена присутствием оолито-

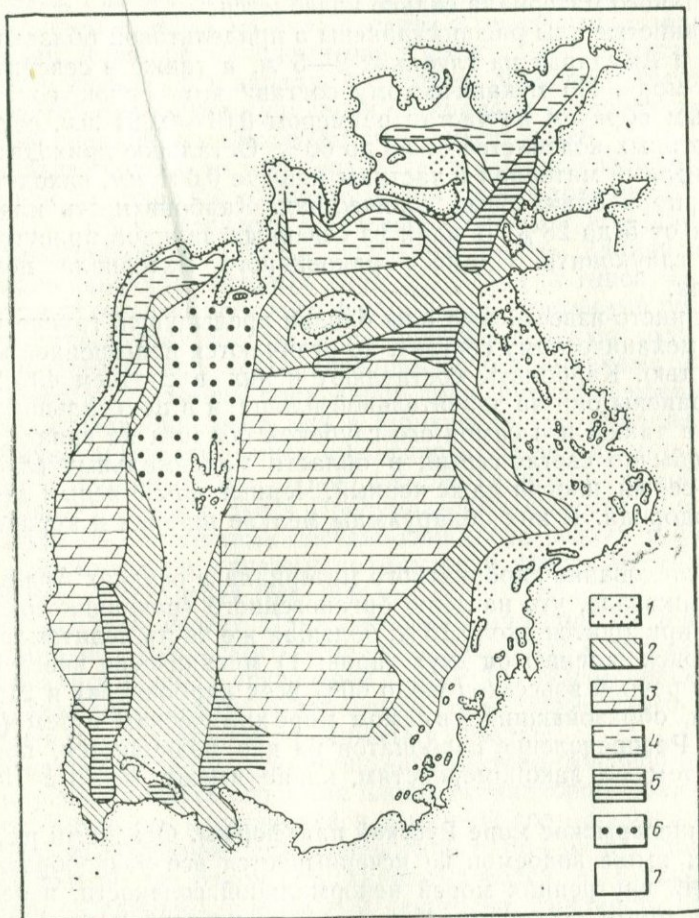


Рис. 49. Современные осадки Аральского моря (по Н. Г. Бродской, 1954):

1 — пески; 2 — алевритовые илы; 3 — известково-глинистые илы; 4 — глинистые илы северных заливов; 5 — то же дельтовых зон; 6 — оолиты; 7 — более древние отложения

вых зерен кальцита размером 1—0,1 мм. Кроме того, есть тонкозернистый карбонат, слабо цементирующий осадок. Обычна примесь обломков раковин пелеципод: *Adacna minima*, *Dreissensia caspia*, *Cardium edule*, *Corbicula fluminalis*.

Алевритовые илы распространены широко. Это алевритовый осадок со значительной примесью глинистого (в среднем 25%) и карбонатного (в среднем 20%) материала. Для него характерно ожелезнение, вызывающее довольно пеструю окраску этих илов: зеленовато-бурую, красновато-бурую и др. Содержание раковинного материала сильно колеблется.

Глинистые илы распространены в придельтовой области Сырдарьи и Амударьи на глубинах 2—5 м, а также в северных заливах моря. По механическому составу это осадок, состоящий главным образом из частиц размером 0,01—0,001 мм, содержание которых колеблется от 50 до 60%. Остальное приходится на алевритовый материал и частицы меньше 0,001 мм, находящиеся примерно в одинаковых количествах. Карбонатность илов меняется от 5 до 28%. В илах из северных заливов присутствуют зерна глауконита. Примесь раковинного материала незначительная.

Глинисто-известковые илы близки предыдущей группе по общему механическому составу, но отличаются повышенной карбонатностью. Карбонаты составляют в них в среднем 40%. Распространены они на значительной площади в центральной части моря, а также и в самой его глубокой области на западе. Цвет илов обычно светло-серый, в области максимальных глубин — темно-серый, иногда даже черный. Черные илы с ясным запахом сероводорода. В них обнаружены мелкие шарики и корочки пирита.

Исследование карбонатного материала в осадках Аральского моря показало, что на долю органогенного (раковинного) материала приходится около 15%, большая же часть пелитоморфная. По происхождению он двух типов: 1) механически внесенный в море с речной взвесью (около 60% всех карбонатов) и 2) аутигенный, образовавшийся в самом море химическим путем (около 25%). Распределение карбонатов на дне подчиняется, по-видимому, тем же закономерностям, какие имеют место в Черном море.

Раннепермское море Русской платформы. Осадками рассмотренных выше водоемов не исчерпывается все разнообразие отложений внутренних морей ненормальной солености, известных в ископаемом состоянии. Мы не знаем на современной поверхности земли сильно осолоненных морей, не потерявших связи с океаном, которые можно было бы рассматривать в качестве аналогов обширных солеродных бассейнов прошлого. Некоторые ископаемые соленосные толщи представляют комплекс древних лагунных отложений. Другие представляют осадки больших внутренних морей. Они особенно характерны были для пермского периода. Одним из хорошо изученных примеров служит раннепермское море Русской платформы. Оно дало мощные залежи солей, в том числе калийных, на востоке платформы, в Прикаспии.

пийской синеклизе и Предуральском краевом прогибе. В начале пермского периода это было несколько осолоненное море, располагавшееся среди обширных засушливых пространств. Оно протягивалось с севера на юг примерно на 3000 км и имело ширину около 1400 км. С океаном море сообщалось через пролив на севере. Главными осадками были известковые и доломитовые илы, причем к верху разреза в связи с прогрессирующим осолонением моря роль доломитовых илов увеличивается. Увеличивается их роль и к западу, что можно объяснить увеличением солености моря по мере удаления от Урала, с которого, вероятно, стекали реки, опреснявшие восточную часть моря.

Позднее соленость моря возросла, в нем началось отложение гипсов и расширилась область доломитообразования. В восточной части моря соленость была еще близкой к нормальной и в нем продолжалось развитие биогенных рифов. Западнее протягивалась зона доломитовых илов с прослоями гипса. Попадающая в отдельных прослоях фауна имеет угнетенный облик, она бедна по видовому составу. Еще западнее главную роль в отложениях играет гипс, переслаивающийся с доломитами. Местами появляются отложения поваренной соли, причем особенно большую площадь они занимают в Прикаспийской впадине.

В кунгурский век (конец нижнепермской эпохи) море превратилось в обширный солеродный бассейн (или в ряд разобщенных бассейнов?). На востоке в Предуральском краевом прогибе накапливались обломочные песчано-глинистые осадки с подчиненными прослоями и линзами доломитов и гипса. Местами мощность гипсов достигает 150—200 м.

На крайнем севере Предуральского прогиба, на территории современного Печорского угольного бассейна, в это время накапливалась мощная угленосная толща. Такое изменение в осадкообразовании связано с переходом из области сухого климата на юге в область влажного климата на севере.

Западнее области терригенно-доломитово-гипсовой седиментации располагалась огромная площадь галитового осадконакопления. Мощности накопившейся каменной соли достигает местами 1500 м. В верхней части соленосной толщи на отдельных участках появляются отложения калийных солей: в Прикаспийской впадине, в районе Соликамской депрессии. Мощность их достигает 100 м. Они представлены главным образом сильвинитом (KCl), карналлитом ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), полигалитом ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Для пластов калийных солей обычно характерно многократное чередование тонких галитовых и сильвинитовых слоев. Иногда чередуются три слоя: внизу глинисто-ангидритовый, выше галитовый и наверху — сильвинитовый. Слоистость связана, вероятно, с сезонными изменениями условий седиментации, причем образование слоя калийной соли отвечает наиболее жаркому и сухому времени года.

Физико-химические исследования условий осадконакопления (Валяшко, 1962) позволили установить, что формирование калийных солей не есть прямое продолжение предшествующих стадий морской седиментации, а результат изменения общего состава рассолов — их «метаморфизации». Происходит это в результате смешения находящихся в растворе солей сложного состава с несколько иным составом растворенных веществ свежей воды, поступающей извне. В результате метаморфизации в рассолах образуются и выпадают в осадок соединения, которых не было в исходных водах.

Время формирования калийных солей отвечало, вероятно, эпохе поднятий, в результате которых бассейн разделился на многочисленные впадины, в которые стекали рассолы («рапа») с относительно приподнятых участков. На месте единого бассейна появилось много озер с галитовыми берегами, в которых и происходила садка калийных солей. Процесс этот осложнялся изменениями концентрации, связанными со сменой времен года.

Геологическое значение отложений внутренних морей. Отложения внутренних морей ненормальной солености имели большое распространение в геологическом прошлом. Особенно увеличивалась их роль в эпохи, когда на обширных территориях платформ и геосинклинальных областей начинались региональные поднятия. В это время моря теряли связь с океаном и превращались в полузамкнутые и в совсем замкнутые бассейны.

В зависимости от климата и от других физико-географических условий, в частности от количества выпадающих рек, эти бассейны либо опреснялись и превращались в водоемы типа современного Черного, Каспийского и других морей, либо осолонялись и превращались в моря, которым мы не имеем аналогов на современной поверхности Земли.

Опресненным внутренним морем в эпохи накопления осадков второй половины алайского и середины туркестанского веков палеогена был бассейн, занимавший Ферганскую впадину. В другие эпохи море становилось соленым и в нем даже отлагался гипс (Геккер, Осипова и Бельская, 1962).

Опресненным было, вероятно, море, давшее осадки майкопской свиты на Северном Кавказе. Исследования В. В. Калиненко (1964) показали, что в дельтовой зоне одной из рек, впадавшей в это море, происходило формирование марганцевого месторождения. Еще одним примером ископаемого опресненного моря служит киммерийский бассейн, в береговой зоне которого образовались железные руды Керченского полуострова. Несомненно, опресненным было и акчагыльское море, далеко проникавшее на Русскую платформу из области Прикаспийской впадины.

Полезные ископаемые в отложениях внутренних морей. Полезные ископаемые в рассмотренных отложениях разнообразны. К первой группе относятся продукты механической дифференци-

ции в виде россыпей. Они известны и на современных берегах, в частности на Азовском море, а еще больше их заключено в береговых осадках ископаемых морей. К этой же группе относятся галечники и пески, используемые как строительный материал.

Вторую группу образуют рудные месторождения, главным образом железа и марганца, приуроченные к прибрежным и мелководным областям таких водоемов.

Третью группу дают отложения осолоненных морей с их разнообразным комплексом продуктов химической седиментации: от доломитов до крайних членов этого ряда — калийных и магниевых солей. В СССР такие месторождения широко известны.

ГЛАВА XXII

МОРСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Некоторые ученые давно уже высказывали предположение о большой роли подводных вулканических извержений в геологической истории Земли (Вернадский, 1936). Хорошо известна приуроченность цепей наземных вулканов к побережьям морей и океанов. Естественно, что вулканы существуют и на морском дне. Море занимает более 70% от всей поверхности земного шара (см. рис. 7). Вулканическая деятельность на морском дне развита не меньше, чем на поверхности суши. Но только за последние годы по этой проблеме накоплены некоторые данные. Получение их сопряжено с большими трудностями, связанными с тем, что подводный вулканизм почти не доступен непосредственному исследованию. Поэтому материал по этой теме в дальнейшем излагается несколько иначе, чем принято в этой части книги. Конкретные данные даются не столько по современным подводным вулканическим отложениям, сколько по их ископаемым аналогам, выведенным в современную эпоху на поверхность суши.

Распространение вулканов на морском дне и их морфологические особенности. В настоящее время известно около 70 действующих подводных вулканов. Можно не сомневаться в том, что эта цифра — лишь незначительная часть их общего количества. О распространении подводных вулканов приходится судить, используя косвенные данные по морфологии морского дна, по геофизическим сведениям, по распространению вулканических отложений на дне.

Наиболее достоверные площади распространения вулканических отложений на морском дне показаны на карте (см. рис. 43). Генетически они большей частью приурочены к областям, где известны вулканы, поднимающиеся над поверхностью воды. В этих же областях есть и действующие подводные вулканы. Поэтому отложения таких областей смешанные: частично они

состоят из продуктов наземных, частично из продуктов подводных извержений.

Подводный вулканизм развит во многих районах. Так, в центральной части Тихого океана находится около 400 островов, фундаментом которых служат вулканические конусы. Известно около 1000 подводных гор, поднимающихся больше чем на 1 км над океанским дном; вулканическая природа этих гор вполне веро-

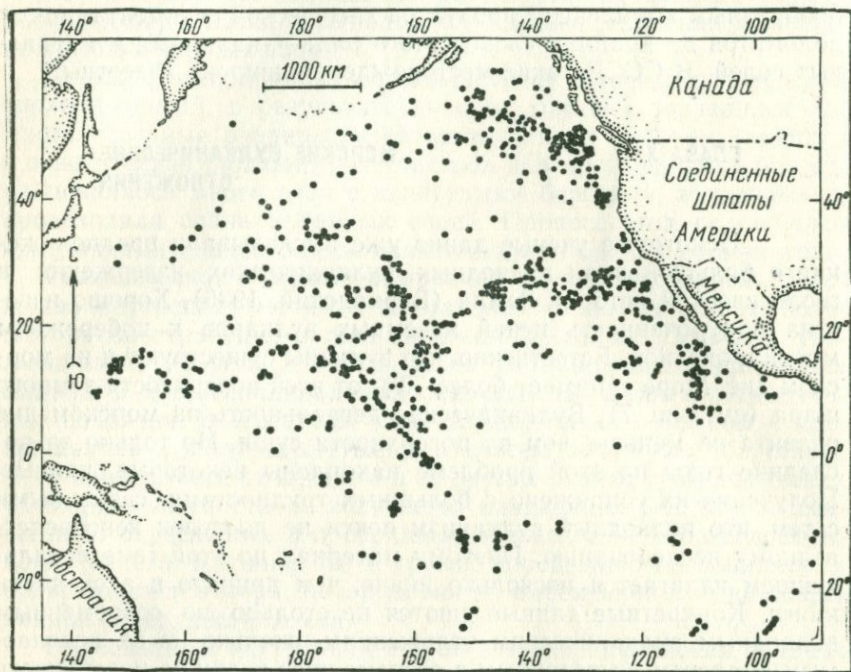


Рис. 50. Вулканические конусы на дне Тихого океана. Точками показаны известные в настоящее время остроконечные вулканические горы, поднимающиеся над дном более чем на 1 км (по Н. W. Menard, из К. К. Зеленова, 1963)

ятна (рис. 50). Некоторые ученые считают, что на дне Тихого океана должно быть не менее 10 000 вулканических гор высотой над дном более 1 км.

Исследования советских антарктических экспедиций на корабле «Обь» показали, что рельеф дна Индийского океана между Антарктическим материком и южным окончанием Африки и Австралии в значительной степени обязан своим происхождением подводному вулканизму (Живаго, 1960). Дно часто на больших площадях представляет собой вулканические конусы, массивы слившихся вулканов, бугристые и глыбовые лавовые поля. На других участках дна встречаются отдельные конусы,

группы вулканов и вулканические хребты, поднимающиеся с глубин 4—5 км до 3 км над дном.

В Атлантическом океане в области Средне-Атлантического хребта американскими исследователями были получены со дна образцы изверженных пород основного состава: базальтов, габбро, серпентинитов. В том же океане советскими исследованиями было обнаружено несколько подводных вулканов, поднимающихся до 2 км над дном, а дночерпателями добыты образцы базальтов, вулканических туфов и вулканические бомбы. Подводная фотография показала в одном из пунктов присутствие застывшего базальтового потока, лишь местами покрытого фораминифоровым известковым осадком.

Если к этим фактам добавить хорошо известную активную вулканическую деятельность на морском дне в мелководной области у берегов и вокруг современных вулканических островов, то широкое распространение подводного вулканизма станет еще очевиднее.

Суммируя изложенное, есть основания считать, что подводные извержения по числу, а следовательно, и по количеству вынесенных из земных недр веществ значительно превосходят извержения наземные.

Особенности подводного вулканизма. Существует мнение, что морфология подводного вулканизма имеет много общих черт с морфологией областей наземного вулканизма и что вулканические извержения под водой происходят принципиально в тех же формах, что и извержения наземные, и дают такие же продукты, как и наземные вулканы: лавы, пепел, вулканические бомбы (Страхов, 1963). Есть и другое мнение, согласно которому вулканические взрывы, столь характерные для наземных извержений и составляющие основную массу обломочных вулканических продуктов на суше, под водой могут происходить лишь на глубинах не больше нижней части материкового склона (Зеленов, 1963). На больших глубинах давление столба воды достигает 220 атм. При таком давлении и температуре ниже критической (374°C) вода может существовать только в жидком состоянии. Уменьшение давления, неизбежное при подъеме магмы из глубин Земли к океанскому дну, не вызывает поэтому перехода воды в пар и взрыва не получается. Следовательно, на глубинах больше 2200 м не может образоваться обычных для наземных извержений пирокластических продуктов — брекчий, бомб, пепла. Если такие продукты встречаются на океанском дне среди мелководных отложений, то они занесены сюда из более мелководной области.

Однако при решении этого вопроса следует принимать во внимание, что газы вулканических очагов — сложные смеси и, кроме водяных паров, в них присутствуют окись углерода, углекислый газ, азот и другие компоненты. Критическая температура

для этих газов ниже, чем для воды, и поэтому они даже при большом давлении находятся в газовой фазе. Уменьшение давления при подъеме газов из глубин земли приводит к взрыву, а значит и к образованию пирокластических продуктов.

Несомненно, что извержения, происходящие на небольшой глубине, сопровождаются взрывами огромной силы, в результате которых образуются массы пирокластического материала, разносимого ветрами, волнами и течениями на большие расстояния (рис. 51). Иногда со дна моря всплывают большие куски горячей лавы, обладающие плавучестью из-за большого количества газовых пузырей в них.

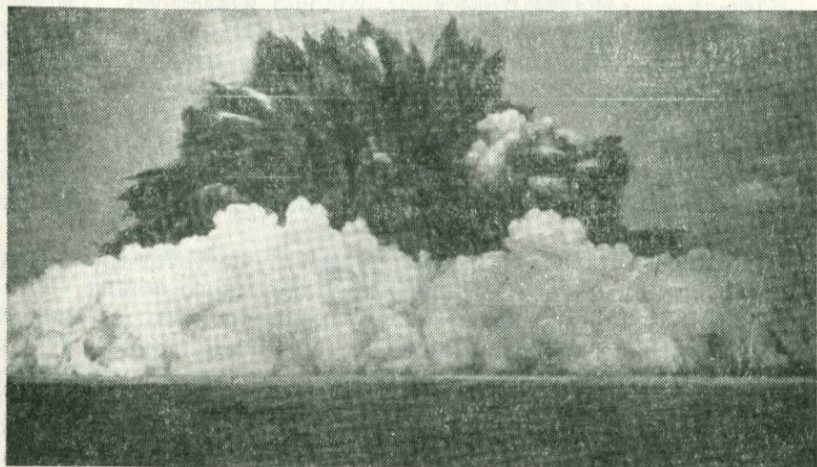


Рис. 51. Вулканический взрыв в районе рифа Медзин в Тихом океане (по R. S. Dietz, из К. К. Зеленова, 1963)

Важная особенность подводных извержений состоит в том, что все жидкие и значительная часть газообразных веществ улавливаются окружающей водой, поэтому они могут принимать непосредственное участие в осадкообразовании. В этом заключается принципиальное отличие подводного вулканизма от наземного. Газообразные продукты наземных извержений рассеиваются в атмосфере, жидкие стекают в реки или в море и лишь часть их принимает участие в осадкообразовании в районе вулканического очага.

Особенности химического состава подводных гидротерм и его влияние на осадкообразование. Существует мнение, что химический состав термальных источников подводных вулканов отличается от наземных, так как это не вадозные, а ювенильные воды (Страхов, 1963). Однако между ними, вероятно, много общего.

Поэтому для понимания химических процессов, связанных с жидкими и газовыми выделениями подводного вулканизма, можно использовать данные о соответствующих выделениях наземных вулканов.

Гидротермы вулканических областей разделяются на три основных типа.

Первый тип — кислые хлоридные и сульфатно-хлоридные термы. Они представляют по существу растворы соляной и серной кислот с примесью ряда других веществ. Содержание калия, натрия, магния, кальция, железа и алюминия составляет в них сотни миллиграммов на литр. Нередко много бора и мышьяка.

Второй тип гидротерм — сульфатный. Это тоже кислые гидротермы, но в отличие от первой группы в них нет соляной кислоты, присутствует только серная.

Третий тип — щелочные хлоридные азотно-углекислые термы, вода которых имеет отчетливую щелочную реакцию ($\text{pH } 8-9$). В воде находятся щелочные и щелочноземельные металлы, есть гидрокарбонаты, много углекислого газа; характерно высокое содержание кремнезема — до 600 мг/л .

Не менее разнообразны и газообразные продукты извержений. В некоторых случаях количество газовых выделений по весу преобладает над лавой (Влодавец, 1959). Состав выделяющихся при извержениях газовых продуктов испытывает закономерные изменения по мере остывания вулканического очага. Самыми обильными продуктами являются водяные пары и окисные соединения углерода. Причем, в высокотемпературных выделениях ($200-500^\circ \text{C}$) присутствует только окись углерода, в более низкотемпературных преобладает углекислый газ. Большое значение имеют также газообразные соединения серы. Выделяются хлористый водород, фтористый водород, хлористый аммоний, соединения фосфора, кремния, железа и многие другие компоненты. По данным С. И. Набоко (1959), в газовых выделениях только одних камчатских вулканов определено 53 химических элемента. При подводных извержениях большая часть этих веществ растворяется в морской воде, а образующиеся нерастворимые соединения дают тонкую взвесь, разносимую течениями и медленно оседающую на дно.

Интересные наблюдения за поведением гидроокислов железа и алюминия, выделившихся при вулканической деятельности и вынесенных в море, провел К. К. Зеленев (1961). Некоторые термальные воды вулканов Курильской гряды в Тихом океане выносят много железа и алюминия. Железо поступает на поверхность земли в закисной форме, но под влиянием атмосферного кислорода быстро окисляется, переходит в нерастворимую гидроокись. От взвешенной гидроокиси потоки гидротермальных вод становятся мутными. В море такой поток дает далеко протягивающийся шлейф густой желтой мути. Гидроокись алюминия,

также выносимая в море, дает тонкие коллоидные частицы, коагулирующие очень медленно. Потоки, содержащие гидроокись алюминия, в море образуют еще более широкий шлейф светло-голубой опалесцирующей воды. Подсчеты Зеленова показывают, что соотношения выносимых в море железа и алюминия очень разные: одни источники выносят преимущественно железо, как, например, источники вулкана Мачеха (о. Итуруп), поставляющие в море ежедневно около 10 т железа и 7 т алюминия. Другие выносят больше алюминия. Например, источники вулкана Эбеко (о. Парамушир) выносят в море железа 35, алюминия 65 т в сутки. Третьи выносят главным образом алюминий. Например, источники вулкана Палласа (о. Кетой) дают около 3 т алюминия и всего 0,1 т железа в сутки. Несмотря на большие выносы в море железа и алюминия, в районе Курильских островов на дне не накапливается ни железо, ни алюминий. Объясняется это гидродинамическими и геохимическими условиями района.

Приведенные факты очень интересны, так как показывают возможность образования в море значительных концентраций рудных элементов при благоприятных физических и химических условиях. В геологическом прошлом таким путем могли образоваться важные рудные скопления.

Слабая изученность современного подводного вулканизма не дает возможности сделать выводы об аутигенном осадкообразовании, непосредственно с ним связанным. Поэтому приходится использовать примеры из геологического прошлого. Примеры эти свидетельствуют о связи подводного вулканизма с рудообразованием. Таковы некоторые вулканогенно-осадочные накопления железа, а именно месторождения в отложениях конца среднего девона во впадинах Дилль и Лан в Рейнских сланцевых горах, в ордовике Тюрингии, в ордовике Северного Уэльса в Англии, в девоне Алтая.

В некоторых месторождениях железные руды, представленные гематитом, магнетитом, силикатами и сульфидами железа, располагаются непосредственно внутри вулканического комплекса, сложенного подводными излияниями основной магмы — базальтами, спилитами, а также туфами — базальтовыми, кератофировыми, шальштейнами и т. д. Рудные тела обычно лежат во впадинах ложа: в понижениях на поверхности лавового потока, в понижениях рельефа туфовых пластов.

Если рудные пласты и линзы залегают на окраинах площади распространения вулканического комплекса, то в них участвуют также и другие виды осадочных пород — яшмы, кремнистые и глинистые сланцы, аргиллиты, известняки.

Согласно данным Л. Н. Формозовой (1962), часть нижнепалеозойских оолитовых железных руд геосинклинальных областей генетически связана с подводными вулканогенными толщами,

накопившимися в условиях эвгеосинклинального режима. Так, в частности, ордовикские руды Северного Уэльса накопились в относительно глубокой части моря, на расстоянии 150—200 км от берега. Это суждение основывается на фациальных соотношениях руд. Вдоль береговой зоны тянется безрудная полоса разнообразных мелководных отложений, среди которых главные — коралловые и брахиоподовые известняки. Дальше в глубь моря известковые прибрежные отложения сменяются глинистыми и кремнистыми сланцами (часто с граптолитами); в них есть горизонты излившихся пород основного состава и туфов. Именно в этой зоне и располагаются железные руды. Относительная глубоководность этой зоны подтверждается и тем, что приуроченная к ней фауна, главным образом трилобиты и граптолиты, по групповому составу сильно отличается от одновозрастной мелководной фауны. Различия эти настолько велики, что для обеих зон были выработаны отдельные схемы стратиграфии, увязанные только впоследствии. Еще более глубоководная зона представлена сплошными толщами граптолитовых сланцев и вулканическими породами.

Интересные данные о связи марганцевого оруденения зеленокаменной полосы восточного склона Урала с подводным вулканизмом привел Н. П. Херасков (1951). Марганцевые руды там подчинены мощной вулканогенной толще силурийского и девонского возраста, состоящей главным образом из переслаивания различных лав и их туфов. Им подчинены кремнистые сланцы, яшмы, граувакковые песчаники, иногда известняки; присутствует морская фауна.

Для рудоносных горизонтов характерен определенный комплекс пород: яшмы, яшмовидные туффиты, кремнистые туффиты и кремнистые сланцы. Иногда появляются линзы известняков с морской фауной, пласты песчаников и туффитовых сланцев. Лавы и туфы встречаются в рудоносных горизонтах редко и во всяком случае непосредственных контактов их с рудой не наблюдается. Мощность рудных пластов 1—2 м, чаще всего они представлены браунитово-яшмовыми рудами. Происхождением своим руды обязаны подводным гидротермальным и газовым выделениям, сопровождавшим вулканизм. Рудное вещество образовалось в условиях неглубокого моря и расчлененного рельефа морского дна.

Обломочные продукты подводного вулканизма. Подводные извержения в неглубоком море дают большие массы пирокластического материала (рис. 52), который разносится течениями и выпадает в осадок согласно законам механической дифференциации. Осложнение в этот закономерный процесс вносят образующиеся при подводном извержении куски пузыристой лавы. Известны случаи, когда после подводного извержения вся поверхность моря покрывалась плавающими кусками пемзы. Они

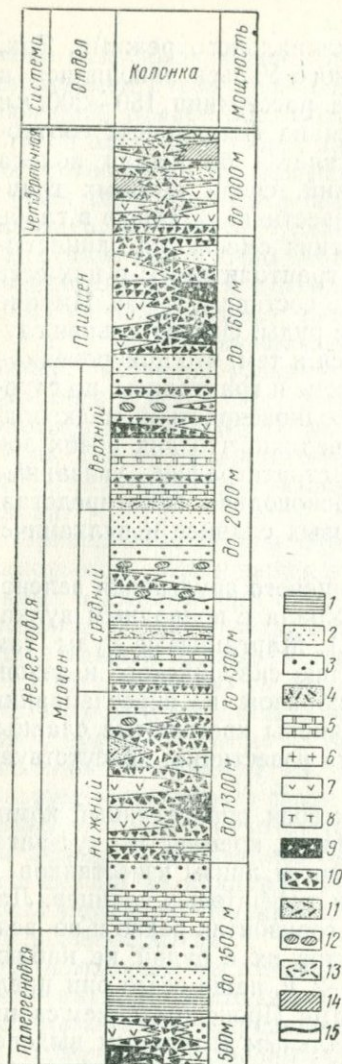


Рис. 52. Сводная колонка отложений надводной части Курильских островов (по Ю. А. Павлидису, 1968):

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — пески и песчаники; 4 — туфы основного и среднего состава; 5 — диатомиты; 6 — лавы гранитоидов; 7 — лавы базальтов и андезитов; 8 — лавы дацитов и риолитов; 9 — лабобрекчии; 10 — вулканические брекчии; 11 — туфобрекчии; 12 — конгломераты и туфоконгломераты; 13 — пемзы; 14 — морена; 15 — поверхности несогласия

медленно наполняются водой, тонут и попадают в самые разнообразные осадки, в том числе в глубоководные и удаленные от источника извержения.

Следует иметь в виду, что не только в ископаемых, но даже в современных осадках не всегда легко отличить вулканический материал наземного извержения от подводного. Например, в бухте Поццуоли Неаполитанского залива Средиземного моря дно в значительной части покрыто вулканическим пеплом, попадающим сюда, как показали специальные исследования (G. Müller, 1958), главным образом при размыве морем старых туфовых накоплений на берегах.

Сейчас еще не выявлены надежные литологические признаки для различия подводных вулканогенно-обломочных накоплений от наземных. Главным критерием отличия служит присутствие морской фауны. Помогают также исследования парагенетических отношений с соседними одновозрастными породами.

Геологическое значение морских вулканогенных отложений. Имеющиеся сведения о продуктах современного подводного вулканизма очень скудные. Они не соответствуют значению этих образований как на современном морском дне, так особенно и в ископаемом состоянии.

Морские вулканогенно-осадочные толщи имеют большое распространение, особенно в эвгеосинклинальных областях. Характерным представителем их служат комплексы отложений, известные под названием «яшмовых формаций». Это мощные,

нередко многокилометровые толщи, сложенные чередованием вулканических туфов, лав различного (преимущественно кислого и среднего) состава и кремнистых пород, в том числе яшм. Иногда появляются прослои глинистых пород и песчаников грауваккового состава. Такие формации широко распространены среди палеозойских образований на Урале, в Казахстане, на Кавказе, Тянь-Шане, горных сооружениях Сибири и в других районах. Морское происхождение пород доказывается прежде всего находками в них морской фауны. Фациальные изменения, наблюдаемые как внутри формации, так и при переходе в другие комплексы, позволяют восстановить обстановку их накопления. Яшмы считаются образованием неглубоководным. Об этом свидетельствует прежде всего их тесная связь с заведомо мелководными морскими образованиями — рифовыми известняками, грубообломочными породами, ракушечниками. Источником кремнезема в яшмах явились термальные воды.

Полезные ископаемые морских вулканогенных отложений. Рассматриваемый комплекс богат разнообразными полезными ископаемыми. Большое практическое значение имеют рудные накопления железа и марганца. Существует мнение, что бокситовые месторождения геосинклинальных областей (например, на Урале) также обязаны своим происхождением подводной вулканической деятельности. Некоторые авторы связывают с нею крупные месторождения фосфоритов геосинклинальных областей. Однако отсутствие прямых указаний на синхронный вулканизм в районе фосфатонакопления заставляет других исследователей сомневаться в правильности такой точки зрения.

Яшмы служат ценным поделочным камнем. Разнообразные туфы нередко широко используются как строительный материал.

Широкое распространение древних подводных вулканогенно-осадочных образований позволяет предположить, что дальнейшие исследования выявят генетическую связь их с месторождениями, которым сейчас еще приписывается другое происхождение, и обнаружат много новых залежей минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов А. А. и Петелин В. П. О распределении тяжелых минералов в полосе пляжа. Ж. «Океанология», 1964, № 2.

Андрусов Н. И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов. (Впервые опубли. в 1909 г.). Избр. тр., т. I. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.

Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Изду-Бонинской, Марианской и Рюкю. Докл. АН СССР, т. 114, № 2, 1957.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32, 1960.

Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, проблема 10. Ж. «Морская геология». Изд-во АН СССР, М., 1960.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. Ж. «Океанология», 1962, № 1.

Безруков П. Л. и Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов. Тр. Ин-та океанологии, т. XXXII (Геол. исследования в дальневосточных морях). М., 1960.

Безруков П. Л. и др. Карта донных осадков Мирового океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, М., 1961.

Безруков П. Л. и Лисицын А. П. Исследования донных осадков. Океанологические исследования. Сб. статей по X разделу программы МГГ. № 7. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Белов Н. А. и Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1961.

Бродская Н. Г. Осадкообразование в Аральском море. В кн. «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, М., 1954.

Геккер Р. Ф. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна. Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, вып. V, 1960.

Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, кн. I, II. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. Сб. (перевод с англ.) «Мир», М., 1968.

Горбунова З. Н. Глинистые и сопутствующие им минералы в донных осадках Индийского океана. Исследования морских донных осадков. Тр. Ин-та океанологии, т. LXI. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, геол. серия (№ 40). М., 1950.

Дитрих Г. Общая океанография (пер. с немецк.). М., 1962.

Емельянов Е. М. Новые данные по осадкам Средиземного моря. Докл. АН СССР, т. 137, № 6, 1961.

Емельянов Е. М. Особенности современного осадкообразования в Средиземном море. Автореф. канд. диссертации. Ин-т океанологии АН СССР, М., 1964.

Живаго А. В. и Лисицын А. П. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики. Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 1.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Журавлева И. Т. и Зеленев К. К. Биогермы пестроцветной свиты реки Лены. Тр. Палеонтолог. и-та АН СССР, т. LVI, М., 1955.

Затонский Л. К. и др. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. Океанологические исследования. Сб. № 3. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Зеленев К. К. Образование взвесей гидроокислов железа и алюминия в морских бассейнах в результате вулканической деятельности. Сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, М., 1961.

Зеленев К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81. М., 1963.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. I. «Мировой океан», М., 1951.

Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. Учпедгиз, М., 1956.

Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Зенкевич Н. Л. и Скорнякова Н. С. Железо и марганец на дне океана. Ж. «Природа», 1961, № 2.

Зенкович В. П. Берега Мезенского залива. Уч. зап. МГУ, 1941, № 48.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Зубаков В. А. О выделении ледниково-морских отложений. Мат. по генезису и литологии четвертичных отложений. Изд-во АН Белорусской ССР, Минск, 1961.

Иванова Е. А. Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы в связи с его историей. Кн. 3. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Ионин А. С. и Каплин П. А. Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 5.

Ископаемые рифы и методика их изучения. Тр. 3-й палеоэколого-литологической сессии. Свердловск, 1968.

Исследования Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии, т. XII. М. — Л., 1955.

Казаков А. В. Фосфатные фации. Тр. научн.-исслед. ин-та удобрений и инсектифунгисидов, вып. 145. М., 1939.

Казаков А. В. Глауконит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 152, геол. серия (64). М., 1957.

Кленова М. В. Геология моря. М., 1948.

Кленова М. В. Геология Баренцова моря. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Кленова М. В. Работы по геологии моря в Атлантическом океане. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.

Кленова М. В., Соловьев В. Ф., Арутюнова Н. М. и др. Современные осадки Каспийского моря. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Крылов А. Я., Лисицын А. П. и Силин Ю. И. Значение аргонкалевого отношения в океанических илах. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.

Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во МГУ, 1955.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд. МГУ, 1961.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. Изд. МГУ, 1963.

Леонтьев О. К. Геоморфология дна мирового океана (конспект лекций). Изд-во МГУ (ротапринт), 1965.

Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов. Докл. АН СССР, т. 118, № 2, 1958.

Лисицын А. П. и Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Сообщ. 1-е и 2-е. Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 2 и 3.

Маев Е. Г. Особенности осадкообразования в Южном Каспии. Докл. АН СССР т. 130, № 1, 1960.

Маев Е. Г. Мощности современных отложений и скорости осадкообразования в Южном Каспии. Ж. «Океанология», 1961, вып. 4.

Марков К. К. О морских моренах в четвертичных отложениях. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1960.

Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 118, геол. серия (№ 42), 1950.

Михайлова М. В. Петрография и условия образования верхнеюрских отложений восточной части Горного Крыма. Автореф. кандидат. диссертации. МГРИ, М., 1964.

Морская геология. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, М., 1961.

Муромцев А. М. Мировой океан. Л., 1956.

Невесский Е. Н. Некоторые вопросы изучения концентрации и на-

копления тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН Литовской ССР, т. VI, 1960.

Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. «Наука», М., 1967.

Невесский Е. Н. и Невеская Л. А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. В кн. «Морские берега». Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, вып. VIII. Таллин, 1961.

Ньюэлл Н. Багамские банки. «Земная кора», ИЛ, М., 1957.

Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22, 1957.

Петелин В. П. Донные осадки Кроноцкого залива. Тр. Ин-та океанологии, т. 36, 1959.

Петелин В. П. Гранулометрия и разнос терригенных минералов в Охотском море. Сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, М., 1961.

Петров К. М. Подводные ландшафты Черноморского побережья Северного Кавказа и Таманского полуострова. Изв. ВГО, 1960, № 5.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. МГРИ, т. 32, 1958.

Проблемы мирового океана (Тр. конференции 1969 г.). Изд-во МГУ 1970.

Равикович А. И. Современные и ископаемые рифы. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Ревелл Р. и др. Пелагические осадки Тихого океана. «Земная кора», ИЛ, М., 1957.

Рейтт Р. У. и др. Желоб Тонга. «Земная кора», М., 1957.

Рельеф и геология дна океанов (Сб., пер. с франц.). «Прогресс», М., 1964.

Романовский В. и др. Море (пер. с франц.). М., 1960.

Семихатов М. А. Стратиграфия рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и распределение в них столбчатых строматолитов. Автореф. канд. диссертации. МГУ, 1961.

Современные осадки морей и океанов (Тр. совещания 24—27 мая 1960 г.). М., 1961.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протозоя Карелии. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1963.

Старик И. Е., Лисицын А. П., Кузнецов Ю. В. О механизме удаления радия из морской воды и его накопление в донных осадках морей и океанов. Антарктика. Докл. комиссии 1961 г. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования). Изд-во АН СССР, 1951.

Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми — верхнего карбона Урало-Волжской области. Мат. к познанию геол. строения СССР, нов. серия, вып. 13(17). М., 1949.

Удинцев Г. Б. Новые данные о глубинах океанических желобов. Докл. АН СССР, т. 129, № 3, 1959.

Уивер П. Мексиканский залив. «Земная кора», М., 1957.

Ульст В. Г. Морфология и история развития морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд-во Лат. ССР, Рига, 1957.

Ульст В. Г. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря. Вопросы четвертичной геологии. Тр. Ин-та геол. АН Лат. ССР, т. XI. Рига, 1963.

Физическая океанография, 1933.

Формозова Л. Н. Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. Сб.

«Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Тр. Палеонтолог. ин-та АН СССР, т. 43. Изд-во АН СССР, М., 1953.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещ. по осадочным породам, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Шепард Ф. Земля под морем (пер. с англ.). «Мир». М., 1964.

Шепард Ф. Геология моря (пер. с англ.). М., 1951.

Шокальский Ю. М. Океанография, изд. 2-е. Л., 1959.

Щербаков Ф. А. К истории развития северного и западного побережья Азовского моря в связи с образованием прибрежных морских россыпей. Тр. Океанограф. комиссии АН СССР, 1961.

Щербаков Ф. А. и Павлидис Ю. А. Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря. Ж. «Океанология», 1962, № 4.

Щербакова М. Н. Комплексы вулканического шельфа на примере среднепалеозойских отложений Северного Прибалхашья. Литология и полезные ископаемые, 1968, № 3.

Эрикссон Д. Б. и др. Отложения осадков в глубоководной части Атлантики. «Земная кора». ИЛ, М., 1957.

Юинг М. и Хизен Б. Топографические и геофизические данные о желобе Пуэрто-Рико. «Земная кора». М., 1957.

Яруллин К. С. Особенности размещения залежей нефти и газа в Предуральском прогибе. Докл. АН СССР, т. 141, № 1, 1961.

Cornelius H. P. Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. Geol. Rundschau, Bd. 39, H. 1. 1951.

Dietz R. S., Emery K. O. and Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor off Southern California. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 53, 1942.

Ehlmann A. G. and oth. Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. Journ. of Sediment. Petr., vol. 33, № 1, 1963.

Emery K. Marine geology of Guam. United States Geol. Surv., Prof. paper, 403-B. Washington, 1962.

Ewing W. M., Erickson D. B. and Heezen B. C. Sediments and topography of the Gulf of Mexico. Symposium on the habitat of oil (Weeks L. G., ed.). Amer. Ass. Petr. Geol., 1958.

Hill M. N. (editor.). The Sea. Vol. 3. The Earth beneath the Sea. New-York — London, 1963.

Hough J. L. Pleistocene lithology of Antarctic ocean — bottom sediments. Journ. of Geology, v. 58, № 3, 1950.

Kuenen Ph. Marine geology. New-York, 1950.

Lecompte M. Les récifs paleozoïques en Belgique. Geol. Rundschau, Bd 47, H. 1, 1958.

Lowenstam H. A. Niagarian reefs in the Great Lakes area. Geol. Soc. of America. Memoir 67. Treatise on marine ecology and paleoecology, vol. 2, 1957.

Mojsisovics von Mojsvár E. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien, 1879.

Moore J. R. Bottom sediment studies, Buzzards bay, Massachusetts. Journ. of Sediment. Petr., vol. 33, № 3, 1963.

Müller G. Die rezenten Sedimente im Golf von Neapel. Geol. Rundschau, Bd. 47, H. 1, 1958.

Murray G. and Renard A. F. Deep sea deposits. Rep. on the Scient. Res. of the voyage of H.M.S. «Challenger», 1873—1876. London, 1891.

Newell N. D. Supposed Permian tillites in Northern Mexico are submarine slide deposits. Bull. Geol. Soc. America, vol. 68, № 11, 1957.

Nota D. J. G. Sedimentation auf dem West-Guyana Schelf. Geol. Rundschau, Bd. 47, H. 1, 1958.

Olausson E. Description of sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea. Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947—1948. Vol. 8, fasc. 3, № 5, 1960.

Recent marine sediments. A Symposium (Trask P. D., ed.) London, 1939.

Reineck H. E. Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. Geol. Rundschau, Bd. 49, H. 1, 1960.

Schäfer W. Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. Frankfurt am Main, 1962.

Shepard F. P. Sedimentation of the Northwestern Gulf of Mexico. Geol. Rundschau, Bd. 47, H. 1, 1958.

Straaten L.M.J.U. van. Texture and genesis of Dutch Watten sediments. Proceed. 3-rd Intern. Congr. Sedimentology (Netherlands, 1951). Hague, 1951.

Straaten L.M.J.U. van. Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. Sedimentology of recent and old sediments (symposium). Geologie en Mijnbouw (n. ser.), 21 Jaargang, 1959.

Straaten L.M.J., van. Sedimentology of recent and fossil near-shore deposits. Canadian Oil and Gas Indust., № 7, 1961.

Treatise on marine ecology and paleoecology. Vol. 1. Ecology. Geol. Soc. America. Memoir 67, Baltimore, 1957.

Wells J. W. Coral reefs. Geol. Soc. America, Memoir 67. Vol. 1, Baltimore, 1957.

К рассматриваемой группе отнесены отложения дельт, лагун и лиманов. В характере этих осадков отражается влияние суши и моря. Поэтому они образуют специфическую переходную группу и заслуживают особого рассмотрения.

Площадь современных дельт составляет 5 млн. км². Если столько же отнести на лагуны и лиманы, то общая площадь всех этих областей составит около 2% поверхности земного шара (см. рис. 7). Такая скромная цифра не соответствует большому геологическому значению этих отложений. Они нередко встречаются в ископаемом состоянии и мощность их достигает многих сотен метров. С ними связаны разные полезные ископаемые, поэтому и экономическая роль переходных отложений очень большая.

Отложения представлены сложными комплексами. Для них характерно присутствие континентальных органических остатков; остатки наземной флоры иногда встречаются вместе с раковинами морских организмов.

Дельтовые и лагунные отложения редко образуют мощные однородные толщи. Обычно они изменчивы как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Разнообразие механического состава осадков обусловлено изменчивостью гидродинамической активности среды осадконакопления. Буквально рядом может находиться тихая лагуна и бурная зона океанского прибоя или спокойное дельтовое озеро и быстрая изменчивая протока. Такое соседство не может не привести к частой смене отложений и присущих им типов слоистости.

Наиболее распространены в рассматриваемых обстановках обломочные и глинистые осадки. Это естественно, поскольку именно зона перехода от суши к морю является ареной интенсивного осаджения обломочного материала. Если в переходной

Дельты — хорошо известный элемент ландшафта морского побережья. Некоторые дельтовые области занимают огромные пространства. Так, область слившихся дельтовых выносов рек Брахмапутры, Ганга и Маханади имеет до 700 км в длину и до 300 км в ширину, а площадь ее около 80 000 км². Площадь дельты Лены 45 000 км², Волги — около 18 000 км².

Кроме надводной части, многие дельты имеют большое подводное продолжение. Размеры подводных частей иногда очень велики. Так, подводная часть дельты р. Нил протягивается на 75—100 км, Миссисипи — на 200 км от современного надводного края дельты. Вынос Брахмапутры, Ганга и Маханади сказывается в осадках и рельефе дна на расстоянии 2000 км от устья. У других рек, наоборот, подводная часть выражена слабо или почти отсутствует, например у р. Риони, впадающей в Черное море.

В образовании дельт принимают участие два противоположных процесса — аккумулятивная деятельность реки и моря и их денудационная деятельность. Кроме того, оказывает влияние режим тектонических движений и климат. Сложное сочетание этих факторов обуславливает разнообразие дельтовых комплексов как современных, так и ископаемых.

В дельтовых областях выделяется пять основных зон: нижняя часть речной долины; надводная (субаэральная); предустьевое взморье (авандельта); наклонная («свал глубин») и глубоководная части (рис. 53).

Надводная (субаэральная) часть дельты состоит из низких островов и разделяющих их протоков, стариц, озер и болот. Осадкообразование идет в основном в континентальных условиях, хотя временами при сильных ветрах, направленных в сторону суши и гонящих воду с моря, или во время приливов сюда могут попадать морские воды, заносить морскую фауну и минералы морского происхождения.

Предустьевое взморье, или авандельта, — это очень мелкое, почти плоское пространство, расположенное под водой непосредственно у внешнего края субаэральной дельты. Глубина здесь десятки сантиметров. Предустьевое взморье может тянуться на

много километров от берега. Это область, где сгружается большая часть материала, который река не успела отложить в надводной части. Объясняется это тем, что при встрече с морской водой резко сокращается скорость течения речной воды, а следовательно, уменьшается ее способность к переносу и она отлагает большую часть несомого материала. Вместе с тем отлагающиеся здесь осадки находятся под непрерывным действием волнения и береговых течений, которые стремятся воспрепятствовать осаждению тонких глинистых частиц. Именно постоянное движение и вырабатывает мелкую авандельтовую площадку. Многие реки, например Волга, Урал, Терек, Кубань, выносят так много тонкого илстого материала, что волны не успевают переработать его и сбросить в более глубоководную зону. Илстый материал накапливается в авандельте, несмотря на исключительную мелководность. Вода в авандельте благодаря речному выносу пресная или почти пресная, типичная морская фауна здесь не поселяется. Слоистость осадков в этой области, подверженной воздействию волнений и течений, преимущественно косая, разнонаправленная, волнистая и линзовидная. В тех случаях, когда волнение в авандельтовой области успевает перерабатывать поступающий материал, осадки оказываются лучше сортированными, чем в субаэральной части дельты. Такой случай, например, имеет место в дельте р. Рона (рис. 54). Разница между механическим составом осадков надводной части дельты и подводной части выступает вполне отчетливо.

Наклонная зона дельты, или свал глубин, располагается там, где уменьшается интенсивность осаждения вынесенных рекой продуктов и где практически окончательно иссякает живая сила речных струй (Самойлов, 1952). Вода становится более соленой, здесь могут жить морские организмы.

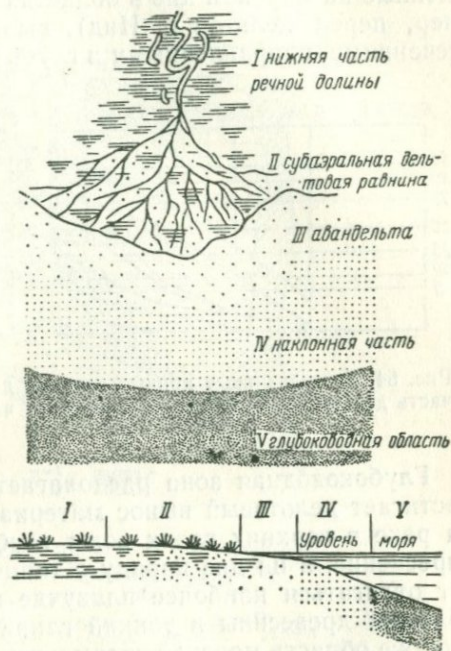


Рис. 53. Общая схема зональности дельтового комплекса в плане и разрезе

В тех случаях, когда волнение в авандельтовой области успевает перерабатывать поступающий материал, осадки оказываются лучше сортированными, чем в субаэральной части дельты. Такой случай, например, имеет место в дельте р. Рона (рис. 54). Разница между механическим составом осадков надводной части дельты и подводной части выступает вполне отчетливо.

Глубины в области наклонной зоны составляют десятки и даже сотни метров, поэтому отложение осадков происходит в спокойных условиях и слоистость бывает тонкой и горизонтальной. Однако в этой области наблюдаются и сильные донные течения, которые вызывают возникновение косой слоистости, отложений относительно грубого состава и могут даже обусловить размывы. Не исключено, что подводные русла, так хорошо выраженные на морском дне в областях материкового склона (например, перед дельтой р. Инд), выработаны сильными донными течениями, направленными в глубь моря.

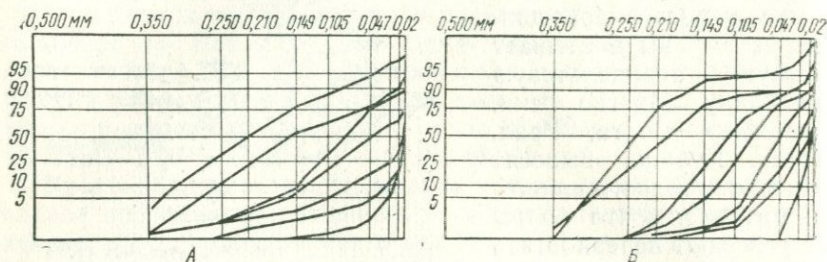


Рис. 54. Кумулятивные кривые осадков дельты р. Рона. А — субдельтовая часть дельты; Б — подводная (морская) часть (по С. Duboul-Razavet, 1957)

Глубоководная зона располагается там, куда уже почти не достигает дельтовый вынос материала. Лишь во время паводка на реке в верхних слоях воды глубоководной зоны происходит опреснение, а на дне наряду с типичными продуктами моря могут отлагаться наиболее плавучие продукты речного выноса — обломки древесины и тонкий глинистый материал. В основном это уже область морской седиментации.

Перечисленные зоны не обязательны для всех дельт. У рек, впадающих в мелкое море, как, например, у Волги или Лены, дельты не имеют глубоководной зоны. Область свала глубин (или наклонная часть) может быть выражена неясно (например, у волжской дельты). Наклонная часть бывает выражена отчетливо у дельт, в зоне которых в море проходят сильные береговые течения, уносящие выносимый реками материал в сторону.

Кроме дельт, устья рек могут оканчиваться эстуариями и лиманами. Эстуарием называют устье, имеющее форму воронки, открытой в сторону моря (рис. 55). Лиманами называют расширенную и затопленную морем часть речной долины. В отличие от эстуария в лиманах нет приливно-отливных движений. Считается, что эстуарии и лиманы образуются там, где скорость тектонического опускания устьевой области так велика, что не компенсируется количеством выносимого и откладываемого осадочного материала. Кроме того, на формирование эстуариев и

лиманов оказывают влияние приливо-отливные движения, а также количество осадочного материала. В результате взаимодействия этих факторов в одних случаях формируются дельты, а в других — эстуарии или лиманы. Так, в дельте р. Ганг высота приливов достигает 7 м, но несмотря на это у Ганга имеется хорошо растущая дельта, а у р. Темза, где приливы достигают 5 м высоты, эстуарий.

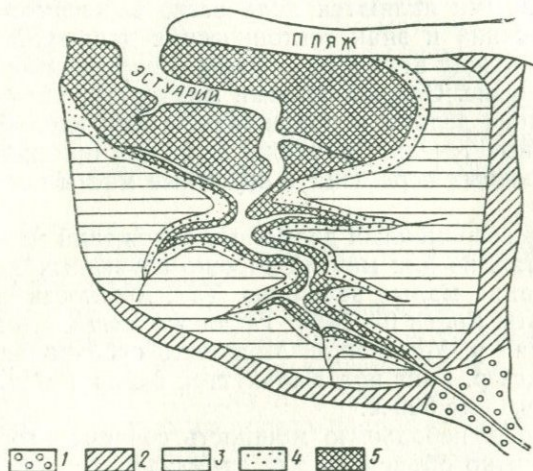


Рис. 55. Распределение сообществ болотной растительности в одном из эстуариев Новой Англии (по V. Chapman, 1960):

1 — пресноводное болото; 2 — зона *Juncus gerardi*; 3 — зона *Spartina distichlis*; 4 — зона *Spartina patens*; 5 — зона *Spartina glabra*

Осадки эстуариев изучены хуже дельтовых. Основное отличие их от дельтовых заключается в том, что в эстуариях резко сокращен комплекс субаэральных отложений. Аллювиальные осадки низовьев речной долины могут почти непосредственно переходить в отложения самого эстуария. Последние обычно отлагаются в условиях значительного опреснения. Осолонение происходит только во время приливов и сильных нагонных ветров.

Скорость роста дельт сильно меняется. Дельта р. Волги выросла за 50 лет на разных участках от 2,5 до 12,5 км, что дает средний годовой прирост 50—250 м. Особенно быстро растет волжская дельта в последние годы в связи с падением уровня Каспийского моря. Сырдарья в настоящее время продвигает свое главное устье в Аральском море на 110 м в год, а некоторые протоки Амударьи выдвигались со скоростью до 4 км в год

(Лопатин и др., 1958). Миссисипи наращивает дельту в разных местах и в разные годы со скоростью от 4 до 100 м в год.

Некоторые дельты растут очень медленно. Дельта р. Риони растет, по свидетельству В. Г. Рихтера (1960), со скоростью всего 500 м за столетие, а Висла за 300 лет вообще не дала сколько-нибудь значительного роста.

Колебания скорости роста дельт связаны с тем, что на их рост влияет сложно переплетающийся комплекс факторов, из которых главными являются количество выносимого рекой материала, величина и знак тектонических движений. Различные соотношения между этими факторами и определяют существующее разнообразие. Осложняющими факторами являются режим ветров в районе дельты и порождаемые ими вдольбереговые и стонно-нагонные течения, а также величина приливно-отливных течений, способных перемещать огромные массы осадочного материала.

Мощность современных дельтовых отложений меняется в широких пределах, но для многих хорошо изученных дельт составляет неожиданно малые величины. Так, мощность современных осадков дельты Волги 0—14 м. Такая же мощность и современных отложений р. Миссисипи. Мощность субаэрального дельтового комплекса р. Ганг под Калькуттой около 150 м, а в других местах дельты — до 300 м.

Относительно небольшую мощность современных дельтовых отложений можно объяснить для одних дельт значительной молодостью их (в геологическом смысле, конечно), для других тем, что одновременно с быстрым накоплением происходит размыв осадков.

Строение дельтового комплекса отложений очень сложно и разнообразно. Это зависит от того, что процесс формирования дельты — неравновесная система нескольких переменных величин: выноса осадочного материала, тектонических движений, режима ветров, характера волнений и течений в море (Рихтер, 1960).

Различные соотношения только двух из этих факторов — выноса материала и тектонического режима — приводит к существенно разным результатам. Так, если дельта формируется при значительном выносе осадочного материала на фоне очень медленного тектонического опускания или при восходящих движениях (т. е. фактически происходит опускание уровня моря), то образуется быстро растущая, хорошо выраженная геоморфологически дельта. Таковы дельты Волги, Енисея и др.

Если тектоническое опускание, хотя бы и значительное, компенсируется накоплением осадков, то формируются более или менее стационарные дельты, как у рек Риони и Вислы.

Если интенсивное опускание суши не компенсируется накоплением осадков, то образуются эстуарии или лиманы, характер-

ные для северного побережья Черного моря (лиманы), устья рек Амура, Рейна (эстуарии) и др.

На дельтовые отложения накладывает отпечаток климат. Вообще для дельт характерно заболачивание. Но в сухом климате заболачивание не приводит к накоплению значительных масс торфа. В дельте Волги, например, расположенной в области полупустынного климата, несмотря на пышное развитие болотной растительности, слоев погребенного торфа сколько-нибудь значительной мощности нет. В дельтах сухих областей может идти садка (наряду с чисто обломочным материалом) карбоната кальция, поскольку воды рек там пересыщены углекислородом. В дельтах влажного и особенно тропического климата идет торфообразование, ископаемым аналогом которого являются угольные пласты некоторых паралических угленосных толщ. Хемогенное осаждение карбоната кальция в таких дельтах исключается.

Дельты, эстуарии и лиманы пространственно и генетически часто связаны с лагунами, следовательно, и осадки этих областей встречаются совместно.

Кроме дельт, расположенных у морей и озер, существуют так называемые «сухие дельты». Они находятся на предгорных равнинах областей сухого климата и в пустынях. Характер осадкообразования в них значительно отличается от описываемого.

Дельта Волги. Волжская дельта подробно изучена. Она разнообразна как в отношении физико-географических обстановок, так и образующихся осадков. В ней, согласно Е. Ф. Белевич (1963), может быть выделено несколько областей и зон (рис. 56).

Первая из этих областей, представляющая собой по существу надводную аллювиальную дельтовую равнину, делится на три зоны. Верхняя обладает ровной поверхностью, относительно малым числом протоков, многочисленными старицами, в ней нет бугров Бэра. Высота этой зоны над уровнем реки 3—4 м. Во второй, средней, зоне много бугров Бэра, ильменей (озера во внутренней части дельты) и протоков. Высота этой зоны 1,5—3,0 м, ширина 30—50 км. Это самая обжитая часть волжской дельты. Третья, нижняя, зона характеризуется особенно интенсивным ветвлением протоков, число которых достигает в настоящее время 900 (до падения уровня Каспийского моря в 30-х годах XX в. число их было еще больше), здесь много култучных ильменей, очень много островов и стариц¹. Глубина в протоках 1—4 м, но местами есть ямы (омуты) до 15 м глубиной. Высота островов меняется от нескольких десятков сантиметров до 2 м над меженным уровнем. Мощность аллювиальных отложений очень неболь-

¹ Култук — мелководный залив, частично отделенный от моря осадками дельтовых протоков; култучный ильмень — озеро в дельте, образовавшееся из култука при его полном отчленении от моря.

шая. Часто на глубине 1—3 м они уже подстилаются морскими осадками.

Вторая основная область дельты — переходная полоса от надводной дельты к ее подводной части — представляет собой культурную зону. Границей зоны со стороны суши служит устьевая полоса дельтовых проток, со стороны моря зона ограничена пер-

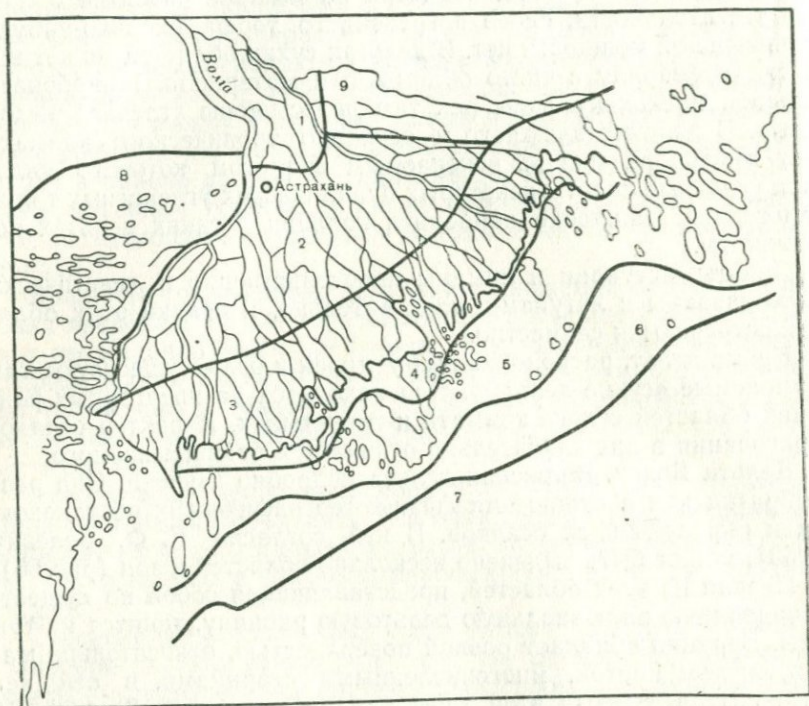


Рис. 56. Деление дельтовой области Волги на зоны (по Е. Ф. Белевич, 1963):

1 — верхняя зона; 2 — средняя зона; 3 — нижняя зона; 4 — культурная зона; 5 — островная зона авандельты; 6 — зона собственно авандельты (открытая авандельта); 7 — зона морского подхода к авандельте; 8 — западный ильменно-бугровый район; 9 — восточный ильменно-бугровый район

выми хорошо выраженными в рельефе отложениями аллювия. Большая часть зоны занята не сушей, а водоемами — култуками (слабо проточными) и банчинами (хорошо проточными). Банчины представляют собой русла с еще не достроенными берегами. Култуки — это водоемы, образующиеся перед участками дельты, где не выходят дельтовые протоки. Глубины в банчинах составляют в межень от нескольких сантиметров до 1,5 м, а многие култуки в это время высыхают. В половодье глубина в култуках достигает 0,8—1,3 м. Суша в култушной зоне представлена коса-

ми и многочисленными островками, расположенными между соседними банчинами и между банчинами и култуками. Высота островов меняется от нескольких сантиметров до 1 м. Култучная зона — самая динамичная полоса волжской дельты. Ширина ее колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров.

Следующая область — подводная дельта, или авандельта. Она разделена Е. Ф. Белевич на две зоны. Первая — островная зона, характеризуется большим количеством островов, сложенных с поверхности морскими осадками и генетически с дельтой не связанных. Площадь их достигает 80 км², а высота обычно не более 1 м. Дно между островами занято алевритовым и мелким песчаным осадком с раковинами пресноводных и солоноватоводных моллюсков. Ширина зоны 20—40 км, глубина в межень 20—70 см, а наибольшие глубины до 1,5 м. Вторая зона подводной дельты — это собственно авандельта. Она располагается между островной зоной и изобатой 2 м. Ширина ее 20—45 км. Площади с глубинами менее 1 м гораздо обширнее, чем с глубинами 1—2 м. Рельеф дна сглаженный, островов мало, но много подводных кос и обширных мелей, называемых осередками; глубины на них меняются от 10 до 40 см. Существуют на дне и неглубокие понижения — бороздины, являющиеся продолжением таких же форм островной зоны. Осадки здесь главным образом алеврит и мелкий песок с раковинами, аналогичными распространенным в осадках островной зоны.

Почти вся территория авандельты покрыта зарослями тростника и других водных растений, в которых для прохождения лодок устраивают прокосы, а для крупных судов существует несколько искусственных каналов. Богатая растительность авандельты заметна со стороны моря издали в виде темной полосы, поэтому авандельтовую зону называют «черни». Направление течения в авандельте в большой степени зависит от направления ветра.

Зона морского подхода к авандельте расположена к югу и юго-востоку от авандельты. Она занимает очень пологий склон котловины Северного Каспия. В этой зоне в полной мере действуют волнение, дрейфовые течения и другие собственно морские факторы. Здесь сказывается и влияние волжского стока. Внешняя граница этой зоны находится в области «свала глубин» от 4 до 8—10 м.

Осадки дельты Волги и процессы их образования изучались Н. Г. Красновой, Л. С. Бергом и особенно тщательно Е. Ф. Белевич.

Осадки волжской дельты тесно связаны с формами рельефа. Каждый геоморфологический элемент дельты обладает специфическими типами отложений. Вызвано это тем, что определенные гидродинамические условия создают как тот или иной тип отло-

жений, так и определенные формы рельефа. Таким образом, седиментация (образование отложений) и морфогенез (образование форм рельефа) протекают в дельте как единый процесс. Поэтому составленная Н. Г. Красновой и другими карта современных отложений дельты является в то же время и картой форм рельефа. Она названа авторами «литолого-морфологической» картой.

Можно не сомневаться в том, что такая связь рельефа дельты с образующимися отложениями существует и в других дельтах, да и не только в дельтах. Учет и анализ этих связей может оказать существенную помощь при выяснении происхождения отложений, объяснить появление в них таких признаков, как слоистость, гранулометрический состав, а также помочь выяснению условий образования и тенденций развития форм рельефа.

Характерной чертой отложений дельты Волги является их чрезвычайная пестрота. В любом разрезе встречается мелкое переслаивание различных осадков. Средняя мощность горизонтов в таком переслаивании обычно не превышает 30 см, причем механический состав может изменяться от алевроита до глины, а цвет — от желтого до черного. Причем насколько различны породы, встречаемые в переслаивании, настолько различен и тип переслаивания, т. е. последовательность и характер чередующихся горизонтов. Разрезы на островах дельты (являющихся главным по занимаемой ими площади геоморфологическим элементом субаэральной части дельты), заложенные на расстоянии, например, 20 м друг от друга, нередко совершенно отличны. Отличие касается не только последовательности чередующихся слоев, но и самих осадков.

Еще одна особенность дельтовых отложений Волги заключается в том, что осадки, отлагающиеся в настоящее время в различных участках дельты (в култуках, на морском краю, в ильменах и т. д.), мало чем отличаются от соответствующих типов отложений, вскрываемых шурфами в более высоких частях дельты. Это сходство молодых и более древних отложений свидетельствует о том, что процесс седиментогенеза в основном не изменился со времени образования верхней части дельты Волги.

Седиментация происходит главным образом в зоне интенсивного нарастания дельты, т. е. на морском ее краю. Образовавшиеся на морском краю дельты осадки в результате роста дельты постепенно оказываются в зоне покоев и дельтовых ильменей, а затем и в верхней части дельты; там основную роль в дальнейшем преобразовании отложений играют уже почвообразовательные процессы. Быстрое перемещение осадков из одних зон аккумуляции в другие и обуславливает малую их мощность и частую смену. Описанный процесс определяет ясно выраженную ритмичность в характере осадков. Так, култучно-ильменный

комплекс седиментации состоит из 5 членов: первый — морские осадки, второй — авандельтовые осадки, третий — осадки култуков (мелководных заливов морского края дельты), четвертый — осадки отшнуровавшегося ильменя (озерки во внутренней части дельты) и пятый — осадки полов (паводковых разливов).

При движении от моря в глубь дельты (или снизу вверх в разрезах шурфов и буровых скважин) выделяются следующие типы осадков.

1. Морские отложения. Современные осадки северной части Каспийского моря представлены главным образом алевроитами, песчаными и песчано-ракушечными отложениями. Лишь в отдельных понижениях встречаются пятна илов. В самой дельте современные морские осадки, вскрываемые шурфами, почти всегда лежат тонким слоем на более древних морских глинистых и песчано-алевритовых породах.

2. Отложения авандельты. Глубины на авандельте колеблются от 0 до 4 м, рельеф плоский, слабо расчлененный струями речной воды. Огромное пространство авандельты превосходит по площади надводную часть дельты. Занято оно в основном глинистыми алевроитами, реже мелкозернистыми песками. Остатки фауны представлены сочетанием морских и пресноводных моллюсков, растительные остатки встречаются изредка. Иногда наблюдается слоистость и наличие тонких глинистых линзочек. В авандельте откладывается максимум осадков, выносимых протоками.

Мощность современных осадков на авандельте меняется от 1 до 9 м в зависимости от древнего рельефа: во впадинах мощность больше, на поднятиях меньше. Выработан древний рельеф в морских осадках.

Борозды, образующиеся в авандельте за счет речных струй, являются зародышами русел дельтовых проток. У границы авандельты с морем борозд мало и они трудно различимы; по мере приближения к надводной дельте борозды оформляются, относительная глубина их достигает 40—50 см. Чередование борозд и повышений в виде подводных кос, мелей и аккумулятивных островов создает сложный рельеф авандельты, который до некоторой степени предопределяет дальнейшее развитие рельефа в надводной части. Описанные морфологические особенности отражаются на характере осадков, образующихся на этих формах рельефа.

3. Отложения надводной (субаэральной) дельты. Эта область дельты состоит из множества островов разных размеров, омываемых сетью проток и рукавов. Острова представляют сравнительно низкие, плоские равнинные участки, поднимающиеся в верхней (северной) части дельты примерно на 3 м над меженным уровнем Волги и постепенно снижающиеся к югу; в приморской части они сливаются с уровнем моря.

Среди равнины резко выделяются так называемые бугры Бэра. Это вытянутые в общем в широтном направлении гряды средней высотой 10—12 м, сложенные древними каспийскими песчано-глинистыми отложениями. Бугры являются реликтами иных физико-географических условий, существовавших до появления дельты, и не имеют с ней генетической связи. Располагаясь, однако, среди типичного дельтового комплекса, они напоминают исследователю-геологу о том, что и в ископаемых дельтах можно, следовательно, встретить отложения, не имеющие генетического отношения к изучаемому комплексу, т. е. еще раз напоминают о разнообразии и сложности природных соотношений.

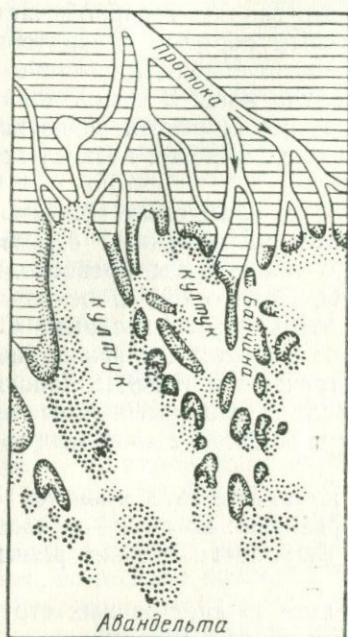


Рис. 57. Образование култука путем нарастания дельтовых протоков (по Е. Ф. Белевич, из В. П. Зенковича, 1962)

На субаэральной части дельты выделяются следующие типы отложений: 1) отложения борозд и русел, 2) култуков, 3) русловых кос и осередков, 4) ильменей, 5) прирусловых валов, 6) пологие (паводковых разливов), 7) эоловые и делювиальные отложения, образующиеся из морских пород бугров Бэра, и 8) древние морские осадки этих бугров.

Остановимся подробнее на составе и механизме образования наиболее важных из этих отложений.

Выше были приведены цифры скорости нарастания дельты. Однако отдельные части ее растут далеко не равномерно. Быстрее всего идет нарастание у выходных участков дельтовых

протоков, где речная вода, сталкиваясь с водами морского залива, резко уменьшает скорость течения и отлагает значительную часть переносимого материала. Действие подпора речных вод морскими еще усиливается нагонными ветрами. Здесь образуются мели, косы и острова, быстро растущие в сторону моря. Между соседними протоками остаются мелкие заливы, называемые култуками (рис. 57). Култуки — не настоящие морские заливы; они отделены от моря мелководной авандельтой; вода в них пресная, морская проникает лишь при сильных нагонных ветрах. Култуки всегда покрыты густыми зарослями водной растительности.

Осадки култуков резко отличаются от других. Наиболее характерны для них суглинки, содержащие примерно в одинаковом количестве глинистый, мелкоалевритовый и крупноалевритовый материал и ничтожное количество песчаной фракции. Довольно обычны пятна и конкреции карбонатов, а также гнезда и прожилки сульфатов. Цвет култучных отложений серый и темно-серый, обусловленный наличием органического вещества, образующегося из отмирающей растительности. Органические остатки представлены раковинами пресноводных моллюсков *Unio* и других, а также *Dreissensia polymorpha*, живущей как в пресных, так и в солоноватых водах; обычны растительные обрывки.

Протоки, окаймляющие култуки и выходящие на авандельту, постепенно наращивая сушу, замыкают своими косами и мелями выход култука в море, отчленяют его от авандельты и превращают в замкнутое внутридельтовое озеро — ильмень. Полые воды, проникая в ильмень из протоков, осаждают основную массу переносимого ими материала на его окраинах. В центральную часть ильменя вода несет уже сравнительно мало наносов и притом наиболее мелкие фракции. В результате на окраинной части ильменя образуется прирусловое возвышение, полого сходящее на нет по направлению к центру. На прирусовом возвышении появляется густая заросль тростника и осок. Воды паводка, наталкиваясь на эту густую заросль, оставляют в ней почти все наносы и лишь незначительная их часть достигает центра ильменя. Это вызывает еще более интенсивный рост прируслового возвышения. По мере роста прирусловое повышение — прирусловый вал — становится все большим препятствием для проникновения наносов внутрь ильменя и этим уже стимулирует свой рост, одновременно все более замедляя темп нарастания осадков в центральной части ильменя, который к этому времени, впрочем, и сам превращается в сушу. Рост прируслового вала продолжается до тех пор, пока он не достигнет такой высоты, через которую не смогут уже переливаться воды паводков. Так возникает хорошо представленный в дельте Волги тип островов с прирусовыми валами и пониженной центральной частью. Воды паводка, попадая в центральную вогнутую часть острова, надолго здесь задерживаются после спада воды, образуя озеро или болото.

Иногда ильмени образуются из отшнуровавшихся дельтовых протоков. Наконец, существуют ильмени, образовавшиеся из заливов между буграми Бэра.

Характерной особенностью ильменей является заболачивание. Этому способствует как их морфология (они представляют понижения), так и крайне неглубокое залегание грунтовых вод.

Ильменные отложения представлены глинами, алевритовыми глинами и глинистыми алевритами. Графики механического состава их иногда двувершинные, иногда сглаженные одновер-

шинные (рис. 58). Цвет отложений обычно темно-серый, иногда почти черный из-за обилия органического вещества; характерно присутствие сернистого железа.

Остатки растительности часто представлены сплошной торфянистой массой, остатки фауны немногочисленные — в основном это раковины пресноводных моллюсков.

С паводковыми разливами связаны два специфических типа дельтовых отложений: 1) отложения прирусловых валов и 2) полонные осадки. Прирусловые валы — это возвышения, образующиеся вдоль русел проток, а полон — это пониженные участки дельты, заливаемые паводковыми водами. Для обоих типов осадков характерна тонкая слоистость, причем в прирусловых валах слоистость более крупная и слои более песчаные, полонные отложения более тонкослоистые и более глинистые. Иногда слоистость бывает затушевана сильно развитыми процессами почвообразования, изменяющими первоначальную структуру и текстуру осадков.

Для осадков прирусловых валов, а особенно для полонных осадков, свойственно обилие включений. В верхних горизонтах сосредотачиваются хлориды и сульфаты, мигрирующие из нижних горизонтов. Карбонаты довольно редки. Много полуразложившихся остатков растений, отмирающих и захороняющихся непосредственно на месте роста, обычно много остатков корней, густо пронизывающих осадки. Довольно обычны остатки раковин пресноводных моллюсков.

Осадки русел и проток в дельте представлены преимущественно хорошо сортированными алевритами — главным образом крупнозернистыми и реже мелкозернистыми песками. Сортировка этих осадков лучше, чем на авандельте. Количество крупноалевритовой фракции в русловых осадках колеблется от 80 до 95%. В углублениях русел, так называемых ямах, отлагается глинистый материал с содержанием фракции менее 0,01 мм свыше 70%.

Растительные остатки в осадках русел встречаются редко, остатки фауны представлены раковинами пресноводных моллюсков, причем морские формы начинают примешиваться только в бороздинах на авандельте.

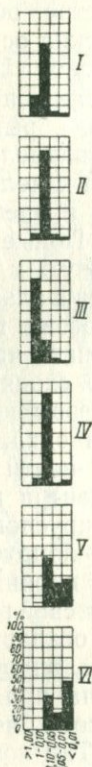


Рис. 58. Механический состав главных типов осадков дельты Волги (составлено по данным Н. Г. Красновой, 1951):

I — морской пылеватый песок, II — авандельтовый пылеватый песок, III — русловый мелкозернистый песок; IV — отложения кос и оседков, пылеватый песок, V — отложения култука, легкий суглинок, VI — ильменный осадок

Вдоль морского края дельты, в местах, наиболее удаленных от речного выноса (иногда в межбугровых котловинах), располагаются соленые озера, в них идет садка поваренной соли (NaCl), эпсомита ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), астраханита [$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$] и мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Обычно отложения солей чередуются с прослоями песка и ила, в которых также содержатся кристаллы солей (обычно поваренной соли). В некоторых озерах отложения солей имеют подчиненное значение, преобладают песок или ил, в других, наоборот, прослой песка и ила незначительны, а пласты соли учащаются и достигают почти метровой толщины.

Таким образом, отложения в дельте Волги очень разнообразны, но несмотря на это они закономерно распределяются на площади и в вертикальном разрезе.

Несомненно, что и в ископаемом состоянии встречаются аналогичные соотношения.

Дельта р. Кура. Кура в верхнем и среднем течении является горной рекой и только в нижнем течении выходит на широкую межгорную равнину, открытую к Каспийскому морю. Несмотря на это, Кура несет и отлагает в дельте очень тонкий материал, состоящий главным образом из глинистых и алевроитовых частиц (Кленова и др., 1956).

Часть выноса Куры, попадающего в море за пределы субаэральной дельты, подхватывается направленным к югу течением (возникающим благодаря преобладанию северных и северо-восточных ветров) и отлагается значительно южнее, формируя большую «Куринскую косу», отделяющую залив Кирова от основной части Каспийского моря. Если этот процесс будет идти и дальше, то со временем залив Кирова может превратиться в лагуну. Возникновение лагун вообще часто сопровождает процесс формирования дельт. Образование осадков в дельте Куры, вероятно, не менее сложно, чем в волжской дельте, хотя не изучено с такой подробностью.

Нижняя часть долины Куры и ее дельта располагаются на месте обширного залива Каспийского моря. Исследованиями В. В. Егорова (1955) показан ход последовательного заполнения залива дельтовыми осадками Куры. На поверхности возникшей аллювиальной равнины сохранились следы последовательно сменявших друг друга старых дельт. Следовательно, нарастание происходило не вполне плавно, а скачками.

В районе дельты Куры есть основания предполагать наличие тектонического опускания (Самойлов, 1952), которое не только восполняется, но и перекрывается интенсивным осадконакоплением. Большая тектоническая подвижность территории дельты Куры, расположенной в развивающейся складчатой области, должна найти выражение в общих особенностях формирования ее дельты.

На примере дельты Куры В. В. Егоровым рассмотрен механизм и условия накопления аллювия в дельтовых протоках.

Дробление русла реки в дельтах на ряд протоков — явление, свойственное всем речным устьям. Оно меняет условия переноса и отложения осадков. Вместо одной устьевой отмели их создается несколько. Осадки, относимые раньше в море, начинают откладываться ближе к устьям. Сам устьевой аллювий приобретает большую пестроту и меньшую мощность в каждом отдельном слое и на различных участках. Часть наносов, достигавших прежде бара, в силу рассредоточения и ослабления струи задерживается в руслах. Это постепенно снижает пропускную способность всей системы дельтовых протоков. В результате с некоторого момента паводковая вода оказывается не в состоянии вместиться в имеющуюся речную сеть дельты и должна находить новые пути. Так образуются вторичные русла, и на месте выхода их в море (точнее на авандельту) появляются побочные дельты. Осадки в них могут быть более тонкими, чем на основной дельте. Самыми тонкими являются осадки, отлагаемые паводковыми водами на пониженных участках между руслами, где образуются временные озера, плавни и болота.

У места выхода в море новой протоки начинает расти побочная дельта. Она может соединяться с устьевой отмелью соседней протоки и тогда между ними образуется неглубокий водоем в виде залива. Такие водоемы обычно легко теряют связь с морем и превращаются в лагуны, а затем в соленое или пресное озеро и, наконец, в различные заболоченные или обсохшие впадины, поверхность которых может некоторое время оставаться ниже речного и морского уровней. Дальнейшая достройка каждой дельты выражается в заполнении осадками этих впадин. Осадки попадают сюда во время паводков. По сравнению с другими частями дельтового комплекса осадки впадин более тонкозернистые.

Дельта р. Миссисипи. Дельтовая область этой огромной реки подробно изучалась многими американскими исследователями.

Состав осадков дельты Миссисипи мелко- и тонкозернистый. Распределение осадков разной крупности на площади дельты сложное. Большая часть авандельтовых осадков — особенно перед устьями протоков — содержит больше песчаных фракций, чем в любой из остановок субаэральной части (F. Shepard, 1956). Только отложения култуков содержат песчаные фракции примерно в таком же количестве, в каком они находятся в субаэральной дельте.

Миссисипи впадает в теплый Мексиканский залив с нормальным режимом солености, и это накладывает отпечаток на осадки. Уже в пределах авандельты в составе песчаных и алевроитовых фракций осадка иногда появляется глауконит. По данным Шепарда (1956), его содержание достигает у берегового края

авандельты 0,5—1,0% (в песчаной фракции осадка), а при удалении от края увеличивается до 2%.

В авандельтовых отложениях много чисто морской фауны. Особенно важно присутствие разнообразных бентонных фораминифер, которые живут не только в воде с нормальной соленостью, но и в дельтовых водах различной степени опреснения. Поскольку виды фораминифер разные, это делает их ценным индикатором физико-географических обстановок, в которых происходило

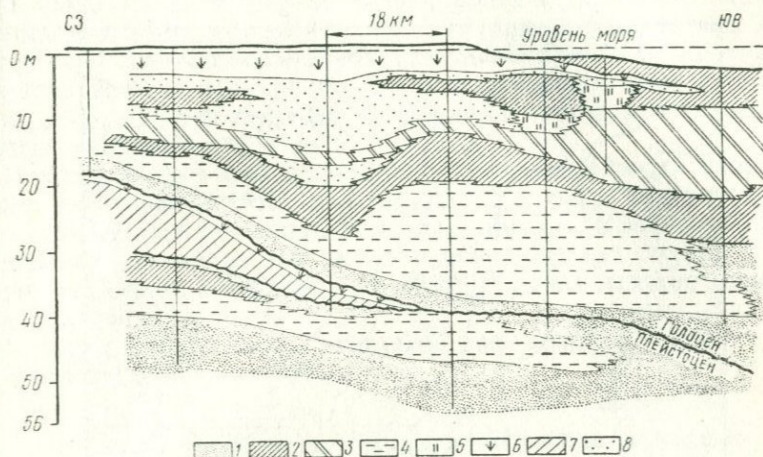


Рис. 59. Разрез дельтовых отложений Миссисипи (по R. Lankford and F. Shepard, 1960):

1 — открытое море; 2 — лагуна; 3 — полуотделенный залив (култук); 4 — подводная дельта; 5 — авандельта (подводные русла на ней); 6 — торф; 7 — неморские обстановки и отложения; 8 — генетически неопределенные отложения. Вертикальные линии — главные буровые скважины

накопление дельтовых осадков, вскрываемых буровыми скважинами. Генетическое истолкование этого разреза дано Ланкфордом (R. Lankford, 1960) главным образом именно на основании фораминифер (рис. 59). Анализ разреза говорит о сложном и разнообразном чередовании палеогеографических условий.

В осадках дельты обильны растительные остатки, иногда они составляют до 50% от всего осадка.

Бенгальская дельта. Огромную область сросшихся дельт (рис. 60) Брахмапутры, Ганга и Маханади иногда называют Бенгальской дельтой (Самойлов, 1952). Она интересна тем, что располагается в пределах влажного тропического климата и является настоящей океанской дельтой. Приливные волны поднимаются по дельтовым протокам до 200 км от моря. Даже у Калькутты (120 км от моря) высота крупных приливов достигает 3,5 м.

В устьевых участках всех крупных протоков постоянно идут два противоположных процесса. С одной стороны, речные воды,

подпертые ветром и приливом, растекаются в стороны и оставляют обильные осадки на прирусловых валах и на взморье. С другой стороны, задержанные приливом воды реки с повышенной силой в отлив устремляются вниз, подхватывая только что отложенные наносы. Отчасти поэтому устьевые участки главных протоков имеют там форму эстуариев. В целом же это обеспечивает известную стабильность Бенгальской дельты. Она имеет ряд характерных и для других дельт форм рельефа и осадков, но в со-

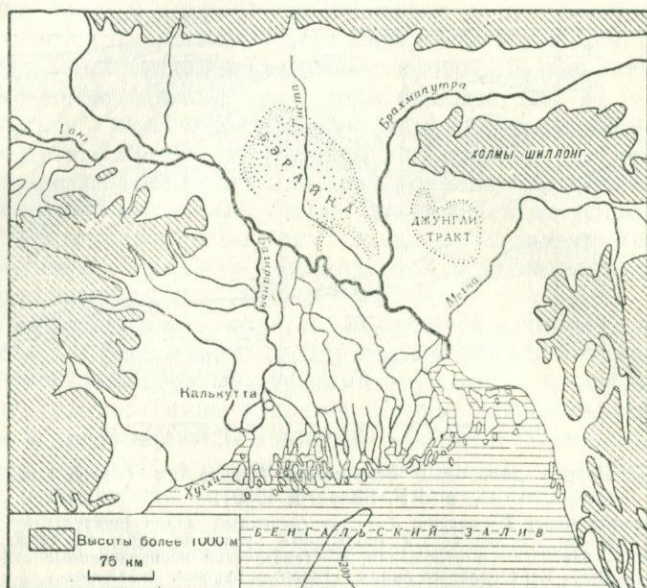


Рис. 60. Бенгальская дельта (по И. В. Самойлову, 1952)

ответствии с грандиозными масштабами паводков, штормовых волн и твердого стока реки это выражено все гораздо резче.

В верховьях дельты характерны высокие и широкие прирусловые валы, на которых расположены селения. Рядом находятся обширные равнины затопляемой в половодье местности, покрытые причудливой сетью полуразмытых древних валов и сухих русел, наполняющихся водой лишь в период дождей. Дно русел больших дельтовых протоков имеет в устьевых участках вытянутые подковообразные мели. На взморье они постепенно наращиваются наносами и превращаются в острова.

В центре дельты в большинстве протоков вода течет лишь в период дождей; в остальное время года они превращаются в цепочку озер, заросших водной растительностью.

Перед устьем крупного протока Хугли (на нем расположена Калькутта) в море лежит отмель с глубиной 35 м, сложенная тонким желтым песком. Такой же глубины отмель расположена вдоль западного берега залива. Она сложена песком, ракушником и гравием. Восточные края этих банок крутые. Дальше в море, начиная с глубины 40 м, располагаются алевроитово-глинистые и глинистые осадки с ракушками. Таким образом, на взморье Бенгальской дельты базис действия волн лежит на глубине около 40 м. Эта сравнительно большая величина зависит отчасти и от того, что на некоторой глубине в зоне дельты держится слой соленой воды, проникающий в прилив в протоки и затрудняющий ее перемешивание. В этом соленом слое идет особенно энергичная коагуляция коллоидных частиц и образование илистых осадков.

Нижняя часть субаэральной дельты занята полосой непроходимых тропических лесов, переходящих к морю в мангровые болота и тянувшихся почти на 300 км при ширине до 150 км. Можно думать, что примерно так выглядели приморские болота, в которых накопился исходный материал угольных пластов паралических угленосных толщ.

Разрез скважины под Калькуттой дает представление о строении отложений надводной дельты:

- 0—3,0 м — глина;
- 3,0—15,0 м — торф с остатками древесной растительности, тождественной современной;
- 15,0—20 м — глина;
- 20—22 м — зеленая кремнистая глина;
- 22—37 м — пестрая глина;
- 37—63 м — глинистый мергель, ниже твердая железистая глина, на глубине 54 м встречен конгломерат с окатанной кварцевой галькой и с глинистым цементом;
- 63—166 м — темная глина с разложившимися стволами и с прослоями железистых песков. На глубине 116 м встречен слой 0,5 м мощности известковистой глины с ракушками, а на глубине 116—120 м — гравий с гальками кварца, известняков и аргиллита; в нем найдены кости ящеров и черепах.

Полная мощность субаэрально-дельтовых отложений под Калькуттой оценивается примерно в 150 м.

Дельта у входа в залив Кара-Богаз-Гол. Своеобразный тип дельтовых отложений описал А. И. Дзенс-Литовский (1961) в устье протоки, соединяющей Кара-Богаз-Гол с Каспийским морем. Своеобразие дельты заключается в том, что она образована не речной водой, а соленой водой Каспийского моря. В дельте, кроме основного осадка — илистого песка, накапливается множество остатков каспийских морских организмов, приносимых водой пролива и погибающих при соприкосновении с рассолами

Кара-Богаз-Гола. Элементы континентального происхождения здесь отсутствуют.

Геологические примеры дельтовых отложений. Дельтовые отложения широко распространены в осадочных толщах. Предполагать наличие дельтового комплекса можно, если в терригенных разрезах есть постепенная смена морских отложений континентальными или наоборот. Однако доказанным его можно считать только при условии выяснения поведения на площади соответствующего комплекса, выявления положения водоема, в который дельта открывалась, области сноса осадков, а также установления характерных для дельт парагенезов отложений.

Угленосные отложения нижнекаменноугольного возраста Подмосковского бассейна подробно изучались многими исследователями и особенно М. С. Швецовым (1938, 1954). Им доказано, что эти отложения разнообразны в генетическом отношении, но в целом представляют осадки обширной дельты, располагавшейся в северо-западной части Московской синеклизы. Суша, составлявшая основную часть осадочного материала, находилась в области юго-восточного склона Балтийского щита, а море, в которое дельта открывалась, занимало центральную часть Московской синеклизы, а также более южные и восточные районы. Рассматриваемый дельтовый комплекс, стратиграфически отвечающий бобриковскому горизонту визейского яруса нижнего карбона, расположенный на размытой поверхности более глубоких горизонтов карбона, сверху постепенно сменяется морскими осадками. Для него характерна быстрая фациальная изменчивость, наличие следов блуждающих русел и размывов. Осадки преимущественно тонкозернистые, иногда песчаные, попадаете глауконит, много растительных остатков и в некоторых прослоях присутствует морская фауна. Переплетение морских и континентальных осадков весьма значительное. Это объясняется тем, что рельеф, несколько сглаженный выносами рек, все же отличался большой неровностью, наличием долин, врезанных местами на 20—30 м в гладкую поверхность дельтовой равнины. Наступавшее море прежде всего затопляло долины; по ним узкими длинными языками оно вдавалось в сушу на многие десятки километров, создавая своеобразную промежуточную континентально-морскую зону со следами морских и континентальных условий одновременно. Временами субаэральная часть дельты подвергалась особенно широкому заболачиванию, в результате которого накопились мощные торфяники, давшие угольные пласты, разрабатываемые ныне в Подмосковном бассейне.

Ископаемые дельты обнаружены также при изучении олигоценовых месторождений железных руд Северного Приаралья (Формозова, 1959). Эти месторождения подчинены так называемой «тургайской серии», представляющей сложный комплекс пресноводных и солоноватоводных осадков, среди которых выде-

лены речные, дельтовые, лиманные и озерные генетические типы. К каждому из них приурочены особые виды железных руд.

Начало отложения дельтовой серии связывается с повышением уровня среднеолигоценового водоема, существовавшего в то время примерно на месте современного Аральского моря (так называемый Пра-Арал). В одном из северных заливов Пра-Арала и начала формироваться дельтовая серия. Источником сноса послужили возвышенности, располагавшиеся южнее Урала, примерно в районе современных Мугоджарских гор.

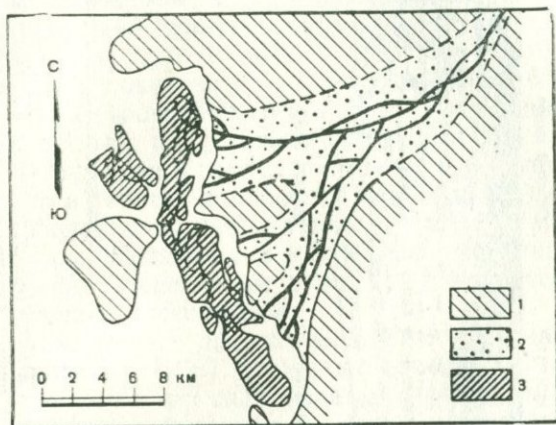


Рис. 61. Палеогеографическая схема района железорудного месторождения Кокбулак в Северном Приаралье (по Л. Н. Формозовой, 1959):

1 — приподнятые участки древнего рельефа; 2 — осадки надводной (субаэральной) части дельты; 3 — наклонные линзы железных руд на подводном склоне дельты

Дельтовое происхождение рудоносной серии и самих руд установлено на основании большого количества признаков как общего характера (путем выявления общей палеогеографической обстановки накопления тургайской серии и ее истории), так и на основании изучения формы рудных залежей, взаимоотношений руд и рудовмещающих пород, характера слоистости и других особенностей руд и органических остатков. Наиболее важными и доказательными являются выявленные парагенетические соотношения рудоносных тел с собственно озерными отложениями в одном направлении и с речным комплексом осадков в другом.

Месторождение представляет собой вытянутую линзу, располагавшуюся вдоль морского края аванделты в районе предполагаемого «свала глубин» (рис. 61).

Наконец, в качестве еще одного примера приведем разрез через верхнетретичные (от среднего олигоцена до верхнего

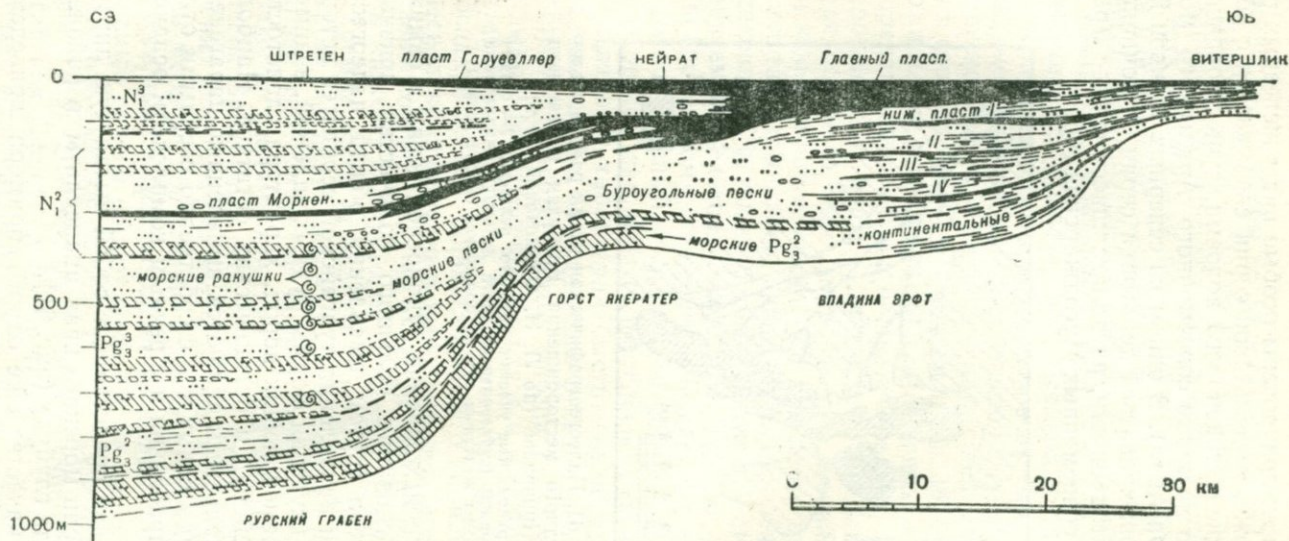


Рис. 62. Разрез через буроугольные отложения Нижнего Рейна (по материалам IV Конгресса по стратиграфии и геологии карбона, 1960). Римские цифры означают номера пластов угля

миоцена) отложения района Нижнего Рейна (рис. 62). Там на юго-востоке встречаются континентальные, преимущественно аллювиальные отложения, с подчиненными угольными пластами, переходящие к северо-западу главным образом в морскую толщу. По границе между этими генетическими группами располагается главный, самый мощный угольный пласт. Как это видно на разрезе (см. рис. 62), при переходе в морские отложения пласт расщепляется на несколько более тонких пластов, постепенно выклинивающихся в сторону моря.

Полезные ископаемые в дельтовых отложениях. С современными и ископаемыми дельтами связано много полезных ископаемых. Среди них в первую очередь отметим горючие, а именно угли. Выше было показано широкое развитие заболачивания в дельтах не только тропического и влажного умеренного климата, но даже и в дельтах, располагающихся в области сухого климата (р. Волга). Но если в последнем случае накопления торфа не происходит, то в дельтах влажного и особенно тропического климата при благоприятном тектоническом режиме торфяники получают региональное развитие и дают угольные пласты промышленного значения. Ископаемые угли в дельтах тесно связаны также и с лагунным комплексом.

Нефть также бывает иногда связана с дельтовыми отложениями (Марковский, 1965). Песчаные породы дельтовых протоков пористые и поэтому в них скапливается нефть. В связи с вытянутыми, линзовидными формами песчаных отложений дельтовых протоков нефтеносные пески образуют так называемые «зональные залежи нефти», для правильной разведки которых очень важно знание палеогеографических условий образования песков. Такие залежи известны в палеозойских отложениях Русской платформы, в третичных отложениях Кавказа и в других районах.

Среди дельтовых комплексов известны рудные месторождения, в частности железо. С дельтами бывают связаны россыпные месторождения золота и тяжелых минералов.

Вероятно, с дельтами засушливых областей пермского и каменноугольного возраста связано образование месторождений медистых песчаников Джезказганского района Центрального Казахстана и Западного Приуралья. С дельтами бывают связаны месторождения глин и разнообразных строительных материалов.

ГЛАВА XXIV

ОТЛОЖЕНИЯ ЛАГУН И ЛИМАНОВ

Лагуной называют часть моря, отделенную косой, пересыпью или баром. От заливов лагуны отличаются большей изолированностью от моря. Заливы часто имеют свободное сообще-

ние с морем, поэтому режим солености, характер осадков и т. п. в них еще находятся под прямым влиянием морских условий. Лагуны обычно соединяются с морем узкими и мелководными проливами, а иногда и совсем отчленяются береговыми валами, косами и другими аккумулятивными формами, вследствие чего соленость воды в них, органический мир и характер осадков становятся более автономными. Существуют все переходы между заливами, лагунами и континентальными приморскими озерами. Следовательно, существуют и все переходные типы отложений.

Лагуны и по форме и по характеру осадков часто очень близки к лиманам. Но происхождение их разное. Лагуны развиваются обычно из морских заливов, лиманы — затопленные морем устьевые части речных долин. Генетически лиманы близки эстуариям, но в отличие от последних отделены от моря пересыпью или косой.

Если речные протоки, в устье которых возникли лиманы, меняют свое положение, отличить лиманы от лагун становится трудно. Мало различаются они и осадками. Некоторым указанием на то, какой перед нами комплекс — лагунный или лиманный, может служить характер подстилающих пород: лагунный комплекс чаще подстилается морскими слоями (отложения залива), а лиманные осадки — аллювиальными отложениями. Если лагуны развиваются на фоне тектонического опускания, то и их осадки могут подстилаться континентальным комплексом. Лиманы и лагуны нередко связаны с речными дельтами.

Осадкообразование в лагунах особенно зависит от климата. Во влажном климате лагуны обычно опресняются, соответственно меняется фауна и флора и часто они превращаются в болота, становятся ареной торфонакопления. Из торфа, отложившегося в таких лагунах, образовались угольные пласты некоторых паралических угленосных толщ. Отличить их от образовавшихся в дельтовых условиях не всегда легко, но иногда палеогеографические исследования позволяют решить вопрос. Ниже приводят соответствующие примеры.

При совпадении ряда благоприятных условий в лагунах влажного и теплого климата может иметь место рудообразование (бокситы и железные руды).

В сухом климате, особенно в сухом и жарком, лагуны становятся солеными и в них происходит садка различных солей. Органический мир в таких условиях подавлен и не оказывает существенного влияния на осадкообразование.

Встречаются побережья, где одновременно существуют опресненные лагуны, в которых идет накопление органического вещества, и соленые, в которых органический мир угнетен, а иногда идет и отложение солей. Такие соотношения существовали и в геологическом прошлом.

В условиях любого климата в лагунах, кроме осадков, специфических для данного климата, идет осаждение разнообразного обломочного и глинистого материала. Терригенные накопления часто составляют главную часть лагунных осадков. Так как лагуны представляют обычно мелководные бассейны, больших волн в них не бывает, течения в них не сильные и имеют местный характер.

Поэтому осадки в лагунах часто тонкозернистые с тонкой горизонтальной слоистостью, нередко полого волнистой и линзовидной.

Глубины в лагунах обычно небольшие, чаще всего от долей метра до нескольких метров. Известны лагуны, глубина которых превосходит 100 м (например, в лагуне между материком и Большим Барьерным рифом Австралии).

Лагунный комплекс — это сложное образование, в которое, кроме собственно лагунных отложений, входят осадки и других компонентов лагунного ландшафта, являющиеся членами лагунного парагенеза. По описанию Фиска (H. N. Fisk, 1959), в парагенез огромной лагуны Мадре, тянущейся вдоль Мексиканского залива к северу от границы Мексики более чем на 200 км, входит следующий ряд геоморфологических элементов и соответствующих им отложений.

1. Барьерный остров, отделяющий лагуну от Мексиканского залива. На нем развиты дюны, сложенные мелкозернистыми песками с сильно окатанными обломками морских раковин. На морском пляже характерны пески с обильными остатками морской фауны и с окатанными обломками древесины; на стороне острова, обращенной к лагуне, в песке увеличивается количество обломков древесины.

2. Собственно лагуна с разнообразными осадками. В замкнутых участках лагуны наблюдается переслаивание тонкозернистых песков с гипсоносными глинами и иногда обильные остатки карликовых (угнетенных) моллюсков; в открытых частях лагуны накапливаются чистые серые пески с многочисленными морскими раковинами и только изредка они переслаиваются с глинами. В тихих участках проливов, соединяющих лагуну с морем, образуются песчанистые глины с устрицами и другими представителями морской мелководной фауны.

3. Прилежащая часть побережья. Это эоловая равнина с дюнами, сложенными песком, лишенным фаунистических остатков. Междюнные понижения заполнены зеленовато-серыми песчанистыми глинами, пронизанными остатками корешков растений. Встречаются болотистые участки с накоплением торфа. Местами попадаются дюны, сложенные глинистыми песками с остатками наземных улиток и косточками грызунов. На открытых для процессов выветривания участках формируются красновато-бурые и желтые глинистые почвы.

Приведенная характеристика показывает сложность лагунно-го комплекса и разнообразие входящих в его состав отложений. Сходная картина была свойственна и лагунам геологического прошлого.

Лагуны и лиманы Таманского полуострова. Этот район подробно исследован коллективом геологов-нефтяников, занимавшихся поиском современных аналогов нефтематеринских отложений (Вебер и др., 1950). На Таманском полуострове таких аналогов найти не удалось, но эти исследования дали богатый

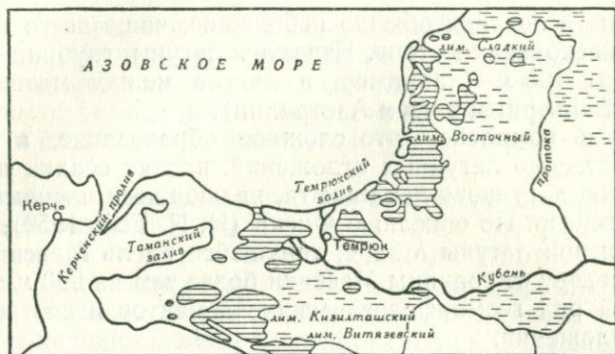


Рис. 63. Схема распространения лиманов Таманского полуострова

материал для познания характера осадконакопления в лагунах и лиманах на опускающихся берегах опресненного моря. Несомненно, что геологам нередко приходится встречаться со сходными обстановками в ископаемых отложениях.

На берегах Таманского полуострова широко распространены как лагуны, так и лиманы, возникшие в устьевых частях дельтовых проток р. Кубани. Лагуны имеют относительно небольшие размеры (меньше 1 км^2) и очень мелководны (обычно не более 1 м глубиной). Лиманы распространены гораздо шире лагун. Некоторые имеют площадь до 125 км^2 , но глубина в них обычно не превышает 1—1,5 м даже в центральных частях. Многие лиманы уже потеряли связь с речными протоками (рис. 63).

Некоторые водоемы пресные, другие находятся на разных стадиях засоления вплоть до выпадения соли в осадок. Возраст и степень связи с морем у всех водоемов разные: часть из них — еще открытые морские заливы, другие — представляют отшнуровывающиеся полузамкнутые водоемы, третьи — утратили постоянную связь с морем и питаются главным образом фильтрацией через пересыпь, четвертые — окончательно потеряли связь как с морем, так и с речными протоками и превратились в солончаки (рис. 64).

По механическому составу осадки очень разнообразны: от почти чистых илов (глин) до грубых песков. Большею частью сортировка их плохая, исключение составляют пески зоны прибоя, лишенные как глинистой, так и алевритовой фракции (рис. 65).

Происхождение осадков разное. В лиманах — это дельтовый вынос, в лагунах и в Таманском заливе — это или осадки морского происхождения, или осадки временных местных потоков (после дождей), или отложения весенних паводков. Некоторую роль играет также золотой материал.

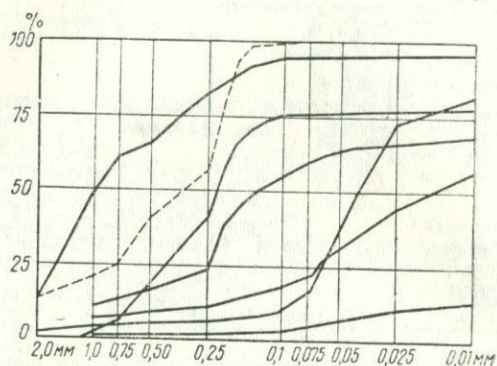


Рис. 65. Кумулятивные кривые механического состава основных типов осадков водоемов Таманского полуострова. Пунктирная линия — песок зоны морского прибоя (по В. В. Веберу, 1950)

Органическое вещество сосредоточено на поверхности дна, а в осадках, даже в верхних горизонтах, мало органического углерода. Как в песчаных, так и в глинистых осадках содержание его колеблется в пределах 2—4%. Но уже на глубине 2—4 м от поверхности дна содержание углерода сокращается до 0,5% и менее. Разложение органического вещества вызвано как процессами окисления, так и деятельностью бактерий. Форменные элементы растений оказываются полностью разложенными на глубине нескольких дециметров. Именно поэтому эти отложения нельзя рассматривать в качестве современных аналогов нефтематеринских пород. Вместе с тем следует подчеркнуть, что в других условиях вполне возможно образование нефтематеринских толщ именно в лагунном комплексе, так как он обладает благоприятными возможностями для массового накопления органических веществ битуминозного (и нефтяного) ряда.

Лагуны тропических берегов. Лагуны в тропиках отличаются рядом особенностей, а в первую очередь — пышным развитием

жизни как в самих лагунах, так и на берегах. Особенно характерно это для лагун, расположенных вдоль океанического побережья, где соленые воды океана и защищенное от размывающего действия прибоя положение лагун обеспечивают развитие своеобразных мангровых болот (рис. 66). Они нередко имеют более 10 км в ширину, тянутся на многие десятки и даже сотни километров вдоль побережья и составляют характерный элемент лагунного ландшафта тропических берегов.

На этих болотах развивается своеобразная мангровая флора. Растения с многочисленными воздушными корнями, обнажающимися во время отливов и затопляемыми при приливах, образуют непроходимые чащи.

Среди растений поселяется своеобразная и обильная фауна позвоночных и беспозвоночных. В лагунах, свободных от мангровых зарослей, но имеющих хорошее сообщение с морем, поселяется обильная донная фауна моллюсков, иногда очень быстро растущих. Так, на дне лагун побережья Техаса (США) устричные банки местами растут со скоростью 35—40 см в столетие.

Лагуна (залив) Кара-Богаз-Гол. Кара-Богаз-Гол в настоящее время — типичная лагуна, отделенная от Каспийского моря песчаной пересыпью и сообщаемая с ним через пролив шириной 150 м и длиной 11 км. Расположена лагуна в пустыне, в нее не впадает ни одной реки, уровень воды понижается благодаря испарению, а единственное практически заметное пополнение идет из Каспийского моря. Сейчас уровень воды в Каспийском море на 4,5 м выше уровня воды в Кара-

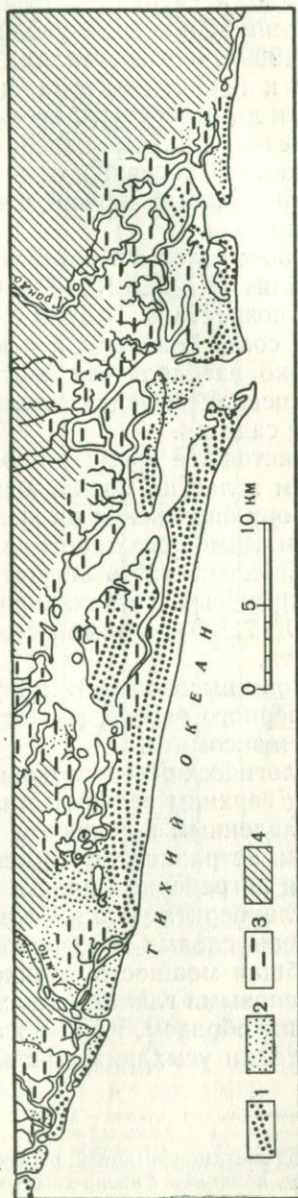


Рис. 66. Лагуны, связанные с дельтами, на одном из участков тропического побережья Тихого океана (по R. Weyl, 1953):
1 — мангровые болота; 2 — пески; 3 — береговые валы; 4 — суша

Богаз-Голе. Поэтому в середине пролива образуется водопад. На выходе в лагуну пролив формирует дельту.

Площадь водной поверхности Кара-Богаз-Гола в 1930 г. равнялась примерно 18 000 км². Сейчас она сократилась до 10 000 км², а глубина уменьшилась с 10 до 3 м. Параллельно с сокращением площади увеличилась концентрация солей в воде. Так, в 1909 г. она составляла 18,1 %, в 1930 г. — 21,3 %, в 1939 г. — 28,8, а к 1945 г. достигла максимальной величины — 31,8 %. С 1945 г. и до настоящего времени концентрация солей испытывает лишь незначительные колебания.

В составе поверхностной рапы присутствуют хлористый натрий, сернокислый магний, хлористый магний, хлористый калий и другие соли.

До 30-х годов в Кара-Богаз-Голе из солей осаждался только мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). С 1934 г. концентрация рапы начала сильно возрастать и в 1939 г. впервые была отмечена садка поваренной соли. В западной и южной частях лагуны, где рапа непрерывно разбавляется поступающей из Каспийского моря водой, в осадок выпадают только карбонаты и гипс, поваренная соль не садится.

В настоящее время по составу поверхностных рассолов и по осадкам в лагуне можно выделить три основные зоны.

1. Зону опреснения на юге и западе. Вода здесь не насыщена галитом. Зимой осаждается мирабилит.

2. Среднюю часть лагуны, где летом происходит садка галита с примесью астраханита ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) и эпсомита ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), а зимой садка мирабилита, иногда с примесью эпсомита.

3. Зону высокой метаморфизации¹ рапы на некоторых участках северного берега, где летом и зимой идет совместная садка галита и эпсомита.

Геологическими исследованиями последних лет установлено, что под верхним соляным пластом (формирующимся с 1939 г. и представленным в основном тремя минералами — галитом, эпсомитом и астраханитом), имеющим мощность около 3,5 м, лежат еще три погребенных пласта смешанных солей, состоящих из галита, глауберита ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$) и астраханита. Эти пласты разделены слоями гипсово-карбонатных илов с каспийской фауной. Общая мощность отложений около 50 м, подстилаются они олигоценowymi глинами (рис. 67).

Таким образом, Кара-Богаз-Гол в своей истории пережил четыре стадии усыхания и четыре стадии обводнения, связанные с

¹ Под метаморфизацией растворов понимают изменение их солевого состава под влиянием физико-химических процессов в ходе осаджений солей, а также под влиянием смешения вод разного состава.

трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря. Во время наступания моря в лагуне (которая в это время, вероятно, превращалась в залив) происходило накопление гипсово-карбонатных илов с морской фауной, а при отступании моря залив превращался в лагуну и в ней, как и в настоящее время, происходило осололение и накопление смешанных солей.

Кара-Богаз-Гол опресняет Каспийское море. Подсчитано, что реки, впадающие в Каспий, приносят в него ежегодно около 340 км^3 воды, с которой в море поступает 70 млн. т растворенных солей. В Кара-Богаз-Гол ежегодно поступает около 10 км^3 воды, а с ней 130 млн. т солей (соленость каспийской воды в районе Кара-Богаз-Гола $13,2\%$). Таким образом, Каспийское море ежегодно теряет почти в два раза больше солей, чем получает их.

Приведенный расчет показывает, что осолоняющиеся лагуны потребляют огромное количество морских солей и для мощного соленакопления в них необходимо, чтобы бассейны, питающий лагуны, имел связь с океаном. Если же море замкнутое, как Каспийское, то постоянный отток солей в лагуну может привести к опреснению моря и прекращению соленакопления в связанной с ним лагуне.

Как было отмечено, лагуны (и лиманы) нередко развиваются в районах дельт и генетически с ними связаны (рис. 68). В ходе развития дельтовой области пресные болота могут сменяться болотами с солоноватой и даже с соленой водой.

Геологические примеры отложений лагун и лиманов. Лагунные отложения широко распространены в геологических разрезах. Они двух типов — гумидные и аридные.

Примером ископаемого лагунного комплекса, накопившегося во влажном и теплом климате, служит угленосная толща кунгурского яру-

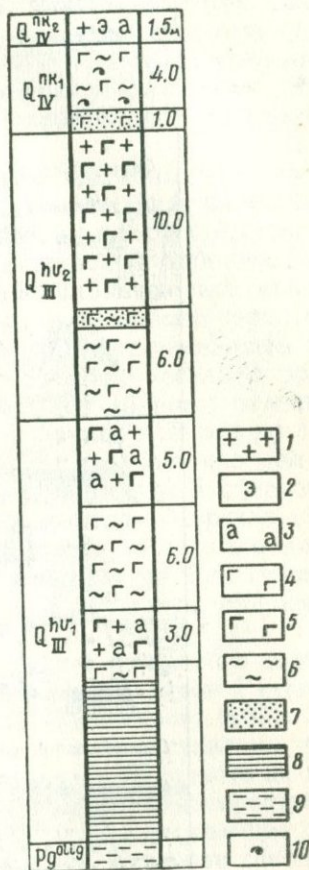


Рис. 67. Колонка донных отложений Кара-Богаз-Гола (по А. И. Дзэнс-Литовскому и Г. А. Васильеву, 1961):

1 — галит; 2 — эпсомит; 3 — астраханит; 4 — гипс; 5 — глауберит; 6 — глинистые осадки; 7 — пески; 8 — известковые глины; 9 — глины олигоценового возраста; 10 — остатки фауны

са нижней перми в Печорском угольном бассейне на западном склоне Полярного Урала. Бассейн расположен в Предуральском краевом прогибе. Главным источником сноса служил палео-Урал. Генезис угленосной толщи подробно изучен большим коллективом геологов (Македонов, 1965 и др.).

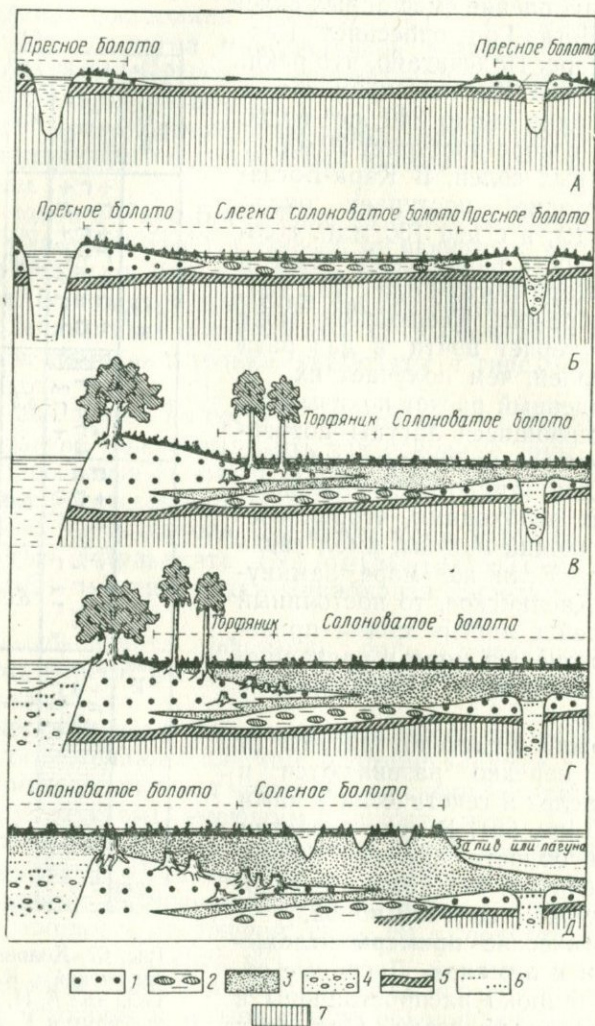


Рис. 68. Этапы торфонакопления, сопровождающие развитие погружающейся лагунно-дельтовой равнины (по Н. Н. Fisk, 1958). А — Д — этапы погружения: 1 — береговой вал; 2 — осадки култушной впадины; 3 — торф; 4 — русловые осадки; 5 — глинистые осадки морского залива; 6 — морские или лагунные осадки; 7 — подстилающие отложения

Наиболее подробно палеогеографическая обстановка накопления была выяснена для главной в практическом отношении части разреза, отвечающей по возрасту кунгурскому ярусу нижней перми и имеющей около 2000 м мощности. Ей подчинены основные угольные богатства бассейна. В ней известно до 150 угольных пластов, из которых несколько десятков имеют промышленное значение.

Для угленосной толщи характерно циклическое строение, причем наиболее ясно выражены циклы, имеющие мощность около 15 м. Они сложены 5—10 типами пород с участием угольных пластов или непосредственно замещающих уголь фаций. Эти циклы явились результатом мелких колебательных движений земной поверхности.

Во время угленакопления территория бассейна входила в лесную гумидную влажную зону. Господствовавшей палеогеографической обстановкой была обширная, в различной степени опресненная лагуна (или цепь лагун) с широкой заболоченной прибрежной низменностью, периодически затоплявшейся морем. Угольные пласты отвечают прибрежным торфяникам зараставшей лагуны. Остальные породы циклов отвечают различным зонам лагун — от прибрежной илистой полосы до песчаной зоны подводных и частично надводных пересыпей (баров), отделявших лагуну от моря. Судя по характеру фауны, а также по составу конкреций, водоем в разные моменты эволюционировал от мелководного эпиконтинентального моря нормальной солености до опресненного бассейна типа Балтийского моря. Морская фауна присутствует и во внутрилагунных осадках некоторых циклов, что объясняется проникновением в лагуну морских вод. Последнее характерно и для некоторых современных лагун, например, на побережье Мексиканского залива.

Вторым примером ископаемого лагунного комплекса вероятно аридного климата может служить верхний девон Главного девонского поля на Русской платформе (Тихомиров, 1967). Эти отложения, подчиненные шелонским слоям, представлены гипсами, загипсованными доломитами и глинами. Мощность их несколько метров, для гипса характерно прерывистое распространение: он образует отдельные линзовидные тела, занимающие площадь до нескольких квадратных километров. Строение гипсовых пластов сложное. Они представлены чередованием слоев гипса с доломитами, а иногда с глинами и мергелями. Гипсоносные отложения формировались на наклонной к морю равнине, оконтуривающей Балтийскую синеклизу. Накопление гипса происходило в разрозненных лагунах, временами появлявшихся в прибрежной части этой равнины.

Еще одним примером сходных палеогеографических соотношений служат отложения верхоленской свиты кембрия в южной части Сибирской платформы (Писарчик, 1963). Там эта сви-

та, имеющая мощность в несколько сот метров, в нижней части содержит залежи гипса, подчиненные красноцветным песчаникам, алевролитам и глинистым породам. На поверхности слоев песчаников и алевролитов нередко встречаются псевдоморфозы («глиптоморфозы») по кристаллам каменной соли, трещины усыхания, изредка проблематичные отпечатки капель дождя. Линзы гипса имеют мощность до 30 м. В них обычно примесь обломочного и глинистого материала, по простираанию они переходят как в песчано-глинистые породы, так и в доломиты.

В сходной обстановке происходило и накопление соленосных отложений миоценового возраста в Предкарпатском краевом прогибе (Кудрин, 1966). В отличие от рассмотренных примеров в Предкарпатском прогибе, кроме гипса, шло накопление поваренной, а также калийных солей. Поэтому есть основания считать, что предкарпатская лагуна имела более обширные размеры и ее сообщение с морем было более длительным. Иногда считают, что соленакопление там происходило в полуизолированных заливах.

Существует мнение (Яншин, 1961), что мощное соленакопление происходило в прошлом в водоемах своеобразного морского типа, не имеющих современных аналогов, с глубинами порядка сотен метров. Такая точка зрения основывается главным образом на предполагаемой относительно большой скорости накопления солей по сравнению с небольшой скоростью тектонического опускания. Эта точка зрения разделяется не всеми исследователями, хотя и не исключено, что глубина некоторых ископаемых солеродных бассейнов могла быть значительной (сотни метров), особенно на первых этапах их заполнения.

Полезные ископаемые в лагунных и лиманных отложениях. С лагунами влажного климата связаны горючие ископаемые и в первую очередь угли. Угленосные толщи прибрежно-морского типа нередко представляют сложный комплекс лагунных и дельтовых отложений. Примером, кроме Печорского угольного бассейна, служит ряд угольных бассейнов палеозойского возраста в США (Иллинойс, Внутренний Западный бассейн и др.). С лагунным комплексом связаны некоторые месторождения горючих сланцев. Возможно, что иногда эти отложения являлись нефтематеринскими, хотя достоверных доказательств этого пока нет.

Рудные месторождения (бокситы, железные руды, а возможно и некоторые другие) также иногда связаны с лагунными обстановками. Наконец, многие крупные месторождения солей являются продуктом лагунных осадков в сухом климате.

- Авандельта реки Волги и ее рыбохозяйственное значение. Тр. Астраханского заповедника, вып. 10. Астрахань, 1965.
- Белевич Е. Ф. Районирование дельты Волги. Тр. Астраханского заповедника, вып. VIII. Астрахань, 1963.
- Болдырев В. Л. Анализ профиля береговых валов. Изв. ВГО, 1960, № 5.
- Валяшко М. Г. Физико-химическая обстановка формирования месторождений калийных солей в прошлом Земли. Ж. «Геохимия», 1957, № 6.
- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Виленкин В. Л. К вопросу о формировании современного рельефа прибрежной зоны северного Приазовья. Геогр. сб., вып. X. Геоморфология и палеогеография. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1958.
- Геология дельты Волги. Тр. Гос. океанографич. ин-та, вып. 18(30). Л., 1951.
- Данилевский Н. Я. Исследования в Кубанской дельте. Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, вып. 2, 1869.
- Дзенс-Литовский А. И. Морской водопад. Ж. «Природа», 1961, № 8.
- Егоров В. В. Общие закономерности формирования приморско-дельтовых равнин. Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 4.
- Зенкович В. П. Об устойчивом контуре отступления абразионного бухтового берега. Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 3.
- Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. Географиз, М., 1958.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 35 (нов. серия). М., 1960.
- К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. (Сб. под ред. В. М. Сеникова). Гостоптехиздат, М. — Л., 1950.
- Каплин П. А. Некоторые закономерности образования лагун. Ж. «Океанология», 1964, № 2.
- Кац Н. Я., Кудряшев Л. В. и Эпштейн В. М. О торфяниках дельты Северной Двины. Ж. «Землеведение», вып. 4, 1935.
- Кинг К. А. М. Пляжи и берега (пер. с англ.). ИЛ, 1963.
- Леонтьев О. К. О некоторых закономерностях формирования лагунных побережий и их геологическое значение. Изв. высш. уч. зав., серия геол. и разв., 1960, № 7.
- Лопатин Г. В., Деньгина Р. С., Егоров В. В. Дельта Амударьи. Изд-во АН СССР, науч.-попул. сер., 1958.
- Материалы секции по изучению берегов морей и водохранилищ. Тр. Океанограф. комиссии, т. II. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Николаев В. А. и Тюрденева С. А. Физико-географические районы дельты р. Волги и их будущее. Изв. ВГО, 1960, № 2.
- Петреску И. Г. Дельта Дуная (происхождение и развитие). ИЛ, М., 1963.
- Рихтер В. Г. Значение тектонического фактора в образовании и эволюции речных дельт. Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 3.
- Савулеску Т. Дельта Дуная. Ж. «Природа», 1961, № 8.
- Самойлов И. В. Устья рек. М., 1952.
- Соколов Н. А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884.
- Стащук М. Ф., Супрычев В. Л. и Хитрая М. С. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев, 1964.
- Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Ч. I. Стратиграфия и тектоника. Мат. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 5(9). МОИП. М., 1947.

Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, вып. 4. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Труды геологического совещания, посвященного 25-летию геологического изучения Печорского угольного бассейна (г. Воркута, 15—25 сентября 1955 г.). Сыктывкар, 1958.

Фивег М. П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Фивег М. П. Геологические условия формирования соленосных серий и калийных горизонтов, 1962.

Филиппов А. А. Фации нижнепалеозойской дельты Дарваза. Изд-во САГУ, Ташкент, 1958.

Фиск Х. Н. и Мак-Фарлан Е. Верхнечетвертичные дельтовые отложения р. Миссисипи «Земная кора» (пер. с англ.). М., 1957.

Шнюков Е. Ф. и Науменко П. И. Марганцово-железные руды Керченского бассейна. Симферополь, 1961.

Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. Ж. «Геология и геофизика». Изд-во Сиб. отд. АН СССР, № 1, 1961.

Andree K. Die Kurische Nehrung. Europa Sandküsten. Königsberg, 1932.

Barrell J. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Bull. Geol. Soc. America, vol. 23, 1912.

Chapman V. J. Salt marshes and salt deserts of the world. London — New-York, 1960.

2-nd Coastal Geography Conference. Coastal Studies Institute, Louisiana, 1959.

Duboul-Razavet Ch. Delta du Rhone. Promontoire deltaïque du Grande Rhone. Proceed. 3-rd Intern. Congr. Sedimentology. Hague, 1951.

Fisk H. N. Recent Mississippi river sedimentation and peat accumulation. IV Congrès pour l'avancement des études de stratigr. et géol. Carbonifère (Heerlen, 1958). Compte rendu, vol. 1. Maestricht, 1960.

Freise F. W. Untersuchungen am Schlick der Mangroveküsten Brasiliens. Chemie der Erde, Bd. II, H. 3, Jena, 1937.

Gierloff-Emden H. G. Lagunen, Nehrungen, Strandwälle und Flussmündungen im Geschehen tropischer Flachlandküsten. Zeitschrift für Geomorphologie. Bd. 3, H. 1, 1959.

Gierloff-Emden H. G. Nehrungen und Lagunen. Petermans Geographische Mitteil. H. 2, 3, 1961.

Krumbein W. C. Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States. Journ. of Sediment. Petrol. vol. 21, № 2, 1951.

Lankford R. R. and Shepard F. P. Facies interpretation in Mississippi delta borings. Journ. of Geology, vol. 68, № 4, 1960.

Pepper J. F., Witt de, Wallace G. and Demarest D. F. Geology of the Bedford shale and Berea sandstone in the Appalachian basin. United States Geol. Survey, Prof. Paper 259, 1955.

Russel R. J. Lower Mississippi river delta. Louisiana Dep. of Conservation, Geol. Surv., Bull. № 8, 1936.

Scruton P. C. Oceanography of Mississippi delta sedimentary environment. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 40, № 12, 1956.

Shepard F. P. Marginal sediments of Mississippi delta. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 40, № 11, 1956.

Shepard F. P. and Lankford R. R. Sedimentary facies from shallow borings in Lower Mississippi delta. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 43, № 9, 1959.

Weyl R. Lithogenetische Studien in den Mangroven der Pazifik-Küste. Beiträge zur Geologie El Salvador, II. Neues Jahrb. Geol. und Pal., Monatshefte; H. 5, 1953.

ГЛАВА XXV

ФАЦИИ И КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ
ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Колебательные движения определяют черты рельефа поверхности суши и морского дна. Тектонические процессы наряду с причинами климатического порядка влияли на эволюцию физико-географических обстановок. Следовательно, и состав и распределение фаций на суше и в море связаны с колебательными движениями. Особенно ясно эта зависимость выражена вдоль морских берегов, где даже небольшие изменения уровня моря вызывают изменение физико-географической обстановки (суша становится дном моря или наоборот). В открытом море и в глубине материков влияние колебательных движений часто маскируется другими, более местными причинами и там поэтому эта зависимость выражена менее отчетливо.

Н. А. Головкинскому принадлежит заслуга объяснения смены обстановок осадконакопления изменениями уровня моря. В качестве вероятной причины этих изменений он принял «вертикальные колебания земной поверхности», т. е. причину, которая и теперь считается главной.

Для пояснения своих взглядов Головкинский привел схемы, воспроизведенные на рис. 69. Рис. 69, А представляет сушу, постепенно уходящую под уровень моря (верхняя схема на рисунке). В прибрежной части отлагаются галечники и пески. Дальше от берега накапливаются более тонкие глинистые осадки, а еще дальше идет осаждение известкового ила. Далее предполагается, что суша опустилась на некоторую величину; берег моря передвигается вправо, и там, где до этого была суша, начинается отложение прибрежных галечников и песков, а там, где они накапливались раньше, расположится более удаленная от берега зона, в которой будет осаждаться глинистый осадок (рис. 69, Б).

Если опускание суши замедляется, а заполнение бассейна осадками будет продолжаться, то может случиться, что количе-

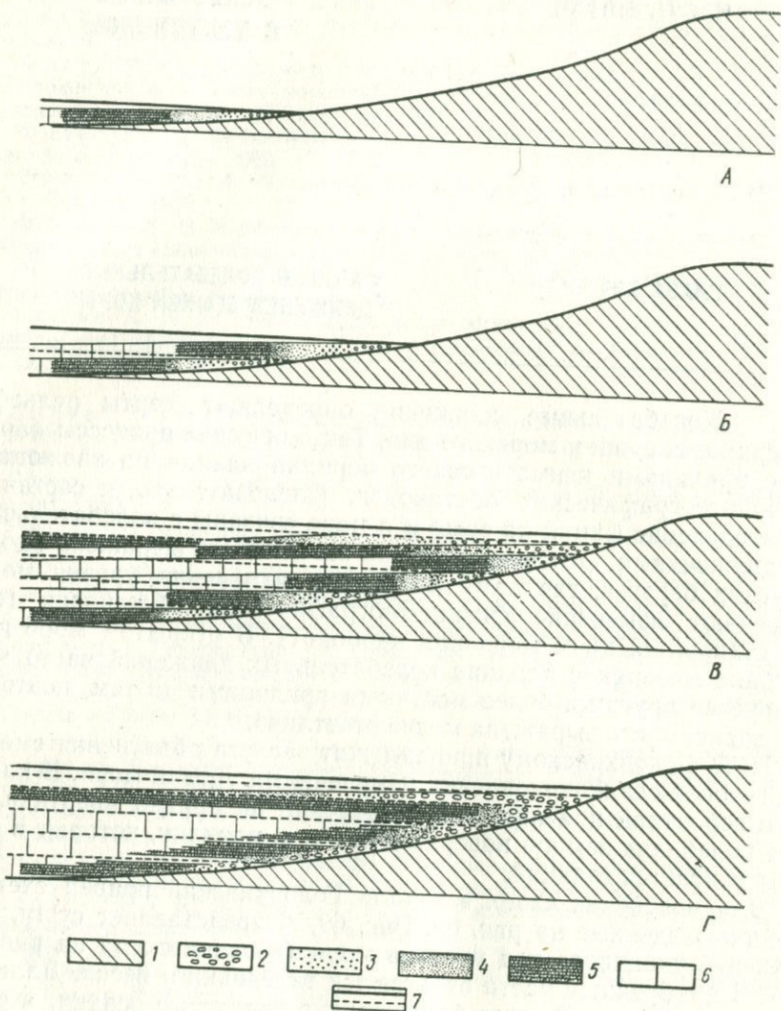


Рис. 69. Схемы, поясняющие смену обстановок осадконакопления при изменении уровня моря (по Н. А. Головкинскому, 1868): А—Г—стадии опускания суши (или поднятия уровня моря): 1 — суша; 2 — конгломерат; 3 — песок; 4 — глина; 5 — мергель; 6 — известняк; 7 — уровень моря (сплошная линия отвечает моменту, изображенному на схеме; пунктирная линия отвечает предыдущим стадиям)

ство осадков превзойдет величину опускания дна. Осадки будут постепенно заполнять прибрежное мелководье и распространяться более широкими полосами. Начинается постепенное отеснение моря осадками (см. рис. 69, В). Если изменение уровня моря происходит постепенно, то осадки вытянутся непрерывными слоями. Благодаря этому выполнившие бассейн осадки приобретут форму Г. Головкинский назвал ее «геологической чечевицей». Сравнив эту «чечевицу» с залеганием пород пермского возраста, выясненным им при геологических исследованиях в бассейнах рек Волги и Камы (см. рис. 5), Головкинский пришел к выводу, что особенности строения и фациальных изменений пермских пород хорошо объясняются приведенными выше схемами.

Выполненное исследование позволило Головкинскому сделать важный вывод относительно возраста петрографических горизонтов, слагающих «геологическую чечевицу». Он правильно заметил, что если проследживать любой слой в такой «чечевице» в горизонтальном направлении, то мы с каждым шагом будем переходить в более и более новые образования. Иными словами, каждый петрографически однородный пласт в «чечевице» является разновозрастным. Это естественное следствие того, что каждый пласт образуется не сразу, а последовательно, по мере перемещения фаций вслед за передвижением береговой линии.

В геологии известны примеры такой неоднородности. А. В. Казаков (1939) описывает изменение возраста пласта фосфоритов, лежащего в основании верхнеюрских отложений Поволжья. В районах, прилежащих к Волге, этот пласт имеет келловейский возраст, затем, по мере продвижения на восток, становится оксфордским, а в крайних восточных точках датируется как верхнекиммериджский. Этот переход связан с постепенным развитием верхнеюрской трансгрессии с запада на восток. Поэтому и пласт фосфорита, лежащий в основании трансгрессивной серии, на западе, откуда трансгрессия начала развиваться, имеет более ранний возраст, чем на востоке, где море оказалось позже. Известны и другие аналогичные примеры, но таких примеров мало. Объясняется это тем, что перемещение фаций при наступлении или отступлении моря происходит в масштабе геологического времени относительно быстро и разницу в возрасте одного и того же пласта в разных точках обычно заметить не удастся. Такие наблюдения затрудняются еще и тем, что по мере развития трансгрессии или регрессии литологический состав отлагающихся осадков изменяется не только в зависимости от расстояния до берега, но и от множества других причин. Так, лежащий в основании пласт песчаника, с которого трансгрессия началась в данном месте, по мере развития трансгрессии может смениться известняками органического происхождения и т. д.

А. А. Иностранцев, проводя в 1869—1870 гг. геологические исследования на севере европейской России, наблюдал закономер-

ные изменения отложений каменноугольной системы с запада на восток: мелководные отложения на западе (и на севере) сменяются к востоку все более глубоководными. «Рассматривая с этой точки зрения нашу каменноугольную систему, мы встречаем в ней прибрежную полосу с морскими растениями, мелководную часть с кораллами, гастроподами и двустворчатыми моллюсками и, наконец, глубокое море с плеченогими, а может быть еще открытое море с фораминиферами и места отложения мелоподобного известняка»¹.

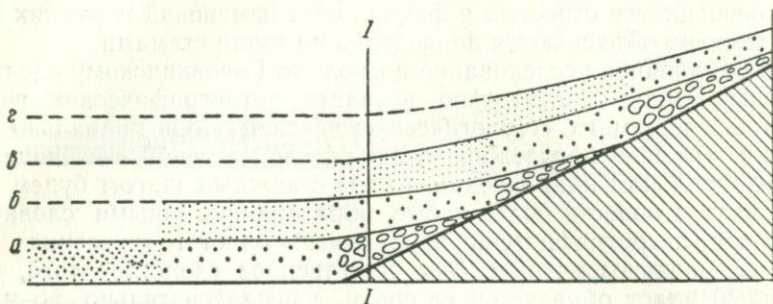


Рис. 70. Схема, поясняющая соотношения между вертикальным напластованием (по линии I—I) и сменой пород в горизонтальном направлении (по А. А. Иностранцеву, 1872); а — з — этапы опускания суши (или поднятия уровня моря)

Проследивая разрез каменноугольной системы снизу вверх, Иностранцев устанавливает смену мелководных пород внизу разреза все более глубоководными в его верхней части. Для объяснения этих соотношений Иностранцев приводит схему, весьма близкую по идее к схемам Головкинского (рис. 70). Горизонтальные линии на ней изображают последовательные уровни моря; между двумя вертикальными линиями заключена часть разреза, которую можно наблюдать в обнажениях исследуемого района. Анализируя эту схему, Иностранцев приходит к выводу, что отложения, наблюдающиеся в вертикальном разрезе, должны сменять друг друга в той же последовательности в горизонтальном направлении. Такие соотношения характеризуют каменноугольные отложения Московского бассейна и часто встречаются в других районах среди отложений самого разного геологического возраста.

Закон Вальтера и возможности его применения. Немецким ученым И. Вальтером в конце прошлого века были развиты представления, сходные с изложенными выше взглядами Головкин-

¹ А. А. Иностранцев. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. СПб., 1872, стр. 151.

ского и Иностранцева. Рассматривая общие закономерности соотношений между фациями, Вальтер установил «закон корреляции фаций». Он пишет: «Только такие фации и фациальные обстановки могут залегать друг на друге в геологическом разрезе, которые в современных условиях лежат рядом»¹. Иными словами, те фации, которые находятся в разрезе в вертикальной последовательности, некогда располагались рядом друг с другом. Эти положения Вальтера развивают представления Головкинского и Иностранцева.

Закон Вальтера, однако, не имеет универсального значения. Он допускает существование в разрезе только таких генетических типов, которые существовали одновременно на площади данной области осадконакопления. Возможность появления в разрезе новых типов закон не предусматривает. Вместе с тем появление новых генетических типов отложений представляет обычное явление в ходе накопления любых осадочных толщ. Так, усиление поднятий в области размыва может привести к расчленению рельефа и к накоплению галечников и конгломератов, которых раньше здесь не было. Ослабление сноса с суши может вызвать появление прибрежных известняков. В качестве примера можно привести появление доломитов в некоторых горизонтах каширского яруса среднего карбона Московской синеклизы. Согласно исследованиям И. В. Хворовой (1953), доломитовые осадки появлялись и исчезали при изменениях гидрохимического режима моря каширского века, а не в результате миграции из соседних областей, как должно следовать по закону Вальтера. Вообще детально изученные отложения среднего карбона Подмосковского бассейна дают большое число примеров чередования обстановок в вертикальном направлении как при миграции в соответствии с законом Вальтера, так и при изменении условий, которые закон Вальтера не объясняет.

Изменения климата также приводят к появлению обстановок, а следовательно, и отложений, которые не объяснить законом Вальтера. Так, в Донецком каменноугольном бассейне над мощной продуктивной угленосной толщей среднего карбона располагается слабоугленосный верхний карбон, а затем следуют красноцветные отложения пермского возраста с залежами гипса и поваренной соли. Несомненно, что такая смена отложений в вертикальном разрезе произошла не в результате миграции фаций, т. е. соленосные красноцветные отложения появились в Донецком бассейне не из другого района, а вследствие изменения кли-

¹ J. Walther. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd. III. Jena, 1893/1894, стр. 979. (При оценке высказываний Вальтера не следует забывать, что он, как и некоторые другие ученые того времени, не проводил разницы между понятиями о фациях и генетических типах отложений. Поэтому в его понимании фации являются также и генетическими типами.)

мата: влажный климат карбона сменился более сухим пермского периода.

Есть и еще группа причин эпизодического характера, нарушающих закон Вальтера. Сюда относятся мощные вулканические извержения, землетрясения, катастрофические ливни и т. п. Все они вызывают появление в разрезе отложений, не объяснимых с точки зрения этого закона.

Таким образом, несмотря на большое геологическое значение закона Вальтера, им нельзя объяснить все разнообразие генетических и фациальных соотношений в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. В данном случае, как впрочем и всегда в природе, действует весьма сложный комплекс факторов, правильный учет которых представляет далеко не легкую задачу.

Циклическое строение осадочных толщ. Породы, слагающие осадочные толщи, часто сменяют друг друга в разрезе, причем сходные типы пород и последовательность их чередования неоднократно повторяются. Это и вызывает циклическое строение разрезов. Масштаб цикличности изменяется в широких пределах: от очень тонкого переслаивания до цикличности, охватывающей по времени геологические периоды, а по мощности — тысячи метров.

Причины циклического строения разрезов разнообразны: это причины астрономического, тектонического, климатического, сезонного и чисто местного порядков.

Цикличность в отложениях, вызванная колебательными движениями земной коры, ясно выражена в угленосных толщах, где она уже давно подмечена и генетически объяснена (угленосные толщи Донецкого, Печорского, Карагандинского и ряда других бассейнов СССР, угленосные толщи каменноугольного возраста в Северной Америке и в Западной Европе). В разрезах угленосных толщ много раз в определенной последовательности чередуются угольные пласты с вмещающими породами, причем каждый такой повторяющийся ряд слоев получил название «цикла». Схематически каждый цикл начинается песчаниками, нередко с размывом лежащими на подстилающие породы; выше они сменяются более тонкозернистыми породами: алевролитами и аргиллитами. Если последние непосредственно подстилают уголь, то в них иногда видны признаки ископаемой почвы. Еще выше располагается уголь, над которым лежат глинистые или карбонатные породы с морской фауной. Еще выше, иногда с ясным размывом, лежат опять песчаники, начинающие новый цикл. Число подобных циклов может быть велико: например, только в продуктивной части разреза среднего карбона Донецкого бассейна известно свыше 250 циклов, причем в 60 из них заключены пласты угля промышленного значения.

Связь циклов с движениями земной коры подмечена давно (Е. Naumann, 1854). Современную разработку проблемы цикли-

ческого строения угленосных толщ справедливо связывают с именем американского геолога Уэллера (J. Weller, 1930), давшего генетическое истолкование циклов с большой подробностью. В схеме каждый цикл начинается с поднятия, обуславливающего вначале размыв, а затем накопление обломочных продуктов в континентальных условиях. Затем поднятие прекращается. В период относительного тектонического покоя формируется профиль выветривания, представленный в настоящее время ископаемой почвой. После этого в более или менее обширных болотах нака-

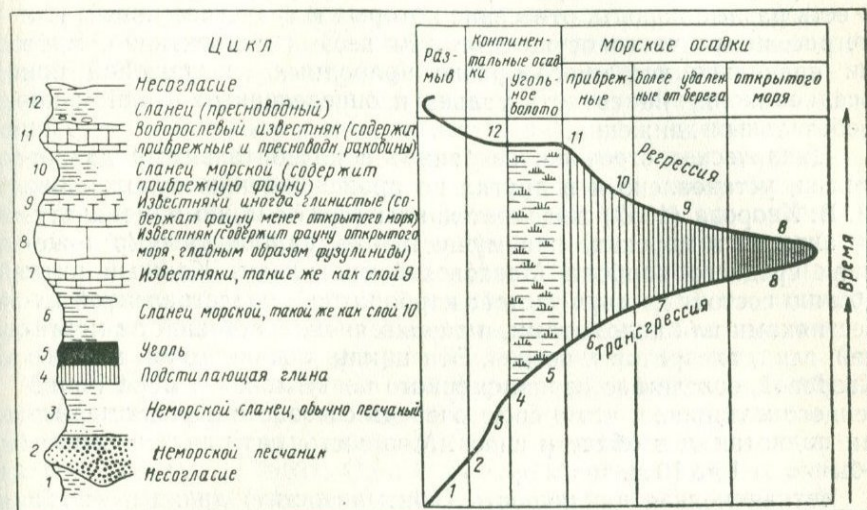


Рис. 71. Циклическая последовательность слоев каменноугольных отложений в Каназе и их генетическое истолкование (по Р. Муру, 1953)

пливается торф, который впоследствии дает уголь. Затем происходит опускание, область затопливается неглубоким морем, отлагаются слои морского происхождения. Это продолжается до тех пор, пока не начнется новое поднятие.

Все исследователи подчеркивают, что циклы более выдержаны в горизонтальном направлении, чем любой из составляющих их слоев. Это делает циклы полезным подспорьем при стратиграфических сопоставлениях и при установлении синонимии угольных пластов.

После работ Уэллера идеи циклической седиментации получили широкое распространение. Циклы начали выделять в самых разнообразных по составу и возрасту отложениях. Особенно подробным стало их генетическое истолкование и каждый слой стал рассматриваться в качестве выражения определенной стадии колебательного движения (рис. 71).

В СССР идеи циклической седиментации получили широкое признание. Особенно часто они используются при изучении угленосных отложений (Ю. А. Жемчужников, М. С. Швецов, А. Э. Ульмер, Г. А. Иванов, Н. В. Логвиненко, Л. Н. Ботвинкина, Т. А. Ишина и др.). Эти исследователи пришли к выводу, что угленосные толщи обладают циклическим строением, вызванным колебательными движениями, и что в большинстве циклов можно выделить трансгрессивные и регрессивные части разреза (Иванов, 1967). Однако не следует забывать, что в геологических разрезах нет ни трансгрессивных, ни регрессивных частей, а есть разные породы, отнесение которых к трансгрессивным или регрессивным часто осуществляется весьма субъективно. Едва ли правильно все многообразие природных соотношений при осадконакоплении сводить только к определенным стадиям колебательных движений.

Циклическое строение, связанное с колебательными движениями, установлено и в других по происхождению отложениях. И. В. Хворова (1953) выделяет циклы («ритмы», по номенклатуре автора) в морских, преимущественно карбонатных, отложениях среднего карбона Московской синеклизы. Каждый ритм обычно состоит из двух частей: карбонатной, представленной известняками или доломитами, и терригенной, состоящей из мергелей, глин, алевроитов и песков. Эти циклы возникли, по мнению Хворовой, вследствие неравномерного поступления в море терригенного материала, что в свою очередь связано с неравномерными поднятиями в области сноса. Мощность ритмов небольшая, обычно от 1 до 10 м.

Четкая мелкая цикличность («ритмичность») давно известна в флишевых толщах. У нас эти отложения широко распространены на Кавказе и подробно изучены Н. Б. Вассоевичем (1948, 1951). Цикличность заключается в закономерной смене пород и их сочетаний. Начинается каждый ритм, как правило, обломочными породами, затем следуют пелитоморфные породы, сначала более, а затем менее карбонатные, заканчивается ритм иногда неизвестковой глиной. Мощность флишевых ритмов измеряется сантиметрами и дециметрами.

Н. Б. Вассоевич считает, что ритмичность флиша обусловлена мелкими тектоническими колебательными движениями. Вопрос этот нельзя считать решенным. Б. М. Келлер (1949) ритмичность флиша объясняет мутьевыми потоками, периодически возникавшими в связи с сейсмической активностью геосинклинальной области. Д. В. Наливкин (1956) связывает ритмичность флиша с периодическим изменением режима рек, вызванным сезонными причинами или более длительными изменениями климата.

Несомненно, что в идее циклического строения осадочных разрезов имеется рациональное зерно. Очевидно, что циклы неко-

торых толщ связаны с колебательными движениями земной коры. Но и очень вероятно, что некоторые циклы обусловлены иными причинами. В генетическом истолковании циклов еще много необоснованного и субъективного, еще много неясных и спорных вопросов.

ГЛАВА XXVI

СВЯЗЬ ФАЦИЙ СО СКЛАДЧАТЫМИ И РАЗРЫВНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Связь между фациями и тектоническими структурами проявляется по-разному. Это зависит от характера и размеров структур. Иногда даже на обнажении удастся проследить изменение фаций, связанное с тектонической структурой: увеличение мощности по падению слоев, расщепление слоев и появление более тонкозернистого материала. При наличии более крупных структур, например антиклинория и синклинория, связь между ними и фациями можно выяснить при сопоставлении отложений на более обширной площади путем сравнения разрезов по ряду обнажений. Наконец, связь фаций с такими крупными тектоническими формами, как щиты, антеклизы и синеклизы на платформе, прогибы и поднятия в геосинклинальных областях, может быть замечена лишь при региональных исследованиях.

Связь фаций со складками платформенных и переходных областей. Складки платформенных и переходных к геосинклинальным зонам областей принадлежат к типу прерывистых, неполных складок (Белоусов, 1962). Одной из характерных особенностей таких складок является длительное их развитие: некоторые из них заложились во время накопления осадков и продолжают формироваться с перерывами вплоть до современной эпохи. Естественно, что условия осадконакопления в разных местах складчатой структуры разные: на своде одни, в мульде — другие и т. д.

Мугоджарские горы представляют в мезозойском и кайнозойском структурных ярусах характерную структуру платформенного типа. Это брахиантиклинальные складки, вытянутые в меридиональном направлении. Исследования Р. Г. Гарецкого (1961) показали, что широко распространенные в этом районе мезозойские отложения обнаруживают отчетливую зависимость фаций и мощностей от складчатых структур (рис. 72). На разрезе к югу от Мугоджарских гор видны изменения, происходящие в этом направлении: параллельно с увеличением мощности растет число сохранившихся в разрезе стратиграфических горизонтов (т. е. уменьшается длительность перерывов в осадконакоплении), породы становятся менее песчанистыми, появляются все более пелагические отложения.

С куполами и брахиантиклинальными складками нередко бывают связаны нефтяные и газовые месторождения. В СССР та-

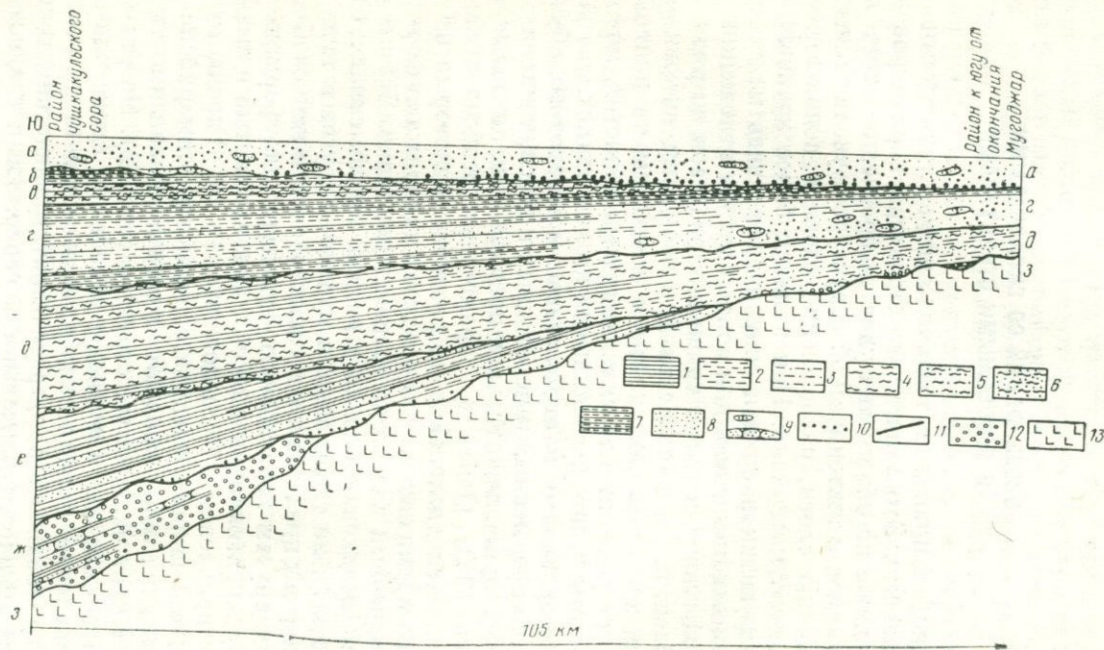


Рис. 72. Разрез меловых отложений в меридиональном направлении к югу от Мугоджарских гор (по Р. Г. Гарецкому, 1961), *a—e* — свиты нижнемеловых и юрских отложений, *ж* — верхнепермские отложения, *з* — доверхнедевонские породы:

1 — глины; 2 — песчаные и алевроитовые глины; 3 — глинистые пески и алевроиты; 4 — пестроцветные глины; 5 — песчаные пестроцветные глины; 6 — пестроцветные глинистые пески и алевроиты; 7 — тонкое переслаивание гли и алевроитов; 8 — пески и алевроиты; 9 — песчаники и алевролиты; 10 — гальки мугоджарских пород; 11 — бурый уголь; 12 — конгломераты; 13 — доверхнедевонские породы

кие структуры широко распространены в Эмбенской нефтеносной области, на Кавказе и в других районах.

Рассмотрим структуру «Нефтяные Камни», описанную Ф. И. Самедовым (1959).

Структура расположена в Каспийском море. К ней приурочено месторождение нефти. На поверхность моря в этом месте выходят только отдельные скалы и камни, пропитанные нефтью, поэтому все приводимые ниже данные основаны на результатах бурения.

В сложении дна моря принимают участие (кроме современных песков и ракушняков) ряд свит от коуна (эоцен) до апшеронских отложений (верхний плиоцен). В ядре складки обнажаются слои продуктивной толщи, которые окаймляются акчагыльскими, а затем апшеронскими отложениями.

В тектоническом отношении месторождение «Нефтяные Камни» представляет брахиантиклинальную складку длиной около 10 км и шириной 4 км. В общей структуре юго-восточного Кавказа эта складка является восточным звеном антиклинория Большого Кавказа. Для нее характерно уменьшение мощности всех свит, принимающих участие в ее сложении, к сводовой части антиклинали (табл. 8).

Таблица 9

Изменение мощности свит продуктивной толщи плиоцена
на складке «Нефтяные Камни»

(по Ф. И. Самедову, 1959)

Толща	Свиты	Мощность, м	
		на крыльях	в сводовой части
Продуктивная толща	Сураханская	725	425
	Сабунчинская	300	270
	Балаханская	380	300
	Свита «перерыва»	80	55
	Надकिрмакинская глинистая	155	100
	Надкирмакинская песчаная	30	15
	Кирмакинская	280	200
	Подкирмакинская	100	60
	Калинская	300	175
	Понтический ярус	60	Нет

Для свит характерно увеличение песчанистости пород по мере приближения к своду складки. Это явление имеет настолько закономерный характер, что позволило построить карты песчанистости для разных свит. В некоторых случаях зоны увеличения песчанистости имеют вид неправильных овалов, вытянутых под некоторым углом к простираанию пластов. Самедов объясняет это влиянием мутьевых потоков, сносивших более грубый ма-

териал с приподнятых частей формирующейся складки в ее более опущенную и глубоководную часть (рис. 73). Эти факты наряду с закономерным увеличением с глубиной угла наклона слоев не оставляют сомнений в том, что рост складки происходил во время накопления продуктивных свит плиоцена. Рост продолжается и сейчас, о чем свидетельствует выход ядра складки на поверхность моря в виде гряды камней, от которых связанное с ней месторождение нефти и получило название.

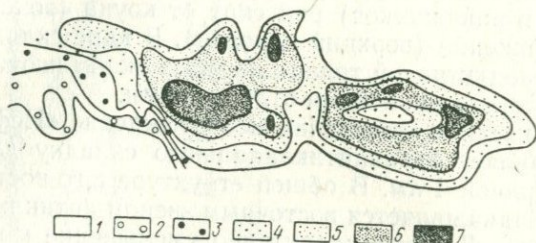


Рис. 73. Схема распределения песчаных фракций (%) в одной из свит продуктивной толщи в районе Нефтяных Камней (по Ф. И. Самедову, 1959):

1 — <50; 2 — 50—55; 3 — 55—60; 4 — 60—65; 5 — 65—70;
6 — 70—75; 7 — >75

Много примеров связи характера фаций со складчатыми структурами и разломами дает геология мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии. Согласно Е. А. Головину (1959), палеогеновые отложения Чирчик-Ангренского района в Узбекистане обнаруживают зависимость состава и распространения от тектонических структур. Фациальный анализ показал, что в палеогеновый период этот район представлял вдававшийся в сушу морской залив. Общие контуры залива, а следовательно, и основные черты распределения фаций в его осадках отвечают расположению крупных современных орографических элементов (хребтов и межгорных долин), которые совпадают с крупными тектоническими элементами (поднятиями и депрессиями).

В краевых частях геосинклинальных областей, где собственно геосинклинальная складчатость затухает и наблюдается переход к складкам промежуточного типа, иногда прослеживается отчетливая зависимость между фациями и тектоническими структурами. Примером такого района является Кобыстан в Азербайджанской ССР (Шатский, 1951).

В Северном Кобыстане распространены довольно крутые складки. Наиболее подробно исследована Малосиякинская мульта и ограничивающие ее с севера и с юга антиклинали. Мультда представляет собой сжатую синклиналь с довольно спокойным

замком, сложенную весьма полным комплексом осадков олигоцена и миоцена. Для нее очень характерно постепенное уменьшение углов падения слоев при переходе от более древних слоев к более молодым. Так, падение слоев пород олигоценового возраста (майкопские слои) $65-80^\circ$, а мэотического яруса миоцена $40-45^\circ$. Такое увеличение интенсивности складчатости с глубиной сопровождается изменениями мощности и литологических особенностей отложений.

Мощность отложений третичного возраста достигает наибольших значений вдоль оси мульды, уменьшается на крыльях и достигает минимума на сводах соседних антиклиналей. В центральных частях мульды мощность миоценовых отложений в два-три раза больше, чем на крыльях. При накоплении осадков в прогибающейся синклинали уменьшение мощности всей толщи к своду антиклинали происходит, вероятно, не только в результате уменьшения толщины отдельных (или всех) слоев, но и вследствие первичного выклинивания в этом направлении отдельных тонких (сантиметровых) прослоев, не нарушающего общей непрерывности всей толщи.

Увеличение мощности в синклинальных прогибах происходит и другим путем: в результате соскальзывания, оползания осадков с крыльев. Н. С. Шатский приводит ряд примеров подобных нарушений миоценовой толщи, обязанных своим происхождением сползанию осадков.

Причиной уменьшения мощности осадочных толщ на крыльях и в сводах антиклиналей является выпадение отдельных частей разреза в результате размыва или перерывов в осадкообразовании на положительных элементах структуры. Эти явления вызывают местные несогласия на антиклиналях, в то время как в соседних синклиналях имеется непрерывный разрез.

Изменения мощности отложений сопровождаются изменениями литологических признаков. Так, один из горизонтов сармата представлен внутри мульды слоистыми глинами и мергелями. Ближе к соседней антиклинали в этом горизонте появляются прослои глинистых песков и песчаников и внутриформационные конгломераты. Галька конгломератов плохо окатана, угловата, состоит из песчаников, мергелей, доломитов и аргиллитов меловых и палеогеновых свит, слагающих ядро антиклинали. Эти факты указывают на то, что в сарматский век свод складки был поднят выше уровня моря и подвергался размыву. Аналогичные слои конгломератов и песчаников встречены и в других местах по периферии крупных антиклиналей. Состав галек конгломератов зависит от состава тех более древних пород, которые принимают участие в сложении прилежащих антиклиналей.

Мэотический ярус рассматриваемой территории иногда представлен своеобразными брекчиевидными доломитами. Почти всегда они слагают крылья антиклиналей. В глубоких мульдах

и на периклинальных окончаниях антиклиналей они чаще отсутствуют. В ряде разрезов видно, что брекчиевидные доломиты вниз по падению переходят в толщу глин с отдельными глыбами и щебнем доломита, причем раздробленность их уменьшается по мере удаления от антиклинальных гребней. Брекчиевидные доломиты образовались, по-видимому, в результате раздробления пластовых доломитов подводным соскальзыванием, а также путем вымывания из них на положительных элементах подводного рельефа глинистых частиц и вторичного цементирования обломков доломитовым же веществом.

Особенности залегания мощных пластов угля. В угольных месторождениях, связанных с подвижными платформенными областями, иногда присутствуют пласты угля большой мощности (десятки, а иногда и свыше сотни метров толщиной). Примером может служить Челябинский угольный бассейн. Там мощные угольные пласты известны в нескольких местах.

В Центральном месторождении на поверхность выходит угольный пласт мощностью до 18 м, причем толщина глинистых прослоев в этом пласте весьма незначительна. Наибольшей мощностью угольной массы пласт обладал на выходах к дневной поверхности. По мере погружения общая мощность пласта увеличивается; это происходит в связи с вклиниванием в него слоев глинистых пород. Мощность угольной массы уменьшается.

Южнее расположено Коркинское месторождение. Главное богатство его — мощный, сложно построенный угольный пласт, полная мощность которого достигает 200 м, причем на долю чистого угля приходится больше 50% этой массы. В направлении падения пласта общая мощность его неуклонно увеличивается. Происходит это за счет вклинивания в него прослоев песчано-глинистых пород. Мощность пачек чистого угля при этом уменьшается вследствие расщепления мощной угольной зоны на большое число самостоятельных угольных пластов. Чем дальше к северу, тем сильнее они расходятся друг от друга.

После максимального погружения в районе центра мульды слои вновь испытывают поднятие. Но поднятие слоев не сопровождается сближением угольных пачек, а, наоборот, продолжается их расхождение (рис. 74). В результате в северной части месторождения на поверхность выходит не один мощный сложный пласт, а большое число самостоятельных пластов сравнительно небольшой мощности, разделенных мощными пачками песчаников, алевролитов и глинистых пород.

Аналогичные примеры расщепления по падению мощных угольных пластов известны в ряде месторождений на Кавказе, в Забайкалье, а также и за границей, например во Франции, где это еще в прошлом веке было подробно описано и изучено геологом Г. Файолем.

Происхождение расщеплений следующее. Существуют две

важные причины, влияющие на рост торфяника: поступление терригенного материала со стороны и опускание почвы торфа. Наращение торфа возможно, если терригенного материала поступает немного. При значительном приносе минеральных частиц рост торфяника прекращается и он оказывается погребенным под слоем обломочного осадка. Кроме того нужно, чтобы уровень грунтовых вод совпадал или почти совпадал с поверхностью торфа. Наращивание торфа в высоту возможно только при усло-

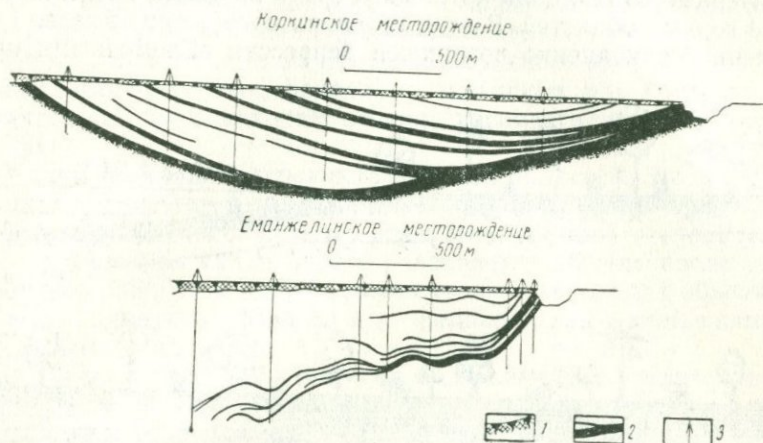


Рис. 74. Расщепление мощных угольных пластов в Коркинском и Еманжелинском месторождениях Челябинского бассейна (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957):

1 — покровные отложения; 2 — продуктивная толща; 3 — скважины

вии, что этот рост компенсируется погружением почвы, вследствие чего поверхность торфяника продолжает оставаться на уровне грунтовых вод. Как только опускание прекратится, торфяник будет осушен и дальнейшего роста не будет. Если интенсивность погружения превзойдет скорость роста, то торфяник окажется затопленным, что опять-таки вызовет прекращение его развития. И только поднятие почвы или заполнение возникшего водоема обломочным материалом до его поверхности вновь создадут условия, благоприятные для развития нового торфяника.

Предположим теперь, что область, в которой происходит накопление торфа, испытывает неравномерные опускания; одна часть погружается медленно, другая значительно быстрее (рис. 75). В таком случае в одной части будет происходить непрерывный рост торфяника, а в другой части (вследствие более интенсивного погружения) торфяник окажется затопленным и накопление органического вещества сменится накоплением обло-

мочных осадков. Если быстрое опускание приостанавливается, то через некоторое время депрессия оказывается заполненной обломочным материалом (см. рис. 75, нижняя схема). После этого болото вновь захватит весь участок. Отметим, что такое объяснение механизма расщепления угольных пластов было дано еще во второй половине прошлого века Ч. Ляйелем (1878).

Угольные месторождения рассматриваемого типа представляли собой в эпоху накопления угленосных толщ сравнительно ограниченные по площади котловины среди возвышенных и иногда даже горных областей. В этих условиях погружение вызвало немедленное заполнение возникшей депрессии обломочными про-

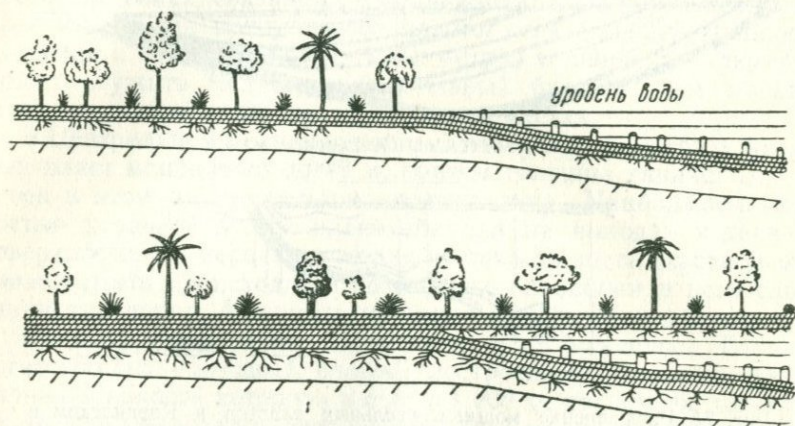


Рис. 75. Схема, поясняющая происхождение расщепления угольного пласта (по Боумену, из Ч. Ляйеля, 1878)

дуктами размыва окружающих возвышенностей. Тот факт, что расщепление происходит по падению пластов, т. е. вниз от земной поверхности, свидетельствует о том, что современная складчатая структура была уже заложена во время осадконакопления. Уже в то время, следовательно, антиклинальные поднятия были участками, опускавшимися медленнее, поэтому на них мог устойчиво развиваться торфяник, а синклиналильные структуры были участками, испытывавшими более сильное опускание, и там поэтому развитие торфяника временами прерывалось затоплением и накапливались обломочные осадки — пески и глины.

Фации и разрывные нарушения. Разный состав пород по обе стороны тектонических разрывов — явление обычное. Чаще всего это объясняется тем, что в результате разрыва на одинаковом уровне оказались породы разного возраста. Эти различия, следовательно, не есть фациальные изменения. Но иногда устанавливается зависимость между фациями и тектоническими нарушениями разрывного характера — сбросами и надвигами. Эта

зависимость выражена в тех случаях, когда разрывы имели длительное развитие и были выражены в рельефе (наземном или подводном) области осадконакопления. При этом линии сбросов и надвигов могут разделять разновозрастные, фациально разные породы. Такой случай, например, описан Е. А. Головиным (1959) в Северном Тянь-Шане, где во всех горизонтах палеогена, развитых в районе одного из разломов, наблюдаются фациальные различия по обе стороны разлома. При этом блок к северо-востоку от разлома был приподнят по отношению к юго-западному блоку, где развиты более глубоководные отложения.

Иногда при пологих надвигах и шарьяжах происходит сближение разновозрастных, фациально различных зон, которые первоначально (при осадконакоплении) располагались далеко друг от друга.

Фации и складки геосинклинальных областей. Для геосинклинальных областей характерны складки линейного типа. Примерами являются складчатые структуры Большого Кавказа и Урала. Линейная складчатость развивается обычно после осадкообразования, а поэтому в геосинклинальных толщах обычно не удастся подметить связи между фациальными изменениями и отчетливыми складками.

В Рурском бассейне давно уже было замечено увеличение интенсивности линейных складок с глубиной, на основании чего был сделан вывод об одновременности складчатости Рурского бассейна с осадконакоплением. Впоследствии было доказано, что изменение характера складок на глубине связано там с дисгармоничным характером складчатости.

Детальные наблюдения изменения состава и строения разрезов в некоторых районах линейной складчатости Донецкого бассейна позволили обнаружить, что заложение этой складчатости происходило уже во время осадконакопления (Белоконь, 1966, Михалев, 1968). Вероятно, что тщательные исследования позволят обнаружить такие же особенности и в других областях линейной складчатости геосинклиналей.

ГЛАВА XXVII

СВЯЗЬ ФАЦИЙ С КРУПНЫМИ СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основные структурные формы земной коры — платформенные и геосинклинальные области. Иногда выделяют в качестве третьего структурного элемента краевые прогибы. В свою очередь платформенные области неоднородны по внутренней структуре и в них различают щиты и плиты, в пределах плит — антеклизы и синеклизы.

В геосинклинальных областях крупными структурными элементами служат антиклинории и синклинории. В краевых прогибах выделяют край, обращенный к платформе, и край, обращенный к складчатому сооружению (к геосинклинали).

Все структурные элементы обладают разным характером тектонических движений. Это находит выражение в осадочных толщах. Естественно, что для выявления фациальных различий между крупными структурными элементами земной коры исследование необходимо проводить на большой площади и на значительных стратиграфических интервалах.

Связь фаций с крупными платформенными структурами. В разрезе осадочного чехла Русской платформы можно видеть много примеров связи фаций с крупными структурными элементами. Так, на южном склоне Балтийского щита распространены кембрийские и ордовикские отложения. В нижней части последних присутствует горизонт, известный под названием диктионемовых сланцев (верхняя часть пакерортских слоев). Диктионемовые сланцы и сопутствующие им песчано-алевритовые породы образовались в обстановке морского пролива, ориентированного в пределах прибалтийских республик приблизительно широтно. Северный берег его находился в районе современного берега Финского залива (Давыдова и Гольдштейн, 1960). Детальные карты распределения фаций, составленные для хорошо увязанных на площади отдельных пачек, позволяют ясно видеть переходы более глубоководных глинистых отложений (собственно диктионемовые сланцы) в алевритовые, а затем и в песчаные более мелководные осадки. Берега ордовикского пролива располагались в области наиболее приподнятых частей Балтийского щита, в районе к северу и востоку от Ботнического залива. Положение пролива приблизительно соответствует Балтийской широтной синеклизе, установленной Н. С. Шатским.

Отложения средне- и верхнедевонского возраста широко развиты в северо-западной части Русской плиты, где выходы их на поверхность слагают обширную площадь девонских пород, известную под названием «Главного девонского поля». Фациальные соотношения в этом районе исследовались многими авторами. При этом выяснилось, что породы девонского возраста испытывают на всей этой площади закономерные фациальные изменения. Сущность их заключается в том, что по мере движения к югу и западу происходит постепенное вытеснение континентальных красноцветных отложений сначала прибрежными, а затем и морскими отложениями. Легко видеть, что эти изменения происходят в направлении погружения Балтийского щита. В отложениях верхнего девона появляются морские фации, а там, где фундамент поднимается к поверхности, в разрезе начинают появляться континентальные фации, которые, наконец, вытесняют морские (Геккер, 1940).

Породы каменноугольного возраста на Русской платформе, и в частности нижнекаменноугольные, дают также хороший пример соотношений фаций и крупных тектонических структур. Так, например, доказано, что в ранневизейское время области Балтийского и Украинского щитов, а также район Воронежского массива были повышенными участками рельефа и частично служили источниками сноса обломочного материала. Погруженные структурные элементы Русской платформы, Прикаспийская синеклиза и область, примыкающая к Предуральскому краевому прогибу, были территорией, занятой морским бассейном. На остальной площади Русской платформы была низменная суша, на которой местами происходило накопление угленосных отложений. Угленосные отложения накопились в палеогеографической обстановке обширной дельтовой равнины, причем река, формировавшая дельту, стекала со стороны Балтийского щита (М. С. Швецов, 1938).

Интересные соотношения выявлены для раннемелового времени в Предкавказье (рис. 76). Как можно видеть на разрезах, в крупных синклинальных структурах наблюдается гораздо более мощный разрез, чем на примыкающих к ним антиклинальных поднятиях. Таким образом, и в районах, примыкающих к альпийским складчатым системам, имеют место такие же в принципе соотношения, как и в более древних структурных зонах.

В «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1960—1962) можно найти много примеров подобного рода зависимости.

Не всегда связь фаций со структурами оказывается такой простой и очевидной, как в приведенных примерах. Нередко эта зависимость оказывается весьма сложной. Причин, осложняющих эти соотношения, много. Например, не всегда развитие крупных структур идет по одному плану. Известны случаи коренной перестройки этого плана, а следовательно, и режима колебательных движений. При этом происходит «инверсия тектонического режима» (В. В. Белоусов, 1962; В. Е. Хаин, 1964).

На облик отложений оказывает влияние не только режим колебательных движений, но и другие факторы, в частности скорость поступления осадочного материала, которая может в одних случаях опережать тектоническое опускание местности, в других случаях — отставать от него, а в третьих — полностью компенсировать погружение. В качестве примера более сложных соотношений рассмотрим условия, существовавшие в Донецком каменноугольном бассейне и примыкающих к нему территориях в среднем карбоне.

Фациальные соотношения в Донецком бассейне. Структурное положение Донецкого бассейна довольно сложное. Донецкий бассейн в каменноугольном периоде был краевым прогибом герцинской геосинклинальной области, располагавшейся южнее. Снос

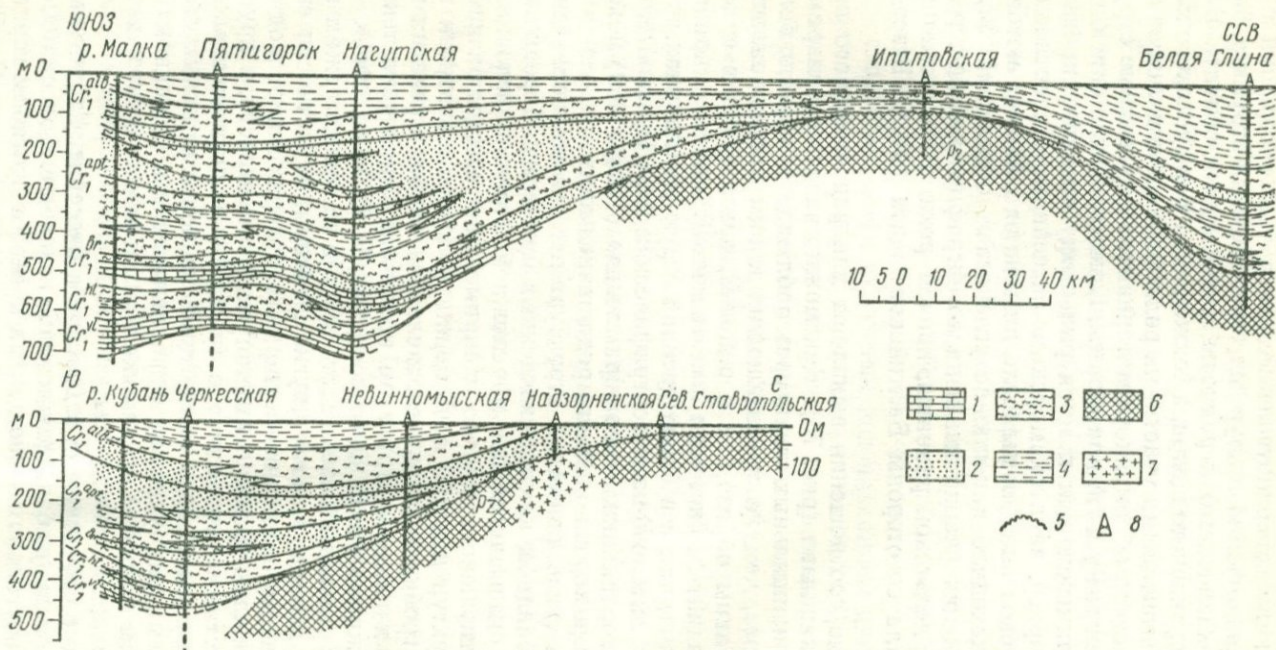


Рис. 76. Разрезы бассейна осадконакопления в Центральном Предкавказье к концу нижнемелового времени (по Е. М. Серегину, из Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина, 1962):

1 — известняк; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — глина; 5 — граница размыва; 6 — палеозойские отложения; 7 — интрузивные кристаллические породы; 8 — опорные и разведочные скважины

осадочного материала происходил в Донецкий прогиб главным образом с юго-запада.

Краевые прогибы в эпоху активного развития интенсивно прогибаются. В это время в них накапливаются осадочные толщи огромных мощностей. В жизни Донецкого прогиба такая эпоха приходится на средней карбон. Мощность среднекаменноугольных отложений там около 5 км. Это морские, лагунные, дельтовые и континентальные (главным образом аллювиальные) отложения, чередующиеся в циклической последовательности.

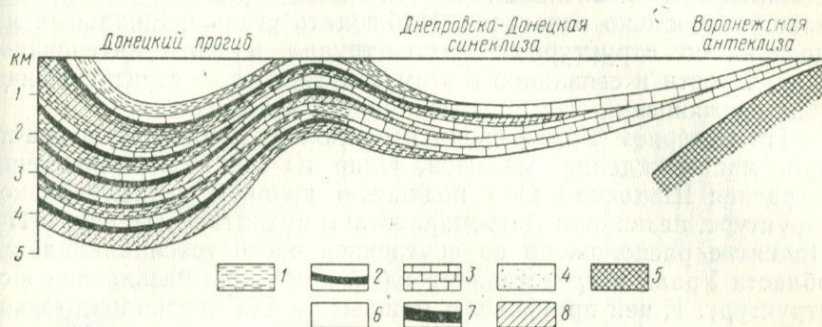


Рис. 77. Фациальные изменения угленосной формации Донецкого бассейна к северу (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957):

1 — глинистые породы; 2 — угли; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — докембрийский фундамент. Обстановки осадконакопления: 6 — морские; 7 — болотные; 8 — континентальные

К северу, на левобережье реки Северский Донец, там, где прогиб переходит на платформу, уменьшение опускания ясно выражено сокращением мощности среднекаменноугольных отложений до 1 км и меньше. Казалось бы, что это должно сопровождаться соответствующим изменением фаций в направлении увеличения роли континентальных отложений. На самом деле происходит увеличение роли морских отложений (рис. 77).

Такое «несоответствие» с режимом тектонических движений вызвано, вероятно, тем, что в краевом прогибе интенсивное опускание компенсировалось не менее интенсивным накоплением осадков. Поэтому и сохранялась обстановка низменной приморской равнины, то затоплявшейся неглубоким морем, то превращавшейся в заболоченную низменность, то покрывавшейся речными осадками. Севернее, где прогибание было слабее, осадочного материала поступало гораздо меньше. Прогибание не компенсировалось осадками; в результате устойчиво сохранялась палеогеографическая обстановка моря.

Еще дальше на север, где начинается склон Воронежской антеклизы, в отложениях появляются признаки угленосности, сви-

детельствующие о континентальном режиме. Это и естественно, так как на антеклизах господствует режим восходящих движений, а если бывают опускания, то обычно незначительные по амплитуде и захватывающие относительно непродолжительные отрезки времени.

Связь фаций с крупными структурами геосинклинальных областей. В геосинклинальных областях редко удается заметить связь фациальных изменений с отдельными складками. Но положение меняется, как только мы обращаемся к крупным тектоническим формам: антиклинориям и синклинориям. В них она выражена довольно отчетливо. Наблюдать связь фациальных изменений со структурами часто трудно в силу интенсивной складчатости и связанной с этим запутанностью стратиграфических соотношений. Тем не менее иногда это возможно.

На Северном Урале среди известняков девонского возраста есть месторождения бокситов. Одно из них — месторождение «Красная Шапочка». Оно подчинено крупной антиклинальной структуре, названной Петропавловским поднятием (Пейве, 1947). Поднятие расположено во внутренней части геосинклинальной области Урала и представляет собой длительно развивающуюся структуру. К ней приурочены мощные толщи предположительно рифогенных известняков, в которых на одной из поверхностей перерывов и располагаются главные бокситовые залежи. Петропавловское поднятие в силуре и девоне было относительно узким подводным гребнем. К западу и востоку от него располагались синклинории, в которых шло накопление терригенного материала, а также продуктов вулканической деятельности.

По поводу структурного положения бокситовой полосы Северного Урала существует и другая точка зрения. Некоторые исследователи считают, что бокситоносные известняки располагаются на склоне геосинклинального прогиба. К востоку находится глубоко прогнутый синклинорий с мощными толщами полимиктовых песчаников и вулканических продуктов; к западу область рифовых известняков сменяется зоной накопления относительно маломощных континентальных кварцевых песчаников и морских известняков и доломитов; эта зона служит уже переходной к структуре Русской платформы (Гарецкий, 1960). Какая из этих точек зрения наиболее верная, судить пока трудно, одно неоспоримо: и в том и в другом случае отмечается связь фаций со структурами.

На Северном Кавказе и в Закавказье широко распространены отложения юрского возраста. Местами они представлены континентальными и прибрежными генетическими типами и содержат каменные угли. Расположение угленосных площадей в значительной степени определяется структурным положением. Например, Ткибульское месторождение в Закавказье располагается на крыле крупной, имевшей длительное развитие, Окрибской

антиклинальной зоны. Главный источник обломочного материала, которым сложена угленосная толща, располагался в районе Дзирульского гранитного массива. Последний и в настоящее время представляет наиболее поднятый структурный элемент Закавказья. Для угленосных отложений Северного Кавказа главный источник сноса располагался в области современного Главного хребта, представляющего в структурном отношении крупный антиклинорий.

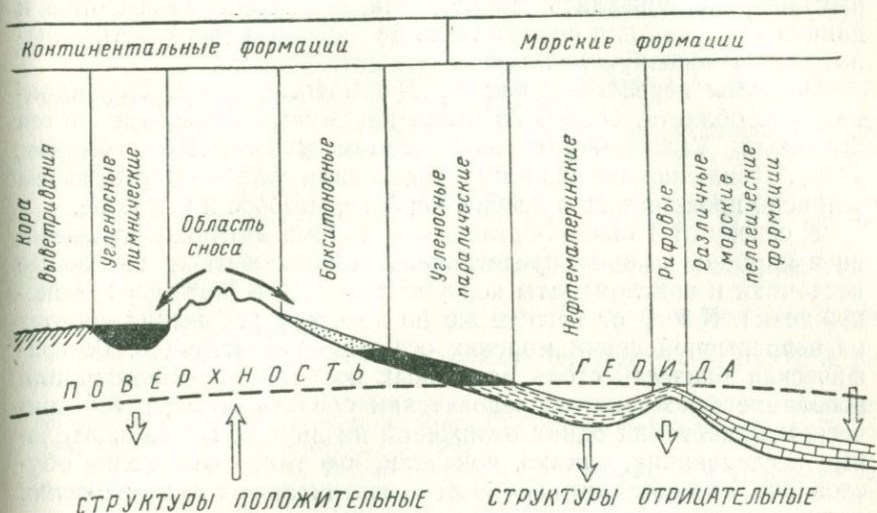


Рис. 78. Схема возможного соотношения формаций с крупными тектоническими структурами (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957)

Связь угленосных отложений с крупными тектоническими структурами. Соотношение областей накопления угленосных отложений и областей, откуда поступал осадочный материал, имеет большую частью тектоническую основу. Область размыва (питающая провинция) возникает в результате поднятий, а накопление угленосных отложений — в результате опусканий соответствующих участков земной коры (рис. 78). Характерно, что и в настоящее время области, занятые угленосными отложениями, представляют большую частью синклинальные структуры того или иного вида (грабены и др.), а синхронные им области размыва — структуры положительные (антиклиналы, горсты).

Если угленосные отложения в каком-либо направлении сменяются морскими, то это большую частью происходит в направлении погружения тектонических структур: в сторону синклинорий, к осевым частям синеклиз и т. п. При этом иногда эти мор-

ские отложения оказываются нефтеносными, как на Русской платформе, в Западной Сибири и в других районах.

Связь фаций с глубинными разломами. Глубинные разломы — это относительно узкие, линейно вытянутые зоны, протягивающиеся на сотни километров и разделяющие области с существенно разным режимом колебательных движений по амплитуде, скорости и направлению. Они развиваются на протяжении длительных отрезков геологической истории и имеют глубокое заложение. По связанным с ними зонам дробления нередко из земных недр поднималась магма. Она застывала на глубине и давала интрузии или поднималась до дневной поверхности и вызывала интенсивную вулканическую деятельность.

Разломы пересекают как платформенные, так и геосинклинальные области. Одним из примеров таких разломов является огромный Таласо-Ферганский разлом в Тянь-Шане (Пейве, 1945). Движения по разлому происходили уже в силуре, затем они ясно проявлялись в девоне, карбоне, мезозое и кайнозое.

К северу от Таласо-Ферганского разлома в отложениях девона и карбона широко представлены красноцветные аркозовые песчаники и конгломераты континентального и лагунного происхождения. К югу от него те же по возрасту отложения состоят из непрерывной серии морских осадков — известняков. Географическая близость столь различных по составу разрезов дала основание некоторым исследователям сделать вывод о тектоническом надвигании одних отложений на другие. Более тщательные исследования, однако, показали, что такое положение обусловлено автономным характером вертикальных тектонических движений по разные стороны от разлома.

На восточном склоне Среднего и Северного Урала крупная меридиональная зона зеленокаменной полосы ограничена с запада и востока глубинными разломами, которые разделяли области с разным режимом колебательных движений и с разными обстановками осадконакопления. В зеленокаменной полосе широко развиты вулканогенные толщи; к западу от нее (а возможно и к востоку) располагаются разновозрастные с вулканогенными, но гораздо менее мощные известняковые и доломитовые отложения. Таким образом, глубинные разломы служат одним из важных факторов, определяющих распределение фаций в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов Н. Е., Маруашвили А. И., Чангашвили Г. З. Алазанско-Агричайская межгорная долина в Восточном Закавказье, как современная континентальная геосинклиналь. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 2.

Берг Л. С. О предполагаемой периодичности в образовании осадочных пород. Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 152. Серия геогр., вып. 8. Л., 1952.

Богданов А. А. Тектоника ишимбаевского Предураля. Мат. к позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 7 (11). МОИП. М., 1947.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.

Гарецкий Р. Г. и Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 1, Изд-во АН СССР. М., 1960.

Головин Е. А. К палеогеографии палеогена Чирчик-Ангренского региона. Бюлл. МОИП, отд. геологии, № 6, 1959.

Глико О. А. Осадочная толща, как выражение геотектонического режима, господствовавшего в период ее формирования. Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 2.

Иванов Г. А. Угленосные формации. «Наука», Л., 1967.

Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1935, № 2.

Конюхов И. А. и Оленин В. Б. Палеогеография северного склона Кавказа и восточного Предкавказья в нижнемеловую эпоху. Ж. «Советская геология», 1955, № 45.

Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. Мат. геол. угольного совещания. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия, № 2, 1947.

Лебзин Е. В. Особенности развития Газлинской антиклинали. Узбекский геологический журнал, 1961, № 5.

Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Харьков, 1953.

Ляйэлла Ч. Руководство к геологии. Пер. с англ. 6-го изд. Н. А. Головкинского. СПб., т. I, 1866, т. II, 1878.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Изд-во АН СССР, 1949.

Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. Тр. ИГН АН СССР, вып. 128, 1951.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 79. М., 1963.

Нейман В. Б. Вопросы методики палеотектонического анализа в платформенных условиях. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. Ж. «Советская геология», 1944, № 1.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Николаев Н. И. и Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.

Никонов М. Н. О влиянии новейших тектонических движений на торфяные залежи. Изв. ВГО, 1950, т. 82, вып. 2.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. МОИП, М., 1947.

Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. Акад. наук Азерб. ССР (отд. геолого-хим. наук и нефти), 1947, вып. 1, № 2, Баку.

Ронов А. Б. Герцинский цикл осадконакопления Русской платформы и Урала в цифрах. Ж. «Советская геология», 1949, № 39.

Столяров А. А. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 5.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, серия геол. 1949, № 6.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд-во Зап. Сиб. геол. треста. Томск, 1936.

Успенская Н. Ю. О связи артинских рифовых массивов Башкирского Приуралья с тектоникой этой области. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.

Утехин Д. Н. О тектонике в р-не г. Калуги. Ж. «Советская геология», 1944, № 3.

Флоренский В. П. Периодичность осадконакопления в кунгурских отложениях Западного Приуралья. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 2. Гостоптехиздат, 1948.

Холодов В. Н., Комарова Г. В. и Кондратьева И. А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11, 1957, № 4.

Хоментовский А. С. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур Южного Предуралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1953, вып. 4.

Чарушин Г. В. О связи гидросети и тектоники в Иркутском амфитеатре. Изв. ВГО, 1960, № 5.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.

Широков А. З. и Нестеренко П. Г. О взаимоотношении Украинского кристаллического массива с палеозоем Донбасса. Изв. Днепропетр. Горного ин-та, 1952, т. 21.

Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. М. — Л., 1954.

Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 5—6, 1945.

Яншин А. Л. Геология Северного Приуралья (стратиграфия и история геологического развития). Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 15(19). МОИП, 1953.

Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L. Tectonic control of lithologic associations. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 32, 1948.

Hummel K. Tektonisch bedingte Braunkohlentypen Deutschlands. Zeitschr. für praktische Geol., № 10, 1936.

Keller G. Sedimentation und Faltung im Ruhrroberkarbon. Zeitschr. Deutschen Geol. Ges., Bd 84, H. 8, Berlin, 1932.

Stewart G. C. Cyclic bedding in pure carbonate rocks from South-Central France. Journ. of Sediment. Petr., vol. 31, № 3, 1961.

Stille H. Kohlenbildung, als tektonisches Problem. Braunkohle, № 42, 1926.

Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. Journal of Geology, vol. 38, № 2, Chicago, 1930.

ГЛАВА XXVIII**ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ
ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

Одна из задач геолога — распознавание палеогеографических обстановок и выяснение таким путем закономерностей изменения состава и размещения осадочных толщ и заключенных в них полезных ископаемых. Ошибочное определение генезиса — тормоз в деле прогноза и разведки месторождений, а правильное установление происхождения осадков — прямая помощь. Однако правильное определение генезиса отложений — задача очень трудная.

Физико-географические обстановки прошлого никогда не оставались застывшими, неизменными. Они непрерывно развивались и сменяли друг друга в ходе геологической истории. Поэтому геологу приходится восстанавливать не неподвижную картину прошлого, а ход ее развития.

От былых физико-географических обстановок остаются обычно только клочки в виде сохранившихся от размыва отложений, залегающих к тому же на разной глубине. И исследователю нужно уметь как можно полнее использовать эти клочки. Даже доступные для всестороннего исследования породы нелегко верно генетически истолковать. Выше было показано, как разные физико-географические обстановки могут давать сходные отложения и, наоборот, разные осадки могут образоваться в сходных обстановках. Только комплексный анализ и учет всей совокупности отложений может обеспечить правильное решение вопроса о происхождении тех или иных осадков. Наконец, в прошлом существовали обстановки, которых нет в современную эпоху. Следовательно, их можно восстанавливать только в известной степени и условно.

Генетический анализ является ответственным и трудным видом геологической работы. Он осуществляется путем исследования разрезов и пород, слагающих выбранный стратиграфиче-

ский интервал на данной территории, прослеживания изменений этих разрезов и пород на площади и в вертикальном направлении. Результаты наблюдений истолковываются с точки зрения генезиса отложений и постепенно восстанавливаются древняя обстановка осадконакопления и ее развитие во времени. При этом необходимо принимать во внимание геологическое строение и историю геологического развития соответствующей территории.

Так исследовал юрские отложения Швейцарии основоположник современного понимания термина «фация» А. Грессли; такой же подход применил и Н. А. Головкинский, введший понятие



Рис. 79. Ход генетического изучения осадочной толщи

«фация» в русскую геологию. С тех пор, конечно, генетический анализ стал более совершенным. Большое методическое значение имели работы советских геологов-угольщиков, успешно применивших генетический анализ к выяснению закономерностей строения ряда угленосных толщ и решению на этом основании практических вопросов. На рис. 79 схематически показан ход генетического анализа осадочных толщ.

Учет геологической обстановки. Общая геологическая обстановка имеет первостепенное значение при генетическом анализе.

Ранее были рассмотрены связи, существующие между фациями и тектоническими структурами земной коры. Тектоническое строение имеет, таким образом, важное значение для правильного понимания фациальных соотношений изучаемых отложений.

Не менее важен и учет всей предыдущей геологической истории. Именно она во многих случаях определяет условия накопления рассматриваемых отложений. Так, появление и закономерности размещения межгорных впадин на обширной территории Забайкалья, в которых происходило накопление мощных континентальных угленосных толщ юрского и нижнемелового возраста, можно правильно понять только при учете предшествующей геологической истории (М. С. Нагибина, 1951).

Иногда развитие палеогеографических обстановок оказывается связанным с геологическим развитием соседних территорий. А. П. Карпинский еще в конце прошлого века показал, как характер и направление морских трансгрессий на Русской платформе связаны с характером движений в окаймляющих ее складчатых системах Урала и Кавказа.

Последующая геологическая история также должна приниматься во внимание, так как ею определяется дальнейшая судьба отложений и их фактическое распространение в недрах. Анализ этой истории помогает правильно понять и первоначальные соотношения. В Центральном Казахстане, например, в ряде синклинальных структур сохранились отложения ниже- и среднекаменноугольного возраста, имеющие практическое значение благодаря заключенным в них каменным углям и рудам меди. Решение вопроса, представляют ли современные площади этих отложений остатки сплошного первоначального покрова или они уже во время осадконакопления были изолированы друг от друга, имеет практическое значение, поскольку от того или иного его решения зависит направление дальнейших поисковых работ. Исследование послекарбоновой истории этой территории помогает решению этого вопроса.

Учет геологической обстановки и геологической истории важен как при обзорных работах, так и при детальных исследованиях. Иногда даже детали в соотношениях фаций зависят от предшествовавшей геологической истории. Так, распределение фаций в третичных континентальных отложениях Приднепровья, с которыми связаны месторождения бокситов и бурых углей, тесно сопряжено с рельефом кристаллического фундамента этой территории. Рельеф же определен предшествующими геологическими событиями и, в частности, распределением древних, до-третичных эрозионных форм. Распределение эрозионных форм, в свою очередь, связано с линиями еще более древних тектонических дислокаций в теле пород фундамента. Переход континентальных отложений этого района в морские определяется переходом к северу структуры Украинского кристаллического массива в структуру Днепровско-Донецкой впадины.

Современное распространение угольных пластов в месторождениях, принадлежащих к типу межгорных котловин на подвижной платформе, также определяется как палеогеографической обстановкой и распределением фаций в эпоху угленакопления, так и последующей геологической историей (рис. 80). И в этом случае мы видим, как общая геологическая структура контролирует распределение фаций. Отложения такого типа, как показано на рис. 80, широко распространены в СССР: они известны на Урале, в Казахстане, в Средней Азии и в Забайкалье.

Стратиграфическая привязка наблюдений. Для палеогеографических выводов необходимо правильное и по возможности

детальное стратиграфическое сопоставление изучаемых отложений на всей площади исследования. Особенно это важно при составлении фациальных профилей и карт — фациальных и палеогеографических. Если нет уверенности, что сопоставляемые на

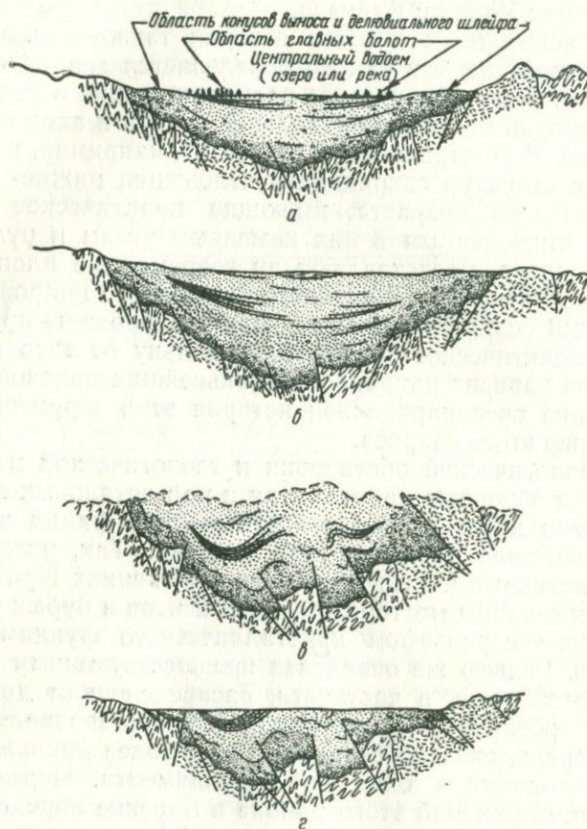


Рис. 80. Генетические и фациальные соотношения в угольном месторождении типа межгорных котловин на подвижной платформе (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957):

а — образование котловины, возникновение главных угольных пластов и их расщепление вследствие неравномерного погружения; б — конечная стадия заполнения котловины; в — расколы фундамента и складчатость в угленосной толще; г — современный эрозийный срез

данной площади генетические комплексы принадлежат одному горизонту, то вывод о палеогеографии в значительной мере теряет смысл.

Когда на первых этапах работы изучаются первые обнаже-

ния (или керн первых скважин), вопрос стратиграфической увязки еще не стоит особенно остро, хотя и на первых этапах полезно знать стратиграфические соотношения между изучаемыми частями разреза. Однако это не всегда возможно по характеру имеющегося материала: для стратиграфической увязки нужны более продвинутые исследования. Как только работа доходит до увязки соседних разрезов друг с другом (без чего нельзя осуществить полноценный генетический анализ), вопросы стратиграфии становятся основными. При этом бывает, что детальный генетический анализ помогает уточнению стратиграфической увязки, а в отдельных случаях становится главным методом расчленения и сопоставления разрезов. Особенное значение приобретают выявляемые в ходе исследования закономерности генетических изменений по вертикали, обязательно увязанные с соответствующими наблюдениями на площади.

Использование метода актуализма. Метод актуализма широко используется в геологии, особенно при генетическом анализе. Метод основан на наблюдении современных процессов и отложений, необходимом для понимания событий геологического прошлого. Используя этот метод, необходимо помнить об отличии современных отложений и современных физико-географических обстановок от ископаемых. Нет и не может быть точного совпадения современных условий с прошлым.

Анализ генетических признаков отложений. Генетический анализ начинается с изучения разреза и слагающих его пород. Общее число признаков, имеющих генетическое значение, довольно велико; по мере внедрения новых методов число их быстро увеличивается.

Существуют методы подробного анализа многих признаков, имеющих важное генетическое значение: анализ механического состава песчаных пород (Рухин, 1947), метод исследования минерального состава (Батурин, 1947), метод изучения слоистости (Ботвинкина, 1965), метод анализа конкреций (Македонов, 1966), метод определения поглощенного комплекса в глинистых породах (Стадников, 1957), палеоэкологический метод (Геккер, 1957) и др. Для каждого признака рекомендуются трудоемкие исследования, требующие много времени, а иногда и специальной аппаратуры и опыта работы с ней. Если принять такой путь, то генетический анализ в настоящее время становится практически невыполнимым. Поэтому нужно выбрать наиболее важные в данных конкретных условиях виды исследований. Часто массовый материал по разным признакам имеет больше значения, чем детальное изучение какого-либо одного признака. В ходе дальнейшей работы может оказаться, что целесообразно уделить больше внимания какой-либо группе признаков или даже одному из них. Но начинать целесообразно с менее подробного, но массового сбора первичного материала.

Комплексное исследование отложений. Для правильного установления генезиса отложений особенно важен анализ совокупности признаков. Случается, что отдельные признаки могут быть истолкованы по-разному или они вообще не дают достаточно определенных указаний. Все это свидетельствует о необходимости комплексного подхода к изучению отложений.

Непременным условием является выявление и исследование фациальных переходов в горизонтальном направлении, а также генетических соотношений в вертикальном разрезе. Это означает, что нельзя ограничиваться хотя бы и комплексным изучением отдельных пород, а необходимо выяснить характер их переходов в соседние одновозрастные отложения и выяснить условия образования всего парагенеза, слагающего данный разрез. Нередко исследование того, как и во что переходят изучаемые отложения, дает более убедительный генетический материал, чем самое тщательное изучение отдельных признаков. Выявление и исследование взаимных переходов одновозрастных отложений на площади — это фациальный анализ в прямом значении этого понятия. Он один из главных методических приемов генетического анализа осадочных пород и толщ, а фации — основные звенья в этой работе.

В распоряжении геологов обычно имеется больше материала, характеризующего вертикальную смену отложений, чем сведений об изменении отложений в горизонтальном направлении. Это приводит к стремлению заменить исследования на площади анализом вертикальных разрезов. Широкое распространение этот метод получил под названием «циклического анализа». В его основе лежит представление о том, что изучение смены отложений в вертикальном направлении дает возможность судить об их поведении на площади на основании закона Вальтера. Однако далеко не всегда можно получить правильные заключения о распространении на площади палеогеографических обстановок на базе исследования изменений по вертикали. При исследовании разрезов следует опираться не на анализ повторяемости слоев в вертикальном направлении (циклы отложений), а на выяснение развития обстановки осадкообразования, в том числе и факторов, обусловивших появление и чередование циклов.

Значение рабочей гипотезы для генетического анализа. Для обоснованных выводов о генезисе отложений необходима развернутая аргументация, основанная на большом комплексе наблюдений.

Обобщение материалов генетического анализа не следует откладывать до завершающей стадии работы. Начинать это полезно уже на первых этапах — во время полевой работы, у первых обнажений и после описания первых скважин. Это помогает выбору направления дальнейших исследований. Такой путь был применен, например, при исследовании Буреинского угольного

бассейна. «Все наблюдения в обнажениях и горных выработках подчиняются основному вопросу — как произошли данная порода, данный слой или пачка слоев. При таком направленном изучении, с одной стороны, подмечаются и осмысливаются признаки, которые часто ускользают при самом тщательном и всестороннем, но не целеустремленном описании и уже не могут быть восстановлены при камеральной обработке; с другой стороны, отсеиваются признаки, не имеющие существенного значения. При этом наблюдаемое конкретное многообразие пород и слоев может быть сведено к ограниченному количеству типов пород, отличающихся определенным сочетанием генетически важных признаков»¹. Целесообразность такого подхода подтвердилась при генетическом изучении многих других осадочных толщ, в частности в Донецком бассейне (Жемчужников и др., 1960).

Практическая направленность исследований. Из генетического анализа должны вытекать практические рекомендации.

1. Фациальный анализ, т. е. генетическое исследование взаимных переходов разновозрастных отложений на площади, необходим не только для палеогеографических реконструкций, но и для решения стратиграфических задач. В самом деле, расчленение колонок и их сопоставление с колонками других районов возможно только при наличии сведений об изменениях, происходящих с этими отложениями. А выявление этих изменений и их генетическое истолкование и есть фациальный анализ. Изучение закономерностей смены одних обстановок другими помогает уточнению существующей стратиграфической схемы, а иногда обеспечивает выработку исходной схемы стратиграфического расчленения. Особенно актуально это для изменчивых и бедных органическими остатками континентальных толщ.

2. Генетический анализ помогает при выборе направления геолого-разведочных и поисковых работ и прогнозе размещения полезных ископаемых. Для того, чтобы указать направление поиска, необходимо изучить полезное ископаемое в комплексе с вмещающими породами. Если существует разрыв между изучением полезного ископаемого и изучением вмещающих пород, это мало содействует успешному решению поставленной задачи. Выяснение условий образования и закономерностей изменения состава и строения полезного ископаемого неотделимо от выяснения условий образования рудовмещающей толщи в целом. Такой комплексный генетический анализ рудоносного разреза помогает выяснению причин, управляющих изменениями свойств полезного компонента на площади и в вертикальном направлении. Это, в свою очередь, содействует выбору наиболее благоприятного направления поисковых работ.

¹ Т. Н. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн. Литологические исследования в Бурейнском бассейне. Госгеолиздат, М., 1949, стр. 18.

При генетическом анализе подлежат выявлению и критическому исследованию признаки отложений, слагающих выбранный стратиграфический интервал на изучаемой площади. Признаки отложений объединены в три группы:

А. Петрографические признаки

1. Структура (форма, размер зерен, степень сортировки).
2. Текстуры: а) слоистость; б) особенности поверхностей напластования.
3. Петрографический (минеральный) состав (обломочные и новообразованные компоненты).
4. Цемент (состав и тип цементации).
5. Конкреции (состав, форма, распределение).

Б. Палеонтологические признаки

1. Состав органических остатков (животных и растительных).
2. Сохранность.
3. Распределение.
4. Экологические (условия обитания и условия захоронения).

В. Физические и химические признаки

1. Общий химический состав.
2. Состав поглощенного комплекса.
3. Другие химические особенности.
4. Цвет.
5. Пористость и другие физические признаки.

Перечисленные признаки отражают разные этапы формирования осадочной породы. Так, структурные признаки у обломочных пород в значительной степени связаны со стадией переноса, когда происходит окатывание и измельчение зерен. Слоистость образуется во время накопления. Петрографический (минеральный) состав складывается из компонентов обломочного, седиментационного (сингенетического) и эпигенетического происхождения. Конкреции образуются на разных стадиях диагенеза, в эпигенезе и т. д. Таким образом, при выявлении генетических признаков надо стремиться к определению этапа, с которым связаны эти признаки.

Признаки отложений не равноценны. Некоторые из них имеют важное значение для большинства осадочных пород (например, структуры и текстуры, минеральный состав). Другие могут быть использованы преимущественно для определенных типов пород (например, состав поглощенного комплекса для глин, цемент для обломочных пород и т. д.).

Наблюдения необходимо осуществлять в полевых условиях. Ряд признаков, если они не подмечены во время полевой работы, вообще выпадут из поля зрения геолога. Сюда относятся наблюдения за характером контактов между слоями, текстуры и некоторые другие признаки. Поэтому нельзя ограничить генетический анализ камеральными и лабораторными исследованиями.

При генетическом анализе нельзя ограничиваться изучением, хотя бы и очень тщательным, отдельных признаков; необходимо использовать комплекс признаков. Это поможет обоснованно выявить происхождение отдельных пород и установить генетические типы, в состав которых эти породы входят. Кроме того, только выяснение совокупности генетических типов и фациальных переходов изучаемого разреза позволит надежно выяснить условия образования и слагающих его компонентов, т. е. отдельных пород.

Полноценный генетический анализ основывается на всестороннем и углубленном литологическом и палеоэкологическом исследовании отложений. Нельзя приступать к изучению генезиса без знания петрографии осадочных пород и нельзя заменять тщательное литологическое описание и изучение пород, слагающих разрез, генетическим толкованием этого разреза.

Петрографические признаки. Структуры. Под структурой понимают форму и размер частиц, слагающих осадочную породу¹. Структурные признаки имеют важное генетическое значение, особенно в группе обломочных пород. На форму обломков влияют разные причины: 1) первоначальная форма минералов в материнской породе; 2) система трещин спайности и другие механические свойства зерен; 3) степень обработки при переносе и 4) последующие изменения при диагенезе и эпигенезе.

Первичная структура определяет форму обломков, получающихся при выветривании. У однородных материнских пород форма обломков часто изометричная, у сланцев удлинённая и плоская и т. д. Первичная форма минералов бывает изометричной (гранаты, в большинстве случаев кварц), призматической и удлинённо-призматической (полевые шпаты, роговые обманки), пластинчатой (слюды, хлорит). Первичная форма оказывает влияние на сортировку по крупности. Например, в силу плоской формы зерна слюды обладают хорошей плавучестью и поэтому в осадке обычно крупнее других зерен.

Наблюдения над первичной формой минералов позволяют иногда судить о характере материнской породы. При разрушении гранитов, например, образуются зерна кварца, обладающие в общем изометричной формой, кварц кристаллических сланцев

¹ Во избежание недоразумений следует иметь в виду, что в литературе на английском языке эти же признаки называют «текстурой» (texture).

нередко имеет уплощенную форму. Хорошо окатанные зерна говорят о происхождении кварца при переотложении более древних осадочных пород. При этом следует обращать внимание и на характер включений: относительно крупные и правильной формы включения характерны для кварца кристаллических сланцев и гнейсов; игольчатые включения минералов и пузырьки жидкости и газов чаще характерны для изверженных и жильных пород.

На форму зерен влияет перенос. Причем, чем дальше зерна транспортируются, тем лучше их окатанность. Однако на эту простую зависимость накладывается ряд осложняющих обстоятельств: имеют значение механические свойства зерен (их твердость, спайность, степень предварительного химического выветривания), а также скорость потоков, осуществляющих перенос (бурная река и сильный ветер на большее расстояние перенесут относительно слабо обработанный материал). На форму оказывает влияние также и длительность обработки. На морском пляже, например, волны могут долго обрабатывать обломки, не относя их далеко от материнских пород. Так образуются хорошо окатанные галечники: они располагаются обычно рядом с горами, послужившими источником сноса. Примеры этого можно видеть на черноморском побережье Кавказа.

Имеет значение и форма переноса. Материал, перекачиваемый по дну, обрабатывается лучше, чем переносимый во взвешенном состоянии.

Диagenетические и эпигенетические процессы также влияют на форму зерен. В результате их воздействия может произойти обрастание или регенерация обломочных зерен, их коррозия или разъедание и деформация под влиянием сдавливания. Все, что изменяет форму обломочных зерен, должно приниматься во внимание при использовании структурных признаков для выяснения генезиса отложений. Способы обнаружения этих изменений рассматриваются в курсах петрографии осадочных пород.

Американские исследователи рекомендуют различать два показателя формы зерен: «окатанность» зерен (roundness), указывающую на сглаженность выступающих углов зерна, и «сферичность» зерен (sphericity), указывающую на степень приближения зерен к шаровой форме. Оба показателя выражают цифровыми коэффициентами.

Иногда рекомендуются довольно сложные методы вычисления коэффициентов окатанности и сферичности (Рухин, 1969). При использовании этой методики надо не забывать, что разнообразие факторов, накладывающих отпечаток на форму обломочных зерен, весьма затрудняет учет каждого из них, а поэтому и генетическое истолкование результатов нужно делать очень осторожно.

Форма новообразованных (аутигенных) минералов определя-

ется двумя главными факторами: 1) условиями, в которых происходило их образование (наличие свободного пространства, концентрация раствора, присутствие примесей и т. п.); 2) физико-химическими особенностями самого вещества, в частности его структурой и кристаллизационной способностью. Для аутигенных минералов характерны следующие формы: 1) тонкое расщепление в породе; 2) колломорфные зерна; 3) оолиты, 4) сферолиты; 5) псевдоморфозы по другим минералам и пустотам в осадке; 6) идиоморфные кристаллы и 7) неправильно-лапчатые зерна.

В породах биогенного происхождения форма зерен определяется особенностями скелетных частей организмов и степенью разрушенности их остатков. Например, детритовые известняки состоят из обломков раковин. В ископаемых углях степень сохранности растительных тканей является важным в генетическом отношении признаком, с помощью которого специалисты-углепетрографы определяют первичные особенности торфяников.

Важным структурным признаком пород являются также размер зерен и степень их сортировки. Для обломочных пород сортировка зерен по крупности является генетическим признаком.

Некоторые исследователи придают механическому составу обломочных пород важное значение при определении условий отложений (Рухин, 1947; Teruggi and oth., 1968).

Несомненно, что сортировка обломочного материала по крупности связана с условиями его отложения. При этом связь эта довольно сложная. На основании изучения одной сортировки нельзя решить вопрос о генезисе отложений. В общем случае на структурные признаки обломочного материала влияют: 1) среда переноса (лед, вода, ветер); 2) дальность переноса; 3) скорость потока; 4) нагруженность его осадочным материалом; 5) размер и форма обломков, поступающих в пути переноса; 6) механические свойства переносимого материала; 7) скорость потери транспортирующей средой живой силы; 8) длительность переработки осадка до его окончательного захоронения; 9) форма переноса (во взвеси или волочением); 10) степень разнозернистости исходного материала. Разнообразие перечисленных факторов затрудняет генетическое истолкование данных механического анализа обломочных пород. Во всяком случае нет метода, с помощью которого можно только по механическому составу определить генезис отложений. Но изучение механического состава — необходимая часть генетического анализа.

Структура карбонатных пород также связана с условиями их образования и имеет определенное генетическое значение (Теодорович, 1950, 1958; Корольюк, 1952; Хворова, 1958; Атлас структур, т. II, 1970).

Текстуры. Под текстурой в петрографии осадочных пород понимают взаимное расположение частиц, слагающих породу¹.

Текстуры осадочных пород разнообразны и образуются в разные стадии формирования породы. Одни из них появляются одновременно с накоплением осадка (первичная слоистость), другие возникают в осадке почти одновременно с накоплением (следы роющих организмов, оползневые текстуры, различные знаки на поверхности слоев), третьи связаны с диагенетическими и эпигенетическими процессами («диагенетическая слоистость», стилолиты и т. п.), четвертые обусловлены выветриванием. Некоторые текстуры могут образовываться на разных стадиях. Так, кольца Лизеганга, например, бывают связаны как с выветриванием, так и с диагенетическими процессами. Все это говорит о сложности формирования текстурных признаков и о необходимости осторожного подхода к генетическому истолкованию их.

Слоистость. Слоистость является главным текстурным признаком осадочных пород. По формам проявления она разнообразна. Различают три основных вида первичной слоистости — горизонтальную, косую и волнистую. Мощность слоистости изменяется в широких пределах: от крупной, измеряемой метрами, до тончайшей слоистости — микрослоистости. Некоторые авторы предлагают различать собственно слоистость, выраженную сменой пород разного состава или являющуюся следствием пауз в седиментации, и слойчатость, образующуюся в пределах одного слоя, т. е. в условиях не меняющейся обстановки; слойчатость обязана своим происхождением мелкой пульсации в динамике среды отложения (Н. Б. Вассоевич). Практически отличить слоистость от слойчатости весьма трудно, поэтому такое разделение не получило пока широкого признания.

По выдержанности слоев различают слоистость сплошную, прерывистую и линзовидную. Кроме того, может быть незавершенная слоистость, т. е. едва намечающаяся в породе. Вассоевич предлагает называть ее слоеватостью.

Разнообразные морфологические типы слоистости генетически обусловлены. Однако характер связей морфологии слоистости с условиями образования заключающих пород еще далеко не выяснен. Сходные типы слоистости могут формироваться в разных физико-географических условиях и, наоборот, разные типы слоистости могут образовываться в одинаковых обстановках. Поэтому нужно осторожно подходить к использованию данных о слоистости при выяснении генезиса отложений. Здесь, как и при использовании любого другого признака, необходим комплексный подход.

¹ В американской и английской литературе то, что мы понимаем как текстуру, называют структурой (structure). Это необходимо иметь в виду при пользовании литературой на английском языке.

Происхождение слоистости связано с изменениями в условиях седиментации. Изменения могут быть разными по масштабу: от полной смены одного генетического типа другим (например, поверхность озерной глины ложится русловый песок) до небольших изменений условий осадконакопления.

Принято считать, что горизонтальная слоистость образуется в спокойных условиях, вне течений и волнений. В общем случае это правильно, хотя и здесь бывают исключения. Выше, в главе, посвященной литоральным отложениям, упоминалось о появлении горизонтальной слоистости в береговых валах, осадки которых образуются в очень подвижной воде.

Косая слоистость возникает обычно при движении среды: отложения в определенном направлении, а волнистая — в результате беспорядочного движения.

Много внимания исследованию генетического значения слоистых текстур уделила Л. Н. Ботвинкина (1963, 1965). Ею разработана подробная морфологическая классификация слоистости, положенная в основу определения генезиса отложений. Данные по изучению слоистости необходимо сопоставлять с результатами, полученными на основании исследования других признаков. Только после этого можно более или менее уверенно судить о генезисе отложений.

В последние годы уделяется большое внимание особому виду слоистости — «сортированной», или «ритмической» (*graded bedding*). Заключается она в том, что в разрезе повторяются пачки (иногда много раз) слоев. Внутри каждой пачки происходит постепенная смена снизу вверх более крупнозернистых отложений все более тонким материалом. Чаше такая текстура наблюдается у обломочных пород, но встречается и в известняках. Мелкая флишевая ритмичность также весьма близка (если не тождественна) сортированной слоистости.

Текстуры подводных оползней. Для вязких, пропитанных водой глинистых осадков достаточно небольших наклонов дна, чтобы возникло оползание. С подводными оползнями связаны характерные текстуры. Они широко распространены в ископаемых отложениях. Чаше всего оползневые текстуры приурочены к глинистым и алевроитовым породам, но иногда встречаются и в песчаниках.

Часто подводнооползневые текстуры встречаются в отложениях, которые вероятнее всего накопились в обстановке значительной сейсмичности. Таковы, например, кавказский флиш или таврическая формация Крыма. Иногда нарушения подводнооползневого типа концентрируются на крыльях куполов и брахискладок.

Подводнооползневые нарушения проявляются чаше всего в том, что среди горизонтально залегающих пород появляются смятые слои, причем интенсивность этих дислокаций часто боль-

шая, слои перевернуты, разорваны сбросами и надвигами и т. д. Мощность нарушенных пачек может быть от нескольких сантиметров до 10 м и более. Нередко смятые слои сопровождаются брекчиями из тех же пород. Они образуются при сползании уплотненных слоев песчаников или грубых прослоев. В складчатых толщах подводнооползневые нарушения легко спутать с тектоническими деформациями.

Знаки на поверхности слоев. На поверхности слоев нередко встречаются разные знаки, имеющие генетическое значение. Это следы ползания моллюсков и червей, отпечатки лап позвоночных, следы прикрепления раковин и др. К числу знаков на поверхности слоев относятся также псевдоморфозы (глиптоморфозы) по кристаллам солей. Это кубики по каменной соли, призмы по кристаллам гипса и других минералов. Чаще всего такие отпечатки расположены на нижней поверхности слоя.

Нередко на поверхности слоев наблюдают волноприбойные знаки разного вида. Широкое развитие их является свидетельством мелководья.

К числу более редких знаков относятся отпечатки капель дождя, круги, нацарапанные на осадке раскачивающимися под ветром травянистыми растениями. Следует упомянуть и об иероглифах, особенно характерных для флиша; частично они являются результатом жизнедеятельности организмов — биоглифы, частично имеют механическое происхождение — механоглифы. Происхождение некоторых иероглифов до сих пор остается загадочным.

Иногда наблюдаются довольно характерные «язычковые» текстуры, оставленные стекавшими по наклонной поверхности во время дождя струями, или образованные сбегавшими волнами и отливом (Соколов и Чистяков, 1967).

Следует отметить также следы перерывов в осадконакоплении, так называемые *диастемы* — бугристые поверхности между соседними слоями. На этих поверхностях бывают трещины высыхания и другие признаки осушения. Однако перерывы в осадконакоплении не обязательно сопровождаются осушением; в местах, где проходят сильные течения, на дне может быть размыв.

Диагенетические текстуры. С диагенетической стадией формирования осадочных пород связаны как преобразованные текстуры, так и новые.

К новым текстурам относится «диагенетическая слоистость» (Ботвинкина, 1959). Она может возникнуть при изменении условий в осадке на ранних стадиях диагенеза, например при переходе из окислительной зоны в восстановительную. Такая слоистость может и не давать самостоятельных слоев, а только подчеркивать первичную слоистость. С другой стороны, различные виды «диагенетической слоистости» могут затушевывать истинное направление напластования.

В эпигенетическую стадию под влиянием нагрузки вышележащих пород может образоваться напоминающая первоначальную слоистость «текстура уплотнения». Отличить ее от первичной слоистости трудно.

С вторичными процессами связано появление таких текстур, как известные «кольца Лизеганга». Они также могут имитировать слоистость. И только внимательное наблюдение позволяет избежать ошибки.

Иногда выветрелые осадочные породы раскалываются на плитки по поверхностям кливажа, очень напоминающим отдельность по слоистости, но в действительности с ней не связанным. Поверхности кливажа могут проходить совсем по другому направлению, чем слоистость. Таким образом, необходимо иметь в виду возможность появления в осадочных породах вторичных текстур и не смешивать их с первичными, имеющими генетическое значение.

Петрографический (минеральный) состав. Петрографический состав принадлежит к числу основных признаков, позволяющих определить генезис осадочных пород.

Обломочные породы. Петрографический (минеральный) состав обломочных пород позволяет судить, с некоторыми ограничениями, о составе материнских пород в области размыва, о процессах выветривания в этой области и о дальности переноса.

Особенно большое значение имеет изучение петрографического состава галек в конгломератах. По галькам можно непосредственно судить о том, какие породы размывались. В более мелкозернистых породах обломки бывают измельчены до минералов, по которым лишь косвенно приходится судить о составе материнских пород. Большую пользу оказывает количественный анализ состава галек, позволяющий выяснить соотношения материнских пород в области размыва. Такие подсчеты иногда могут быть полезными и для стратиграфического расчленения.

Большое значение для правильной генетической оценки минерального состава обломочных пород имеет понятие о «терригенно-минералогических провинциях», введенное в науку В. П. Батуриным (1947). Под этим термином он понимал области развития осадочных пород, характеризующиеся одинаковым комплексом обломочных минералов. Каждая такая провинция имела, следовательно, свой особый источник поступления обломочного материала (свою «питающую провинцию»).

Происхождение минерального состава обломочных пород показано на рис. 81. На нем изображены три главных источника сноса: гранитные горы, размыв которых дает аркозовый материал; горы, сложенные эффузивными и метаморфическими породами; размыв их дает граувакковый материал; вулканы, поставляющие туфовый материал. Смещение материала из разных ис-

точников приводит к образованию соответствующих смешанных пород.

Более далекий перенос (или если источником сноса служат не высокие скалистые горы, а пологие холмы или мелкосопочник, на которых глубже протекают процессы химического выветривания) обеспечивает появление менее полимиктовых пород, в которых значительную роль начинают играть более устойчивые минеральные компоненты, в первую очередь кварц («мезомиктовые породы»). Наконец, еще более далекий перенос (или равнинный рельеф в области размыва, где поэтому материнские породы

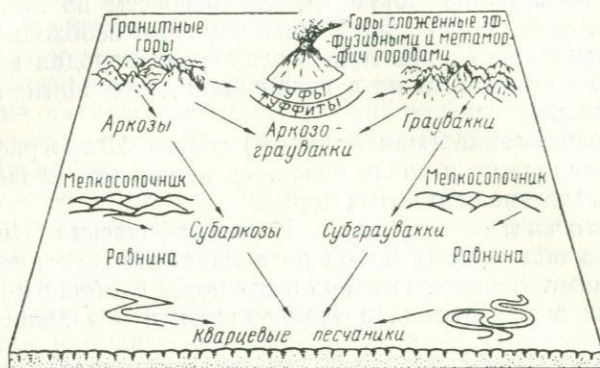


Рис. 81. Схема происхождения полимиктовых обломочных пород и их переход в кварцевые (по Г. Ф. Крашенинникову, 1968)

глубоко захвачены процессами химического выветривания) приводит к образованию олигомиктовых пород преимущественно кварцевого состава.

Тесная, хотя и довольно сложная связь минерального состава обломочных пород с физико-географическими условиями накопления позволяет считать его важным в генетическом отношении признаком. В. П. Батурин, его ученики и последователи с основанием придают большое значение исследованию терригенных компонентов осадочных пород при палеогеографическом анализе (В. П. Батурин, 1947; И. А. Преображенский и С. Г. Саркисян, 1954; Теодорович, 1958 и многие другие).

Глинистые породы. Вопрос о значении минерального состава глинистых пород для выяснения обстановок их накопления принадлежит к числу дискуссионных. Некоторые исследователи считают, что минералы каолиновой группы, образующиеся преимущественно в кислой среде, являются характерным конти-

нентальным продуктом, тогда как минералы монтмориллонитовой группы, образующиеся преимущественно в щелочной среде, характерны для морских условий. На этом основании полагают, что присутствие в определенных частях разреза минералов каолиновой группы свидетельствует о континентальном образовании их, а присутствие минералов монтмориллонитовой группы в других частях разреза свидетельствует о морском происхождении этих частей разреза (Зхус, 1966).

Однако другие наблюдения показывают, что минеральный состав глинистых пород зависит главным образом от того, в каких условиях протекали процессы выветривания в области сноса и какие материнские породы были там развиты. Именно в области выветривания на суше формируется основной облик глинистых минералов, а затем они транспортируются и отлагаются в соответствии с их механическими свойствами. После отложения глинистые минералы могут претерпеть ту или иную диагенетическую переработку, обычно незначительную (Ратеев, 1958; Страхов, 1960).

Обилие в составе глинистых фракций минералов монтмориллонитового ряда, вплоть до образования типичных бентонитовых глин, связано обычно с переработкой вулканического пеплового материала. В таких случаях монтмориллонитовые глины встречаются даже среди чисто континентальных отложений.

Отмечается связь минерального состава песчано-алевритовых и синхронных им глинистых пород. Более отчетливо такая связь улавливается в континентальных обстановках и слабее — в морских. Выражено это в том, что в континентальных толщах с кварцевыми песчаными породами часто встречаются глины каолинового состава. В морских обломочных отложениях олигомиктового (преимущественно кварцевого) состава сопутствующие им глинистые породы имеют обычно гидрослюдистый состав с примесью каолинита. По мере удаления во внутренние части морских водоемов каолинит все больше замещается гидрослюдистыми ассоциациями. Вообще, чем больше по размерам область сноса, чем разнообразней ее рельеф и петрографический состав, тем более разнообразным будет и состав глинистых минералов, поступающих из этой области. Так как водосборные площади озер обычно гораздо меньше, чем морей, то естественно, что именно в озерных отложениях наиболее ясно проявляется связь олигомиктовых песчано-алевритовых пород с каолиновыми глинами. Огромные размеры и сложный состав водосборов морей обуславливает сложный состав накапливающихся в них глинистых отложений и наличие каолинита лишь в смеси с гидрослюдами и монтмориллонитом.

На распределении минералов отражается также и тот факт, что каолиновые чешуйки обычно крупнее монтмориллонитовых. Поэтому глинистая взвесь, осаждающаяся в водоемах по зако-

нам механической дифференциации, около берегов дает осадок более крупный, т. е. каолинитовый, а в центральных частях водоемов — более тонкий, т. е. монтмориллонитовый.

Породы биохимического и химического происхождения. Минеральный состав пород этих групп разнообразный и сложный. Его исследование, а также учет структурных и текстурных особенностей и заключенных в породах органических остатков помогает выяснению обстановки, в которой эти породы образовались.

При изучении доломитовых пород важно решить вопрос о том, являются ли они первичными — седиментационными, или появились в стадии диагенеза или эпигенеза при доломитизации известняков.

Минеральный состав соленосных отложений обычно устанавливается на основании химических анализов и изучения породы в шлифах под микроскопом. Это помогает выяснению имеющихся минеральных парагенезов, содействует установлению состава рассолов, кристаллизацией из которых данные соли образовались. При этом процессе возникают весьма сложные соотношения, определяемые законами физико-химических равновесий (Валяшко, 1962).

Во всех рассматриваемых породах в виде примеси присутствует терригенный материал. Его исследование помогает установить терригенно-минералогические провинции, а по ним выявить возможное расположение источников сноса и состав материнских пород, особенности процессов выветривания в водосборной области и т. п.

Генетическое значение цемента. Цемент в осадочных породах образуется в разные стадии диагенеза и эпигенеза (катагенеза). После образования цемент может в дальнейшем подвергаться изменениям как в отношении структуры, так и минерального состава.

Для генетического анализа имеют значение прежде всего сингенетические и раннедиагенетические типы цементации. Поэтому важно выяснить, в какую стадию в данной породе образовался цемент. Иногда этот вопрос решается относительно легко. Обильный (базального типа) цемент обычно сингенетичен осадконакоплению. Это относится, например, к известковому, глинистому, глауконитовому, опаловому, фосфатному и гипсовому цементу. Если в цементе много обломков органических остатков (в карбонатном цементе это чаще всего остатки известковых раковин, а в опаловом — кремневых), то это тоже хорошее указание на сингенетичный характер цемента. В таких случаях цемент может дать указания на условия осадкообразования.

Обильный известковый цемент указывает на теплый или жаркий климат. О засушливых условиях свидетельствует базальный гипсовый цемент. Присутствие в цементе гематита в порах или

в виде рубашек вокруг обломочных зерен говорит о теплом (или жарком) и засушливом климате; обычно такие породы являются красноцветными.

Глауконитовый цемент так же, как и фосфатный, свидетельствует о морских условиях осадконакопления.

Обильный глинистый цемент говорит о таких условиях накопления, при которых глинистый материал не отделялся от более крупных частиц. Это может иметь место в пролювиальных отложениях, в моренах, в отложениях суспензионных течений и в некоторых других. Состав поглощенного комплекса глинистого цемента может дать иногда более конкретные сведения о среде осаднения.

Если в породе сочетается кварцевый состав обломочных зерен с каолиновым цементом, то это рассматривают как доказательство того, что размыву подвергались продукты каолиновой коры выветривания. А это, в свою очередь, является указанием на возможное присутствие в изучаемой толще полезных ископаемых, связанных с каолиновой корой выветривания, в частности бокситов, россыпей, огнеупорных глин.

Туфогенный цемент (в любом количестве) свидетельствует об одновременной осадконакоплению вулканической деятельности. При этом нужно иметь в виду, что вулканический пепел может переноситься по воздуху очень далеко — на сотни километров от центров извержений. Иногда продукты вулканической деятельности превращаются в осадке в цеолиты и дают цеолитовый цемент.

В ходе эпигенеза, как уже говорилось, состав цемента может изменяться. В результате могут появиться новые минералы, искажающие первоначальный состав. Так, пепловый материал легко превращается в монтмориллонит. Изменяется при эпигенезе и структура цемента. С возможностью таких изменений нужно особенно считаться при генетическом анализе древних осадочных толщ. Поэтому цементом как показателем условий осадкообразования и диагенеза осадков нужно пользоваться осторожно и с обязательным учетом других признаков изучаемых пород.

Генетическое значение конкреций. Возможность использования конкреций при генетическом анализе выявлена сравнительно недавно, главным образом благодаря исследованиям А. В. Македонова (1954, 1965) и П. В. Зарицкого (1959). Выяснилось, что конкреции, являясь диагенетическими образованиями, дают указания не только на характер диагенетических процессов, но и на некоторые черты условий отложения осадков, в которых они заключены.

Исследованиями В. В. Докучаева и других почвоведов давно установлено, что с определенными зонально-климатическими типами почв связаны свои типы конкреций: железистые конкреции связаны с различными типами почв гумидного климата, извест-

ковые — с почвами степей и полупустынь, гипсовые — с почвами сухих степей, полупустынь и некоторых пустынь.

В морских отложениях разных широт и разных глубин состав конкреций также существенно различен. Генетическое значение имеют не отдельные конкреции, а их совокупность в данных отложениях, т. е. весь «конкреционный комплекс». Пока он изучен главным образом в угленосных толщах — в Печорском бассейне (Македонов, 1956, 1957), в Донецком бассейне (П. В. Зарицкий, 1959), в Кузнецком бассейне (А. Н. Волкова, 1961) и др.

Другие физические и химические признаки. Цвет. Цвет осадочных пород меняется в широких пределах. Имеются все переходы от пород чисто белых до черных, существуют и ярко окрашенные породы — красные, желтые, зеленые, синие и других цветов и оттенков. Разнообразие цветов обусловлено разными причинами. Рассмотрим наиболее часто встречающиеся окраски, имеющие определенное генетическое значение.

Окраска осадочных пород может быть вызвана присутствием в ней тонкорассеянного пигментирующего вещества или скоплением большого количества зерен интенсивно окрашенных минералов. Возможно сочетание этих двух факторов.

Черный цвет зависит от присутствия органического вещества как битуминозного, так и гумусового — углистого. Черный цвет обломочных пород может быть обусловлен присутствием черных минералов, например естественных шлихов, состоящих из скоплений зерен магнетита или ильменита. Иногда породы становятся почти черными (синевато-черными) от присутствия тонкорассеянного пирита.

Красный цвет определяется разными причинами. В красноватых толщах окраска обычно зависит от тонко рассеянного гематита, участвующего в цементе пород или образующего тонкие оболочки («рубашки») вокруг зерен кварца и др. Образование таких пород связывают с жарким и периодически сухим климатом, особенно если красный цвет сочетается с высокой карбонатностью пород. Гидроокислы железа также могут вызывать красную окраску.

Зеленый цвет часто обусловлен примесью глауконита, хлорита, а также закисных соединений железа. Таким образом, зеленый цвет сам по себе еще не говорит о генезисе и необходимо исследование минерального состава для выяснения природы цвета.

Синий цвет встречается в некоторых солях химического происхождения и особенно характерен для сильвинита. Лиловый оттенок приобретают породы, в которых много тонкорассеянного ратовкита (землистая разность флюорита осадочного происхождения).

Белыми бывают породы самого разнообразного состава и происхождения: белые каолиновые глины, белый песчаный мел, бе-

лые диатомиты, кварцевые пески и песчаники, некоторые соли. Белый цвет определяется отсутствием пигментирующих примесей.

Следовательно, цвет осадочных пород зависит от многих причин, использовать его для суждения о генезисе пород можно только в сочетании с анализом других признаков.

Пористость и другие признаки. Пористость зависит от первичной укладки зерен, а также от диагенетических и эпигенетических преобразований. Иногда довольно ясно вырисовывается зависимость между пористостью и условиями осадкообразования. Хорошо известна высокая первичная пористость рифовых известняков. Она делает их превосходными коллекторами для нефти, из которых последняя успешно добывается во многих районах земного шара.

Иногда и у обломочных пород сохраняется определенная зависимость пористости от условий образования. А. П. Феофилова (1952) показала, что в песчаниках угленосной толщи Донецкого бассейна величина пористости связана с генетическими типами песчаников. Так, удалось обнаружить, что породы морского и континентального происхождения различаются по пористости, причем эпигенетические (катагенетические) преобразования не уничтожают различия по пористости основных генетических типов пород.

Проницаемость. Проницаемость — способность пород пропускать жидкости или газы при перепаде давлений. Это свойство пород имеет большое практическое значение, особенно в гидрогеологии и в нефтяной геологии; оно связано с вторичными изменениями пород и с первичными генетическими особенностями, в частности с минеральным составом, коэффициентом сортировки (для обломочных пород) и др. И. А. Конюхов (1961) показал связь проницаемости с генезисом пород.

Другие физические признаки (удельный вес, объемный вес, пластичность, электропроводность и т. д.) пород также находятся в определенных связях с их генезисом.

Общий химический состав. Определение химического состава необходимо при генетическом анализе пород химического и биогенного происхождения, а также глин. Нужен он и при исследовании других групп пород.

Для многих пород химического происхождения, в частности для солей, химический состав дает надежные данные для суждения об их минеральном составе, а также о степени чистоты породы и о составе примесей. Для таких пород химический их состав дает весьма полную генетическую информацию.

В карбонатных породах химический состав часто используется для определения степени доломитности известняков. Для выяснения времени доломитизации (является ли она первичной или вторичной) больше дают структурные и текстурные особенности

пород, характер заключенной в них фауны и т. д. При изучении глинистых пород химический состав помогает разобраться в минеральном составе, нередко весьма сложном.

Состав поглощенного комплекса имеет генетическое значение в глинистых породах, а также в глинистом цементе обломочных пород.

Как известно, химический состав континентальных и морских вод различен. В пресных водах преобладают карбонаты, на втором месте стоят сульфаты, на третьем — хлориды. В морской воде соотношения обратные. Можно думать, что в прежние времена, во всяком случае начиная с палеозоя, соотношения были такими же. Известно также, что глинистые минералы, обладая поглотительной способностью, могут удерживать определенное количество катионов, адсорбированных из окружающей среды. Состав этих катионов, или, как говорят, «поглощенного комплекса», тесно связан с ионами, находящимися в растворе среды осаждения. В физической химии разработана сравнительно несложная методика определения состава поглощенного комплекса.

Исследование глинистых пород из угленосной толщи Печорского бассейна показало, что в породах континентального происхождения в составе поглощенного комплекса преобладает кальций над натрием, а в глинистых породах морского происхождения натрия преобладает над кальцием. Породы лагунного происхождения имеют и промежуточный состав поглощенного комплекса (Стадников, 1957). Все это позволило отношение поглощенного (пермутированного) натрия к поглощенному кальцию использовать в качестве коэффициента, позволяющего судить об условиях отложения.

Другие исследователи рекомендуют использовать другие показатели. Так, Н. С. Спиро и И. С. Грамберг (1960) учитывают содержание в поглощенном комплексе четырех щелочных и щелочноземельных металлов: натрия, калия, кальция и магния. По их мнению, это дает возможность точнее судить о составе вод, в которых происходило осаждение.

Имеются указания, что морские и пресноводные глины существенно различаются по содержанию некоторых малых элементов — бора, стронция, титана и некоторых других (Potter, 1963; Лебедев, 1967). Определение количества этих элементов позволяет отличить глины, накопившиеся в континентальных водоемах, от морских.

Необходимо отметить, что в этих приемах не все выяснено с необходимой подробностью. Так, неясно, как отражается состав вод, пропитывающих свежевыпавшие осадки (так называемые «иловые растворы») на составе поглощенного комплекса. Не вполне ясна прочность удержания поглощенного комплекса глинистыми частицами и то, при каких условиях этот комплекс может

измениться. Все это требует осторожности при использовании указанных методов.

Определение содержания изотопов кислорода. Этот метод, впервые предложенный американскими исследователями, получил за последние годы некоторое распространение. Изотопы кислорода O_{16} и O_{18} входят в состав извести раковин морских организмов в разном соотношении в зависимости от температуры воды. Это соотношение сохраняется и в ископаемом состоянии. Следовательно, изучая соотношение O_{16} и O_{18} в древних раковинах, можно определить температуру бассейна, в котором организмы жили. Американские исследователи определяют даже температуру, при которой образовались сезонные слои нарастания в скелетных частях белемнитов. Они считают возможным устанавливать, в какое время года данный организм родился, сколько лет прожил и когда погиб — летом или зимой. У нас сходные наблюдения проводили Р. В. Тейс и другие (1957) на раковинах меловых ископаемых Крыма. Ввиду того что описанный метод требует специальной и сложной аппаратуры, он не получил широкого применения.

Генетические признаки разреза. Мощностъ. Соотношение между мощностями отложений и их генезисом сложное. Прямой зависимости между ними нет (Белоусов, 1962). Сравнивая карты распространения пород разного состава для разных отрезков времени с картами мощностей отложений того же возраста на Кавказе и Русской платформе, он пришел к заключению, что в одном и том же месте в течение длительного геологического времени накапливаются отложения большей мощности, чем на соседних участках, несмотря на то, что обстановки накопления за это время неоднократно менялись.

На мощностъ отложений влияют главным образом четыре фактора: скорость поступления осадочного материала; интенсивностъ его перераспределения на дне; амплитуда и скорость тектонического опускания области осадконакопления; длительностъ процесса. Соотношения между этими факторами таковы, что иногда довольно ясно проступает связь обстановок осадконакопления с мощностями. Возьмем, например, области длительно развивающихся тектонических структур. На структурах, обладающих тенденцией к поднятиям (антиклинории, брахиантиклиналы, куполовидные складки, валы и щиты), отложения имеют более грубый состав, представлены более прибрежными или континентальными генетическими типами и имеют меньшую мощностъ. В областях устойчивых опусканий отложения оказываются более тонкозернистыми, более глубоководными и мощностъ их увеличивается. Если скорость тектонического опускания превосходит скорость осадконакопления, то иногда оказывается, что глубоководные отложения имеют меньшую мощностъ, чем мелководные, где осадки накапливались быстрее. Именно такой случай известен в

области Предуральского краевого прогиба, где мощным рифам артинского возраста соответствуют маломощные карбонатно-глинистые осадки относительно глубоководной области.

Если накапливаются однородные в генетическом отношении осадки, то их большая мощность свидетельствует в общем случае о длительности существования данной физико-географической обстановки. Так, мощные пласты угля возникают в том случае, если процесс торфонакопления долго не прерывался. Расщепление пласта наблюдается там, где торфонакопление прерывалось появлением речных или других обстановок. Во всяком случае, несмотря на сложный характер взаимоотношений между обстановками осадконакопления и мощностями, последние нужно принимать во внимание при генетическом анализе любых отложений.

Характер контактов. Этот признак имеет прямое генетическое значение. Особенно важно тщательное исследование нижнего контакта слоев, т. е. выяснение взаимоотношений вышележащих толщ с подстилающими отложениями. Переход одного слоя в другой может быть постепенным, резким без размыва, резким с размывом, в одних местах постепенным, а в других резким и т. д.

В случае постепенного перехода слоев необходимо выяснить, как это происходит. Возможны разные варианты. В породе одного состава может постепенно появляться примесь материала другого; сверху количество нового материала увеличивается и, наконец, он целиком вытесняет осадок, которым сложен предыдущий слой. Смена может происходить и так, что в подстилающей породе появляются отдельные, но четко обособленные линзочки породы другого состава, сверху количество линзочек становится все больше, они увеличиваются в размерах и в мощности и, наконец, полностью вытесняют предыдущий слой. Возможен и такой переход, когда в предыдущем слое появляются тонкие выдержанные прослои иного состава, сверху число прослоев становится все больше и, наконец, они становятся господствующей породой. Естественно, что эти случаи отражают разные пути смены условий осадконакопления и поэтому их точное исследование может оказать существенную помощь при восстановлении эволюции обстановки.

При резком контакте, а также при наличии поверхности с размывом имеет большое значение исследование характера пограничной поверхности. Нижележащий слой может оказаться источенным роющими организмами. Иногда на поверхностях контактов обнаруживают отпечатки и слепки, позволяющие восстановить детали обстановки осадконакопления. Часто слепки оказываются на нижней поверхности вышележащего слоя, хотя образование их относится к концу времени накопления слоя, лежащего ниже. В шахтах Джеккаганского медного рудника на

нижней поверхности песчаников обнаружены отпечатки лап рептилий (?), бегавших по подсыхавшей поверхности лагуны. Видеть отпечатки можно снизу: в кровле горных выработок, в нависающих плитах песчаников. Глиптоморфозы по кристаллам поваренной соли также нередко расположены на нижней поверхности слоя.

Контакты с размывом дают много материала для литогенетических наблюдений. Глубина размыва указывает на степень расчлененности рельефа, господствовавшего до отложения вышележащего слоя. О том же может говорить и характер галек и обломков, лежащих на этой поверхности. Однако грубообломочный материал не является обязательным спутником размытых поверхностей.

Весьма полезные данные можно получить, если есть возможность проследить характер контакта на обширной площади. При чем чем обширнее площадь, тем лучше. Так, густая сеть разведочных скважин, вскрывших нижнюю границу угленосной толщи Подмосковского бассейна, позволила установить характер рельефа этой поверхности и выяснить, что она представляла эрозионный ландшафт с разветвленной речной системой, причем глубина вреза речных долин достигала нескольких десятков метров.

Форма в плане. Наблюдения формы генетических комплексов в плане имеют большое значение. Осуществимы они только при хорошей обнаженности, густой сети буровых скважин или горных выработок. Данные о форме генетических комплексов в плане позволяют подойти к решению вопроса о том, с отложениями какого генезиса мы имеем дело. Например, было доказано, что некоторые слои песчаника в угленосных толщах имеют в плане форму извилистых лент. Это является признаком их образования в речных руслах. Если имеются и другие указания, подтверждающие первый признак, русловой генезис песчаника можно считать вполне доказанным. Подобные формы характерны также для некоторых песчаников, являющихся вместилищами для нефти.

Нужно иметь в виду, что вследствие миграции обстановок в ходе осадконакопления отложения, которые в каждый данный момент охватывают узкую полосу (например, отложения речного русла), могут в ископаемом состоянии занимать довольно обширную площадь. Таковы, например, некоторые песчаники в угленосной толще Донецкого бассейна, которые образуют выдержанные на площади пласты, хотя их и рассматривают в качестве отложений речных русел (Жемчужников и др., 1960).

Условия залегания. Различают первичные условия залегания осадочных пород, обусловленные особенностями их накопления, и вторичные, вызванные тектоническими и другими причинами. Для генетического анализа большое значение имеют первые. Однако тектонические нарушения также приходится учи-

тивать в ходе анализа, так как они могут маскировать первичные условия залегания пород. Кроме того, можно спутать вторичные условия с первичными и прийти к ошибочным генетическим выводам.

Первичные наклоны слоев могут быть обусловлены разными причинами и в первую очередь обстановкой осадконакопления. Условиями осадконакопления определены, например, наклоны делювиальных шлейфов, достигающие 20—30°. Наклонное залегание, связанное с крупной косо́й слоистостью, свойственно некоторым дельтовым и эоловым отложениям.

Таким образом, если исследователь встречается в обнажении наклонно залегающие пласты, то это еще не означает, что это результат тектонических нарушений. Даже в тектонически активных районах не все наклоны пластов вызваны тектоническими причинами. Выяснение этого обстоятельства оказывает помощь при генетическом анализе.

Для правильного генетического истолкования нельзя ограничиваться исследованием, хотя бы и тщательным, одного из признаков осадочных пород или одной группы признаков. Необходимо изучать всю совокупность признаков, в том числе связанных с жизнедеятельностью организмов, а также прослеживать, по возможности, изменения изучаемых отложений на площади и в вертикальном направлении. Ниже познакомимся с комплексами литологических признаков, наиболее важных для основных групп пород.

Комплекс признаков обломочных и глинистых пород. Для обломочных и глинистых пород особенно велико значение первой группы признаков, а именно петрографических в широком смысле слова. Сюда относятся форма и размер зерен, степень их сортировки по крупности, соотношения между формой и размером зерен, характер слоистости, минеральный состав обломочного материала, другие текстуры.

Хотя каждый из этих признаков имеет определенное генетическое значение, обоснованное суждение об условиях образования изучаемой породы можно получить только на основании сопоставления данных по всем признакам.

Между отдельными признаками существует определенная взаимосвязь. Так, часто плохая окатанность обломочных зерен сочетается с плохой их сортировкой по крупности и с полимиктовым минеральным составом. И то и другое объясняется небольшим переносом обломков до отложения.

Существует также зависимость между механическим составом и типом слоистости. Обычно грубые по механическому составу породы обладают крупной резко выраженной косо́й слоистостью или грубой неправильной и линзовидной горизонтальной слоистостью. Породы более тонкозернистые имеют, как правило, более мелкую косо́ую или тонкую горизонтальную слоистость. Объ-

ясняется это тем, что грубообломочные осадки отлагаются, как правило, в очень подвижной воде, а тонкозернистые — в более спокойных условиях. Если в разрезе чередуются грубые и тонкие породы, то различие в слоистости становится особенно отчетливым.

Цемент обломочных пород является, как известно, образованием диагенетическим. Однако и здесь иногда прослеживается связь между характером цемента и минеральным и механическим составом обломочного материала.

В некоторых толщах морского происхождения для песчаников характерен глауконитовый цемент, а для переслаивающихся с ними более тонких пород — лептохлоритовый или глинистый. В подобных случаях выражена связь между механической и химической осадочной дифференциацией. В силу этой связи наблюдается также зависимость между механическим составом обломочных и глинистых пород, составом и морфологией заключенных в них конкреций (Македонов, Зарицкий).

В некоторых случаях решающее значение приобретают другие, «не петрографические», признаки. Так, присутствие обильных остатков морских организмов хорошей сохранности, исключающей их нахождение в переотложенном состоянии, свидетельствует о морском происхождении заключающих их пород, независимо от того, каким типом слоистости те обладают и каковы другие их признаки. В других случаях, если исследование на площади позволяет установить, что песчаники залегают в виде узких извилистых лент, то это весьма убедительное свидетельство в пользу речного их происхождения. Поэтому, считая для обломочных пород основными генетическими признаками петрографические, нельзя упускать из внимания и все остальные. В конкретных условиях могут приобретать существенное, а иногда и решающее значение разные группы признаков.

Комплекс признаков биогенных пород. В группе биогенных пород прежде всего важно выяснить степень участия органических остатков в их сложении. Если остатков более 50% от объема породы, то ее можно рассматривать как биогенную. Различают биогермные породы, если они сложены остатками организмов в прижизненном положении (например, рифовые известняки), и «тафогермные», если они состоят из перемещенных после смерти раковин (например, пляжные ракушняки).

Нельзя путать признаки, приобретенные породой в результате жизнедеятельности организмов, с признаками неорганического происхождения. Приведем несколько примеров.

Последовательное нарастание слоевищ известковых водорослей и других стелющихся организмов часто создает текстуры, напоминающие тонкую слоистость неорганического происхождения. В древних толщах Сибири широко распространены известковые водоросли *Collenia*. Плойчатые изломы их колоний весьма напо-

минают мелкую складчатость или плейчатость неорганических осадков. Нередко, по свидетельству В. П. Маслова (1960), они за таковую и принимались. Слоистость колоний строматопороидей, подробно изученную В. И. Яворским, также можно принять за тонкую волнистую слоистость, вызванную гидродинамическими условиями осадконакопления.

Некоторые колониальные известковые водоросли дают структуры, напоминающие конгломераты. Только внимательное исследование позволяет обнаружить концентрическое строение «галек», свидетельствующее против обломочного происхождения. Решает вопрос микроскопическое изучение, позволяющее обнаружить органогенную структуру колоний. Однако не всегда удается столь однозначно решить вопрос даже при тщательном изучении; известен ряд структур и текстур осадочных пород, относительно происхождения которых до сих пор мнения специалистов расходятся.

Иногда признаки неорганической природы помогают выяснить условия образования органогенных пород. Так, тонкая горизонтальная слоистость органогенных известковых и кремнистых пород свидетельствует об отложении их в спокойной воде, в озерах, тихих заливах и бухтах или в открытом море, но глубже базиса действия волн. Многозначность такого решения требует для более точного суждения привлечения других данных о площади распространения породы, ее парагенетических соотношениях с другими отложениями и т. д. Так, диатомит из палеогеновых отложений одного из районов Грузии состоит из раковин диатомовых водорослей, могущих иметь как морское, так и континентальное пресноводное происхождение. Исследование комплекса признаков, а также соотношений диатомита с другими отложениями того же разреза и общее изучение района и его геологической истории позволяют точно определить генезис данного диатомита. Это осадок континентального озера.

Исследование обломочного материала, находящегося в органогенных породах в виде примеси, дает возможность иногда решить вопрос о расположении суши и путей выноса обломочного материала в данный бассейн. Нередко выяснить генезис осадка помогают акцессорные обломочные минералы. Чтобы выделить их из породы, нужно обработать навески весом до нескольких килограммов. Значение подобных исследований показано С. Г. Саркисяном, изучавшим карбонатные толщи верхнего палеозоя приуральской части Русской платформы.

Исследование нерастворимого остатка карбонатных органогенных пород позволяет иногда по характеру выявленных вторичных минералов (например, полевых шпатов) судить об условиях диагенеза и эпигенеза. Обнаружение примеси пепловых частиц и свежих вулканических минералов дает основание для вывода о синхронной осадконакоплению вулканической деятель-

ности. Подобный вывод, например, сделан Е. Д. Розоной (1960) для отложений раннекаменноугольной эпохи в Кузнецком бассейне.

Следовательно, и для пород органического происхождения необходимо исследование комплекса всех признаков.

Комплекс признаков пород химического происхождения. Для пород хемогенной группы особенно важны признаки, связанные с их химическим составом. Однако и здесь необходимо исследование всего комплекса признаков.

Большое значение имеет исследование текстур и в первую очередь — слоистости. Именно этот признак в солях некоторых месторождений позволил установить характер осадконакопления и даже восстановить длительность процесса формирования соляных залежей. В Верхнекамском месторождении Приуралья М. П. Фивег (1948) обнаружил в годовом пласте каменной соли ряд прослоев, обусловленных изменением условий осадконакопления в разное время года. На этом основании была вычислена общая длительность образования соляной залежи этого месторождения примерно в 10 000 лет.

При исследовании многих карбонатных пород химического происхождения нередко возникает вопрос, являются ли они первично осадочными или диагенетическими. Особенно часто такой вопрос появляется при изучении доломитов. Для правильного его решения необходимо использование всей совокупности признаков, как это было осуществлено, например, при исследовании среднего и верхнего карбона Московской синеклизы (Хворова, 1953).

ГЛАВА XXX

ИССЛЕДОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ И СЛЕДОВ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОРГАНИЗМОВ

Значение морских организмов для генетического анализа. Очень много причин влияет на условия жизни морских организмов и в разной степени они могут приспосабливаться к изменениям среды. Именно поэтому исследование остатков организмов очень важно при генетическом анализе, но требует весьма осторожного их использования для правильного суждения о среде, в которой эти организмы жили.

В современных осадках относительно легко можно объяснить причины тех или иных особенностей встреченного на морском дне биоценоза, поскольку условия современной среды обитания поддаются непосредственному наблюдению. При обращении к ископаемым органическим остаткам положение существенно меняется, так как приходится восстанавливать их среду обитания.

В общих чертах богатая и разнообразная ископаемая фауна свидетельствует о море нормальной солености, незначительной глубине его и обильном поступлении питательных веществ. При изменении любого из этих показателей фауна, как правило, становится беднее. Кроме того, ухудшение условий обитания вследствие изменения других факторов, например увеличения мутности воды, нарушения нормального газового режима, может привести также к обеднению фауны. Поэтому необходимо тщательное исследование всего биоценоза, обязательно исследование литологических признаков пород, вмещающих фауну, а также изучение покрывающих и подстилающих отложений для получения надежных и обоснованных выводов.

До сих пор, несмотря на наличие точных методов литологического изучения осадочных пород и подчас весьма утонченной методики генетического истолкования тех или иных признаков, остатки организмов остаются самым надежным критерием для отнесения пород к морским или континентальным образованиям.

Иногда остатки организмов находят даже в вулканических лавах; и здесь они также дают ценные указания на детали условий формирования заключающих их пород.

Существует ветвь геологии, связывающая учение об осадочных породах с палеонтологией — палеоэкология. Ее задача — восстановление условий обитания ископаемых организмов. Палеоэкология дает много ценных сведений для суждения об условиях накопления осадков, заключающих те или иные организмы. Палеоэкологические исследования успешно проводятся в СССР Р. Ф. Геккером и его учениками.

Генетическое значение наиболее распространенных групп ископаемых организмов. Растения. Остатки растительного происхождения встречаются в осадочных породах главным образом в четырех формах: в виде твердых горючих ископаемых (горючие сланцы и угли); скопления остатков колоннальных известковых водорослей; скопления известковых и кремневых панцирей одноклеточных планктонных водорослей; обугленных и литифицированных обрывков растительных тканей.

Генетическое значение этих четырех групп разное.

Горючие сланцы и сапропели, образованные остатками простейших животных и низших растений — водорослей, грибов, бактерий, — бывают как континентального, так и морского происхождения. На континентах они образуются в озерах, старицах рек, сильно обводненных болотах. В море они развиваются в лагунах и бухтах, т. е. в береговой зоне, а также и в относительно глубоководной и удаленной от берега области при накоплении остатков планктонных организмов. К морским типам принадлежат, по-видимому, наиболее крупные месторождения горючих сланцев.

Ископаемые угли, образовавшиеся из болотной растительности, являются, как правило, показателем влажного климата, хотя могли образоваться и в участках устойчивого увлажнения при сухом климате. В современную эпоху, например, существуют торфяники (разрабатываемые на топливо) по периферии конусов выноса в межгорных впадинах Средней Азии.

Скопления колониальных известковых водорослей известны с докембрия. Они широко распространены на территории СССР в отложениях различного возраста. Большинство таких водорослей являлось и является теперь донными морскими организмами. Причем, нуждаясь в свете, они не спускаются в современных бассейнах обычно глубже 100—150 м. Многие из них были рифостроящими и жили в самой мелкой воде. Большею частью колониальные известковые водоросли являются обитателями теплых вод; к небольшим колебаниям солености они не так чувствительны, как кораллы.

Известны кремневые (диатомовые) и известковые (кокколи-тофориды) планктонные водоросли. Остатки первых встречаются как среди морских, так и континентальных отложений, вторые — исключительно морские организмы. Будучи планктонными, микроскопические водоросли почти ничего не говорят о глубине отложения заключающих их осадков.

Обугленные и литифицированные растительные остатки широко распространены главным образом среди континентальных, но иногда обильны среди морских прибрежных отложений. Особенно они характерны для дельтового и лагунного комплексов. Хорошая сохранность растений, особенно если сохраняются веточки с прикрепленными к ним листьями, свидетельствует о незначительном переносе и об отложении в спокойной воде. Часто остатки такой хорошей сохранности встречаются в тонкозернистых породах угленосных толщ. Обломки крупных стеблей и стволов встречаются в отложениях речных русел, береговых валов и в других образованиях, связанных с подвижной средой.

Вертикальные пни свидетельствуют о накоплении осадка на месте произрастания растений. Иногда вертикальные стволы и стебли имеют высоту до нескольких метров. Это говорит о значительной скорости осадконакопления: вертикальный стебель был захоронен до его разложения. Известны обильные скопления вертикальных пней, называемые «ископаемыми лесами».

Обрывки растений легко переносятся водой на большие расстояния. Поэтому они могут в небольшом количестве попадать в самые разнообразные осадки, в том числе и в морские глубоководные. Поэтому единичные растительные остатки нельзя использовать для суждения о генезисе заключающих их отложений.

Особо следует отметить остатки древесины, иссверленные ходами моллюсков и других древоточцев. В подавляющем боль-

шинстве эти организмы морские. Поэтому такие остатки свидетельствуют об отложении древесины в морских или прибрежных осадках (в береговых валах, например).

Остатки животных. Значение животных организмов как показателей среды осадкообразования очень разнообразно. Большинство беспозвоночных является характерными обитателями моря. Вместе с тем некоторые группы могут быть широко представлены в пресных и солоноватых водах континентов. К последним принадлежат главным образом пластинчатожаберные моллюски, некоторые гастроподы, некоторые группы ракообразных (например, листоногие, остракоды). Иногда остатки таких организмов буквально переполняют породу. Эти скопления, в отличие от морских, характеризуются большим количеством экземпляров и однообразием видового состава. Такие же соотношения характерны и для осадков опресненных морей, что сближает их по этому признаку с континентальными.

Большинство позвоночных характерно для суши. Только многие рыбы ведут (и вели в прошлом) морской образ жизни, хотя часть из них приспособилась к изменению солености и мигрирует из пресных вод в море и обратно. Некоторые рептилии и амфибии в мезозое обитали в морских условиях. Живут в море и некоторые млекопитающие: киты и ластоногие.

Массовые скопления остатков позвоночных (кроме морских рыб, например акул) обычно говорят о континентальном происхождении заключающих их отложений. Поскольку, однако, любые наземные животные могут выноситься реками в море, то и этому признаку нельзя придавать абсолютного значения, а необходимо проводить комплексное исследование и только после этого делать выводы.

Комплексное исследование обстановки образования известного месторождения фауны наземных позвоночных верхнепермского возраста на Северной Двине позволило установить, что тела амфибий и рептилий были захвачены большой рекой, возможно, во время половодья и отложены в подводной части дельты у места впадения реки в крупное озеро (Ефремов, 1950).

Морские беспозвоночные организмы и наземные позвоночные представляют существенно разные возможности для выяснения генетических вопросов (Геккер, 1957). Ниже кратко перечислены эти различия.

Многие морские беспозвоночные ведут сидячий или мало подвижный образ жизни, обычно хорошая сохранность скелетных частей, характерно массовое нахождение остатков и их широкое распространение. Места захоронения морских беспозвоночных часто совпадают с местами обитания; преобладают ископаемые биоценозы. Более или менее простой наружный скелет дает мало данных для суждения об организации животного и об условиях его жизни.

Наземные позвоночные ведут подвижный образ жизни. Обычно сохраняются отдельные кости скелета. Остатки встречаются редко и образуют локализованные скопления. Места захоронения чаще не совпадают с местами

обитания; преобладают танатоценозы. Сложный внутренний костный скелет хорошо отражает организацию животного и позволяет судить об образе и условиях его жизни.

Изложенное показывает, что для суждения об условиях отложения пород необходимо использовать, во-первых, весь комплекс заключенных в них органических остатков, а во-вторых, весь комплекс литологических признаков.

Изучение органических остатков и следов жизнедеятельности.

При использовании органических остатков в генетическом анализе необходимо проведение ряда наблюдений.

Видовой состав организмов. Полученные данные по видовому составу организмов важны для определения стратиграфического положения изучаемых слоев; они помогают также выяснению условий осадконакопления. Очень существенно при этом не ограничиваться определениями видового (или родового) состава, а оценивать количественные соотношения между отдельными группами организмов. Подобное изучение позволяет выявить ископаемые биоценозы. Однако здесь исследователь встречается с определенными трудностями. Дело в том, что далеко не всегда органические остатки, встречаемые в породе совместно, обязательно принадлежат одному биоценозу. Остатки организмов на дне могут быть разного происхождения: 1) организмы, жившие в данном месте и входившие, следовательно, в биоценоз; 2) остатки организмов, которые вели планктонный или свободноплавающий образ жизни и попали сюда после смерти, иногда такие организмы могут даже преобладать, например, в современных глобигериновых илах или в ископаемом писчем мелу; 3) на дно остатки организмов могут сноситься донными течениями, а также суспензионными (мутьевыми) потоками из других батиметрических зон, так остатки шельфовых организмов могут попадать в глубоководные осадки; 4) на дно могут попадать остатки наземных организмов, принесенные с прилегающей суши; 5) органические остатки могут попасть из размытых при абразии более древних пород, слагающих берег (рис. 82).

Наконец, приходится считаться и с тем, что организмы, жившие на дне в большом количестве, но не имевшие твердого скелета, могли вовсе не сохраниться в ископаемом состоянии, например, многие черви и другие илоядные организмы, а также растения без известкового скелета. Об их присутствии приходится судить по косвенным признакам: по следам норок и ходов в иле, отпечаткам на поверхности слоев и т. д. Лишь в исключительно благоприятных условиях в ископаемом состоянии находят остатки мягких тканей организмов (знаменитые находки Уолкота отпечатков медуз и других мягкотелых организмов в кембрийских глинистых породах в Северной Америке).

Количество органических остатков. Этот показатель имеет генетическое значение, однако необходимо иметь в

виду, что наблюдаемое сейчас в породе количество органических остатков не обязательно соответствует их первоначальному содержанию в осадке. При доступе кислорода на дно даже твердые скелетные части могли распасться и не сохраниться в ископаемом состоянии.

Богатая и разнообразная фауна свидетельствует о нормальной морской солёности и о благоприятной для жизни обстановке; наоборот, однообразная фауна, представленная хотя бы огромным количеством экземпляров, говорит об отклонении солёно-

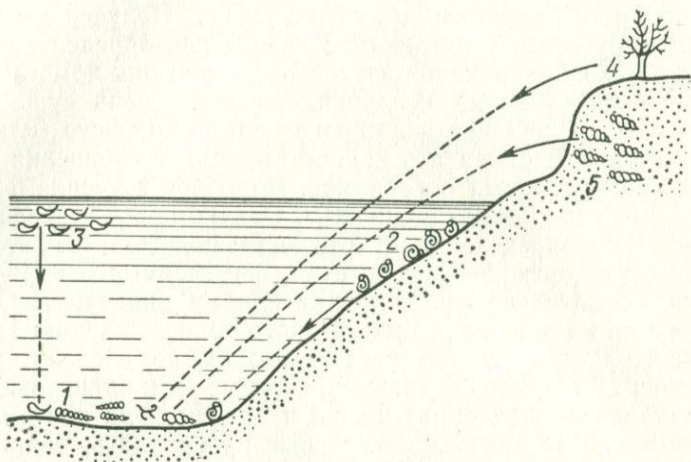


Рис. 82. Возможные источники (1—5) органических остатков в осадках на дне водоема

сти или газового режима от нормы. Таким образом, количественную оценку содержания органических остатков нужно обязательно сочетать с их качественным определением.

Распределение органических остатков в породе также имеет генетическое значение. Органические остатки могут быть распределены более или менее равномерно, что является, впрочем, довольно редким случаем; могут быть преимущественно или исключительно приурочены к определенным прослоям; могут быть включены в конкреции и находиться в определенных участках породы, на первый взгляд не отличающихся от окружающих ее частей и т. д. Фауна разного состава может быть приурочена к различным прослоям, а может встречаться и совместно. Все эти особенности связаны с условиями жизни и условиями накопления вмещающих их осадков. Приуроченность органических остатков к определенным прослоям свидетельствует о моментах существования особенно благоприятных условий для

развития организмов. В современном фазеолиновом илу Черного моря, например, встречаются массовые скопления раковин *Modiola phaseolina*. Они приурочены к слоям, отложившимся в те отрезки времени, когда уровень сероводородного заражения понижался и на илу могли селиться донные моллюски.

Приуроченность органических остатков к конкрециям скорее связана не с особенностями расселения организмов на дне, а с условиями их сохранения в ископаемом состоянии. Хорошо известна, например, прекрасная сохранность ископаемых растений в так называемых «известковых почках» угленосных толщ. В других случаях не исключена возможность того, что неравномерно распределенные на дне организмы явились центрами конкрециеобразования, которое, таким образом, проявило первичную неравномерность распределения жизни на дне водоема.

Сохранность органических остатков является следующим существенным признаком. Здесь имеют место разные соотношения: от прекрасно сохранившихся остатков до скопления битых раковин, выброшенных волнами на берег и нередко перетертых до тонкого порошка; иногда в одном слое можно встретить все степени сохранности остатков. Подобные соотношения наблюдаются и в современную эпоху: буквально рядом располагаются колонии живых организмов и скопления их обломков.

Внимательные исследования позволяют иногда обнаружить органические остатки и притом хорошей сохранности там, где долгое время их не находили. Так, в некоторых горизонтах палеогеновых песков Украины долго не удавалось обнаружить органических остатков хорошей сохранности и это вызывало даже сомнения в морском происхождении этих отложений. Наконец, И. Н. Ремизов (1956) обнаружил в песках полтавского яруса богатую фауну морских пластинчатожаберных моллюсков. Дело в том, что эти пески рыхлые и сыпучие, а фауна в них с нежными тонкими раковинами. В обнажениях, где пески осыпаются, раковины разваливаются. Для того чтобы их обнаружить, нужна ненарушенная поверхность песка, а для того чтобы эту фауну добыть, необходимо закрепить песок клеем. После этого удастся получить раковины прекрасной сохранности. Это позволило решить вопрос о происхождении песков. Так как переотложение хрупких раковин, встречающихся здесь в большом количестве, исключено, то, следовательно, пески эти морского происхождения.

Условия захоронения. Выяснение условий захоронения органических остатков должно установить, происходило ли это в прижизненном положении организмов, а если нет, то насколько далеким был перенос. Кроме того, подлежит выяснению и то, в какой среде произошло захоронение. Иногда на эти вопросы удастся получить довольно определенные ответы.

В верхнедевонских отложениях Кузнецкого бассейна в Сибири, согласно исследованиям Т. Н. Бельской (1960), в некоторых слоях известняков есть прекрасно сохранившиеся колонии кораллов *Rachyphyllum*, причем большею частью они лежат в породе опрокинутыми. Это ясно свидетельствует о подвижности воды, способной опрокинуть массивную, тяжелую колонию. В других слоях тех же верхнедевонских отложений встречаются крупные и массивные раковины брахиопод. У некоторых из них сохранились обе створки. Такие раковины всегда обращены замком в одну сторону — к почве слоя. Это свидетельствует о том, что раковины захоронились в прижизненном положении, причем жили они полузарывшись замковым краем в ил, а наружу выставляли раскрытые концы створок. Если такие соотношения наблюдаются в сильно дислоцированных толщах, то ориентировка раковин позволяет решить вопрос о том, где находится почва, а где кровля слоев.

Следы жизнедеятельности организмов. Кроме остатков организмов, в породах сохраняются разнообразные следы их жизнедеятельности. Иногда эти следы оказываются единственным доказательством того, что здесь была жизнь. Так получается, когда остатки организмов не сохранились или потому, что у них не было твердого скелета, или они целиком разложены, или, наконец, потому, что донные организмы уничтожены другими животными. Во всех таких случаях о наличии былой жизни приходится судить по различным структурным и текстурным признакам в породах: следам ползания, отпечаткам ног и др.

Организмы могут изменить ранее возникшую слоистость и могут полностью ее уничтожить. Чаще всего это связано с работой илоедов и зарывающихся в ил животных. Встречаются эти текстуры в разнообразных отложениях, но особенно они характерны для морских и связанных с ними отложений заливов и лагун. Такие текстуры представлены ходами округлого поперечного сечения, более или менее длинными, изгибающимися, ветвистыми, иногда короткими, иногда (редко!) пересекающимися. Иногда ходы проникают в породу на значительную глубину, иногда представляют короткие норки. Все ходы выполнены либо переработанным материалом вмещающей породы (у илоедов), либо породой из вышележащего слоя (обычно у животных, сверливших норы).

Между ходами может сохраниться ненарушенная первоначальная слоистость осадка.

Следы нередко обнаруживаются только после пропитывания породы различными жидкостями, проявляющими мало заметную структурную и текстурную неоднородность породы. В писчем мелу, например, кажущемся в свежем изломе вполне однород-

ным, Г. И. Бушинскому (1954) удалось обнаружить подобные текстуры, пропитывая его машинным маслом.

Кроме илоедов, первичная слоистость нарушается и многими другими ползающими, плавающими у дна и зарывающимися в ил организмами, которые иногда так сильно перемешивают осадок, что порода становится комковатой и в ней не остается даже следов первоначальной слоистости.

Растения, пронизывая своими корнями осадки, также могут уничтожить первоначальную текстуру и придать породе комковатость. Последняя особенно характерна для почв угольных пластов. В Донецком бассейне породы с такой текстурой получили название «кучерявчика».

На породах, подстилающих трансгрессивную серию осадков, кроме следов шлифовки их поверхности и других признаков абразионной деятельности, иногда можно видеть следы сверлений организмов, которые прятались от врагов в твердом грунте. Таковы, например, многочисленные норки ископаемых моллюсков в слоях, подстилающих поверхности перерывов в палеогеновых и меловых отложениях ряда районов Средней Азии. Моменты обмеления (и непосредственной близости береговой линии) в меловых и палеогеновых отложениях Средней Азии часто бывают отмечены массовыми скоплениями нор десятиногих ракообразных (Геккер и др., 1962). Интересно, что тщательные наблюдения иногда позволяют заметить на стенках этих норок бороздки от клешней раков.

Наземные позвоночные иногда оставляют следы ног на мягкой поверхности грунта. В благоприятных случаях такие следы переходят в ископаемое состояние. Отпечатки ног динозавров (?) известны в Грузинской ССР, в окрестностях Кутаиси. Недавно обнаружены следы каменноугольных пресмыкающихся в горных выработках шахт Джезказганского медного рудника в Казахстане. Кроме отпечатков ног позвоночных, встречаются и разнообразные следы ползания беспозвоночных организмов. Очень многочисленны следы млекопитающих и птиц в некоторых слоях карпатского флиша (Вялов, 1964).

На следы жизни следует обращать внимание и в тех случаях, когда в породе много остатков самих организмов, так как эти наблюдения позволяют подметить особенности жизни, о которых по самим органическим остаткам судить нельзя.

Отметим, наконец, что при оценке генетического значения органических остатков и следов жизнедеятельности имеют значение не только остатки организмов, которые присутствуют в данных отложениях; необходимо принимать во внимание и то, каких организмов в данном биоценозе или во всем изученном бассейне нет. Так, детальные палеоэкологические исследования в палеогене Ферганы показали, что там, несмотря на довольно богатый и разнообразный биоценоз, только изредка попадаются морские

ежи и кораллы, а нуммулитов, плеченогих и головоногих моллюсков нет совсем. Это явилось в сочетании с другими признаками основанием для предположения, что воды Ферганского палеогенового моря не обладали в соответствующие моменты нормальной соленостью (Геккер, 1957).

Детритовые известняки. При изучении структур детритовых известняков важно установить, зависит ли размер обломков от принадлежности к определенной группе организмов или размер их определяется только сортировкой материала. В первом случае можно предположить, что органические остатки захоронялись почти на месте обитания, во втором — что они принесены.

Если органические остатки присутствуют в обломочной породе, надо сопоставить их размер с размером терригенных зерен. Если величины тех и других близки, то можно считать, что раковинный детрит приносился вместе с терригенным материалом, если размеры у них разные, то можно полагать, что органические остатки являются местными. Делая такие заключения, надо, однако, принимать во внимание, что удельный вес пористых раковин меньше, чем у других обломков, а поэтому и более крупные обломки раковин могут отлагаться вместе с более мелкими минеральными зернами. Указанное выше заключение будет правильным только в случае значительной разницы в размерах обломков раковин и минеральных зерен.

Определенное значение имеет форма обломков раковин. Выяснив, имеем ли мы дело с целыми, слабо поврежденными или с сильно раздробленными скелетными остатками, а также окатаны ли они и какова степень окатанности, можно сделать вывод о том, дробились раковины механическим путем или перетирались челюстями илоядных организмов, а также испытали ли они перенос и насколько он был длительным. В тех случаях когда наблюдается смесь неповрежденных раковин и несортированного раковинного детрита, можно предположить, что последний образовался не столько в результате механического действия волн, сколько благодаря деятельности илоедов и хищников. Если же мы имеем дело с сортированным и к тому же окатанным детритом, можно думать, что он получился чисто механическим путем.

Решение палеогеографических вопросов с помощью органических остатков и других следов жизни. Тесная связь комплексов ископаемых организмов с условиями среды показана Р. Ф. Геккером на примере девонских отложений северо-запада Русской платформы. Эти отложения явились благоприятным объектом для палеоэкологических исследований главным образом благодаря тому, что заключают разнообразную фауну, а также испытывают закономерные фациальные изменения с северо-востока (от окраин Балтийского щита) на юго-запад — во внутренние части

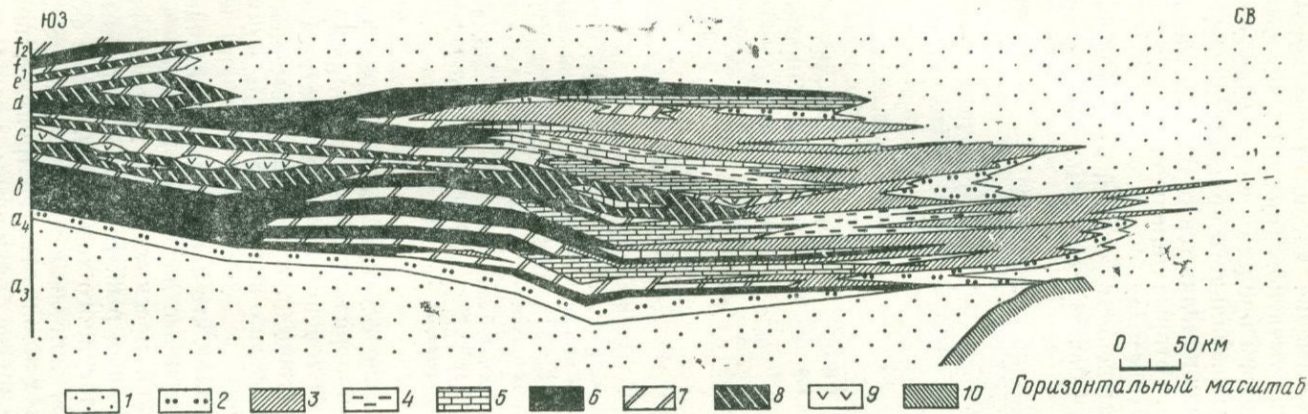


Рис. 83. Фациальные изменения отложений Главного девонского поля в направлении с юго-запада на северо-восток (по Р. Ф. Геккеру, 1941):

1 — красноцветы; 2 — белые пески; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — доломиты и доломитовые известняки; 7 — доломитовые мергели; 8 — доломитовые глины; 9 — гипс; 10 — породы фундамента; f_2 , f_1 , e , d , c , b , a_4 , a_3 — стратиграфические горизонты девонских отложений

Русской платформы. Изменения касаются как литологии осадков, так и органических остатков (рис. 83). На северо-востоке весь разрез верхнего девона представлен пестроцветной песчано-глинистой толщей континентального происхождения, а в направлении к юго-западу в них появляются горизонты глинистых осадков лагунного генезиса, которые дальше сменяются карбонатными породами морского генезиса.

Одновременно с изменением условий изменяется и характер органических остатков (рис. 84). На схеме наверху показаны по-

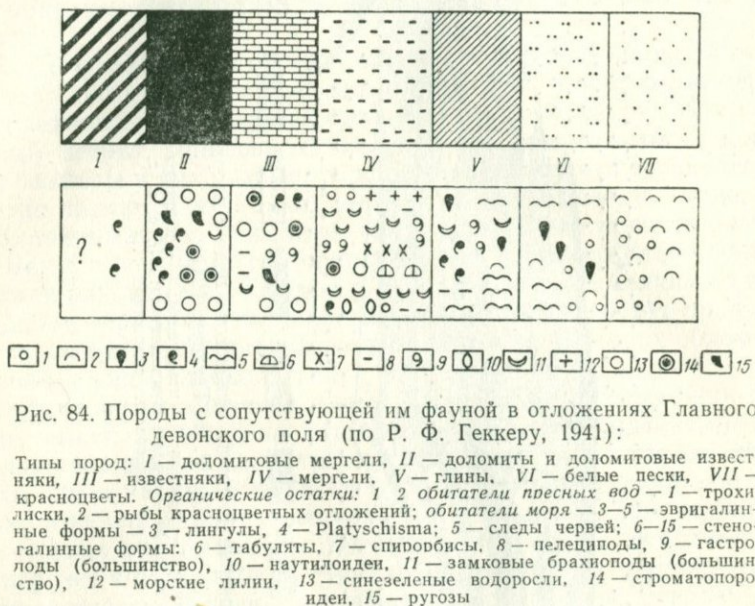


Рис. 84. Породы с сопутствующей им фауной в отложениях Главного девонского поля (по Р. Ф. Геккеру, 1941):

Типы пород: I — доломитовые мергели, II — доломиты и доломитовые известняки, III — известняки, IV — мергели, V — глины, VI — белые пески, VII — красноцветы. Органические остатки: 1 — обитатели пресных вод — 1 — трохилиски, 2 — рыбы красноцветных отложений; обитатели моря — 3 — 5 — эвригалинные формы — 3 — лингулы, 4 — *Platyschisma*; 5 — следы червей; 6 — 15 — стеногалинные формы: 6 — табуляты, 7 — спирорбисы, 8 — пелециподы, 9 — гастроллоды (большинство), 10 — наутилоиды, 11 — замковые брахиоподы (большинство), 12 — морские лилии, 13 — синезеленые водоросли, 14 — строматопориды, 15 — рогозы

роды, а внизу органические остатки, характерные для данного типа пород. Расположены породы и сопутствующие им органические остатки примерно в той последовательности, в какой они сменяют друг друга на площади, т. е. справа помещены породы, характерные для самых северо-восточных разрезов, а левее — для более юго-западных.

Анализ схемы показывает, что красноцветные песчано-глинистые породы, распространенные на северо-востоке, включают только остатки обитателей пресных вод — харовых водорослей (трохилиски) и пресноводных рыб. В белых кварцевых песках, являющихся продуктом лагунного комплекса, кроме форм, отмеченных выше, появляются лингулы и многочисленные следы ползания червей; в глинах добавляются гастроподы, появляются, кроме лингул, некоторые другие брахиоподы, а также черви-труб-

кожины — спирорбисы. На юго-западе с появлением глинистых известняков и мергелей начинается область распространения морских обстановок. Здесь исчезают пресноводные и лагунные организмы, а присутствует разнообразный комплекс морских форм, таких, как кораллы (табулята), морские лилии, разнообразные гастроподы, встречаются наутилоидеи. В чистых известняках присутствует несколько другой комплекс фауны: другие кораллы (ругозы), появляются строматопороидеи, остатки синезеленых водорослей (гирванеллы). Близким к указанному является и комплекс фауны доломитизированных известняков (доломитизация их вторичная). В первичных доломитах состав органических остатков резко обеднен и в них присутствуют лишь единичные экземпляры некоторых гастропод, способных жить в воде с повышенной соленостью. Таким образом, комплекс органических остатков рассмотренных отложений находится в тесной связи с типом пород. Это вызвано тем, что каждый тип осадков образовался в определенных условиях солености воды и на определенном расстоянии от суши, эти же условия отражались на существовании организмов. Следовательно, комплексное литолого-палеоэкологическое исследование помогает решению не только биостратиграфических задач, но и выяснению палеогеографических вопросов.

Из-за резкой изменчивости состава органических остатков верхнедевонских отложений стратиграфическое сопоставление разрезов было затруднено и существовало несколько вариантов такого сопоставления. Единая схема сопоставления разрезов была выработана только после выявления основных закономерностей фациальных изменений этих отложений и установления отмеченных выше изменений в комплексах фауны.

Еще одним примером успешного использования палеоэкологии для решения палеогеографических вопросов служат исследования палеогеновых отложений Ферганской впадины в Тянь-Шане (Геккер и др., 1962).

В отложениях ферганского палеогена установлены три генетических комплекса: красноцветный дельтовый, морской и комплекс соленых лагун. Из них наибольшим распространением пользуются отложения морского комплекса. В нем хорошо различаются осадки прибрежной зоны (литеральной), мелководной неритовой (верхняя часть зоны) и относительно глубоководной (нижняя часть неритовой зоны). Каждая из них характеризуется своими типами пород и особыми комплексами органических остатков (рис. 85).

Литеральные осадки обладают высокой карбонатностью, что сочетается в них с грубым или плохо сортированным терригенным материалом: здесь распространены конгломераты и гравелиты с обильным карбонатным цементом, известковые осадки, содержащие наряду с гравием и тонкие глинистые частицы. Мес-

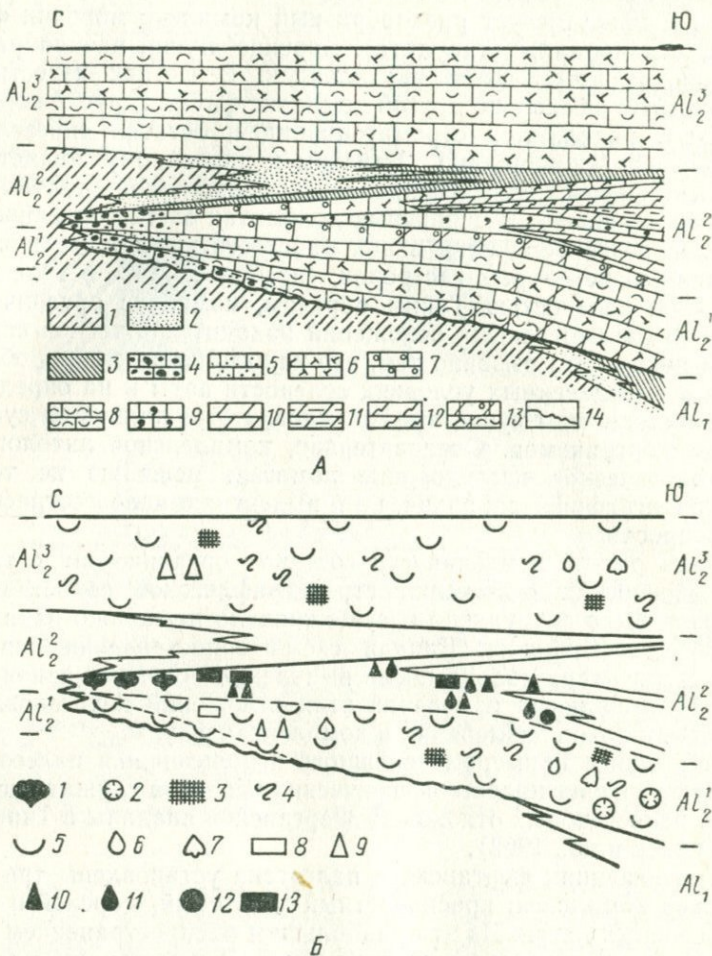


Рис. 85. Схема распределения осадков и органических остатков в позднеалайское время в северной части Ферганского залива (по Р. Ф. Геккеру и др., 1962):

А — распределение осадков: 1 — континентальные красноцветы; 2—13 — морские осадки — 2 — пески, 3 — серые глинистые илы, 4 — галечники и гравийники с известковым цементом, известковые илы с гравием и галькой, 5 — песчано-известковые илы, 6 — известковые детритовые осадки, 7 — оолитовые известковые осадки, 8 — устричники, 9 — ракушечники, 10 — доломитовые илы, 11 — глинисто-доломитовые илы, 12 — доломитово-глинистые илы, 13 — доломитизированные известковые осадки, 14 — поверхность размытия. Б — распределение фауны и флоры: 1 — известковые водоросли, 2 — морские ежи, 3 — мшанки, 4 — серпулы, 5 — устрицы, 6 — *Meretrix*, 7 — *Cardita*, 8 — *Panopaea*, 9 — *Turritella*, 10 — *Eulima*, 11 — *Meretrix tschangirtaschensis*, 12 — *Unio*, 13 — *Diplodonta aff. renulata*. (Знаки, залитые черным, отмечают обитателей вод с сильно пониженной соленостью, остальные обозначают формы, обитавшие в водах нормальной морской солености).

Al_2^3 , Al_2^2 , Al_2^1 , Al_1^2 , Al_1^1 — горизонты алайского яруса

тами у скалистых побережий выявлены участки каменистого дна, на котором вследствие сильной подвижности воды осадки вовсе не отлагались, но скалистое дно было обильно иссерверено моллюсками-камнеточцами. Кроме них, здесь селились устрицы, крепко прираставшие к камням. В других участках литоральной зоны встречаются остатки роющих раков, зарывающихся пластинчатожаберных моллюсков, свободнолежащих устриц с тяжелой прочной раковиной, некоторых гастропод. Местами пышно развивались разнообразные известковые водоросли.

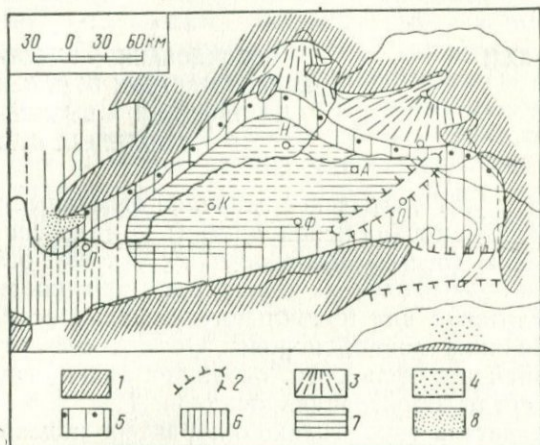


Рис. 86. Палеогеографическая схема Ферганской впадины в середине позднеалайского времени (по Р. Ф. Геккеру и др., 1962, упрощенно):

1 — суша; 2 — подводные гряды или острова; 3 — красноцветные дельтовые осадки; 4 — красноцветные песчано-глинистые осадки неясного генезиса; 5—7 — морские осадки — 5 — известковые осадки (оолитовые, ракушечные и др.), 6 — глинисто-известковые, детритовые и устричные известковые осадки; 7 — доломитовые и глинисто-доломитовые илы (в южной части перекрещиванием знаков 5 и 7 показано чередование доломитовых илов с ракушечниками и другими известковыми осадками); 8 — песчаные осадки. Прерывистыми линиями показано предполагаемое распространение отложений, сплошными — достоверное. Буквами обозначены города

Отложения мелководной неритовой зоны распространены особенно широко. Среди них присутствуют различные терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения (рис. 86). Здесь существовало густое донное население и поэтому известковые осадки представлены преимущественно органогенными разностями, причем водорослевые известняки менее распространены, чем в литоральной зоне. Самыми характерными обитателями здесь являются устрицы, образывавшие крупные, длительно существовавшие банки. Другие пластинчатожаберные и брюхо-

ногие моллюски вместе с устрицами селились редко, предпочитая участки с более спокойной водой и мягким грунтом.

Глубоководные отложения распространены сравнительно мало. Представлены они однообразными весьма тонкими глинистыми осадками, почти лишенными карбонатов, иногда кремнистыми. Они содержат остатки рыб и моллюсков, среди которых преобладают мелкие формы с тонкостенной раковиной, приспособленные к обитанию на мягком илистом грунте. Гастроподы в этой зоне встречаются редко, водоросли и устрицы не обнаружены.

ГЛАВА XXXI

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПЛОЩАДИ И ВЫЯВЛЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗА ФАЦИЙ

Анализируя генетическое значение отдельных признаков, мы неоднократно отмечали необходимость комплексного подхода к восстановлению физико-географических условий осадконакопления. Лишь в редких случаях только один признак может быть успешно использован для правильного решения вопроса об условиях образования данной породы. Объясняется это тем, что каждый признак в отдельности отражает лишь какую-то одну особенность среды образования осадков. Так, характер косой слоистости свидетельствует только о характере подвижности среды и ничего не говорит ни о солености, ни о газовом режиме, ни даже о глубине водоема, в котором шло осадкообразование. Окатанность обломочных зерен в общем случае связана с длительностью обработки зерен до отложения и т. д.

Кроме того, в природных обстановках сочетания факторов среды отложения очень разнообразны. Поэтому сходные (и тождественные) признаки могут повторяться в породах, весьма различных по происхождению. Это вызывает необходимость тщательного критического анализа генетического значения отдельных признаков, оценки возможности использования их именно в данных конкретных условиях, а также комплексного исследования, которое включает как полевые, так и лабораторные наблюдения.

Из сказанного следует также, что определять генезис по отдельным образцам пород нельзя. В некоторых частных случаях, правда, образец может обладать настолько ясными генетическими признаками, что по ним можно судить об условиях накопления осадка, из которого образовалась данная порода. Таковы, например, некоторые морские органогенные известняки, витрокластические туфы и некоторые другие. Но и в отношении таких пород для полного и точного суждения о глубине отложения,

солёности и гидродинамических условиях необходимо знать, какие другие породы подстилают и покрывают данную, насколько она образует выдержанные слои, чем замещается по простираанию, какие еще в данном слое имеются петрографические разности и т. д. Все эти сведения нельзя почерпнуть из отдельного образца, сколько бы подробно его не изучать. Поэтому даже в отношении очень выразительных в генетическом отношении органогенных известняков по образцу можно лишь кое-что сказать об условиях образования. Что же касается большинства других пород, то почти неотличимые по своим признакам образцы могут оказаться принадлежащими совсем разным генетическим типам.

Исследование совокупности генетических признаков необходимо сочетать с одновременным изучением парагенеза фаций данного стратиграфического отрезка. Выяснение изменений отложений и сопоставление фаций одного стратиграфического горизонта друг с другом позволяет лучше понять обстановку накопления отдельных членов парагенеза и является главным средством для восстановления палеогеографической обстановки изучаемого стратиграфического интервала в целом.

Кроме изучения фациальных изменений в горизонтальном направлении, на площади, весьма существенно изучать смену генетических типов снизу вверх по разрезу, т. е. в их хронологической последовательности. При этом нужно иметь в виду, что нельзя заменять один вид исследования другим, как это иногда делается при увлечении методом циклического анализа. Нужно сочетать изучение вертикальной последовательности обстановок осадконакопления с анализом их распространения на площади. Без выполнения этого условия палеогеографические выводы не могут считаться достаточно обоснованными.

Выявление и исследование фациальных переходов сравнительно легко осуществляется в относительно изменчивых континентальных отложениях. Выше было показано, что каждая из генетических групп континентальных отложений представляет сложное и закономерное сочетание разных генетических типов, представленных в свою очередь разнообразными породами. Так, в аллювиальный генетический тип, например, входят осадки речных русел, пойменные осадки, отложения стариц и болот. Все эти отложения образуют парагенез, характерный для аллювиального комплекса в целом. Пролувиальный генетический тип складывается своим, также довольно разнообразным комплексом отложений, которые закономерно сменяют друг друга в пространстве (см. гл. VI).

На рис. 87 показан фациальный переход угольного пласта в безугольные грубообломочные отложения. На рисунке видно, что последние подстилают угольную залежь, но к левой части профиля они поднимаются выше и замещают угольный пласт. Наблюдения в соседних разрезах позволяют видеть, что подобные изме-

нения являются закономерными и везде к окраине месторождения имеют место такие переходы. Следовательно, нижняя часть грубообломочных отложений является самостоятельной стратиграфической единицей: это нижняя свита разреза. Верхняя же часть грубообломочных отложений в окраинных частях месторождения не является выраженным стратиграфическим горизонтом, а представляет собой лишь фацию верхней, продуктивной свиты. Продуктивная свита, таким образом, складывается из двух фаций: продуктивной и грубообломочной безугольной. Эти фации распространены закономерно: центральная часть месторождения занята продуктивной фацией, а окраинные части заняты грубо-

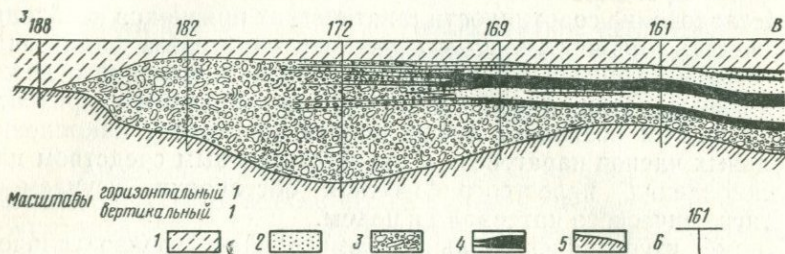


Рис. 87. Профиль через западную окраину Кушмурунского месторождения, показывающий фациальное замещение главного угольного пласта (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957):

1 — покровные отложения; 2 — песчано-глинистые отложения продуктивной свиты; 3 — резко разнородные мусорные отложения безугольной свиты; 4 — пласты угля; 5 — породы фундамента; 6 — буровые скважины и их номера. Масштабы вертикальный и горизонтальный одинаковые

обломочной безугольной фацией. Исследование литологических признаков грубообломочной фации и анализ изменений ее на площади позволяют установить, что это пролювиальные отложения, продукты временных потоков, сбегавших с окружающих котловину возвышенностей. Центральная часть котловины была занята рекой, озерами и болотами.

Сходные, но более сложные соотношения устанавливаются в других месторождениях, например в Челябинском бассейне на Урале (рис. 88). Фациальные переходы продуктивных отложений в безугольные наблюдаются там не только к окраинам месторождения, но и в его центральной части. Вызвано это тем, что безугольные пролювиальные отложения образовывали в эпоху угленакопления конусы выноса, причем средние части этих конусов достигали центральных частей впадины. В этих местах естественное развитие торфяников прерывалось и шло накопление осадков конуса выноса. Поскольку они временами то продвигались (после сильных дождей) дальше в глубь котловины, то отступали к горам, граница безугольных отложений с продуктивными имеет неровный, зубчатый характер: одни пласты угля продвигаются дальше в зону конуса выноса, а другие кончаются рань-

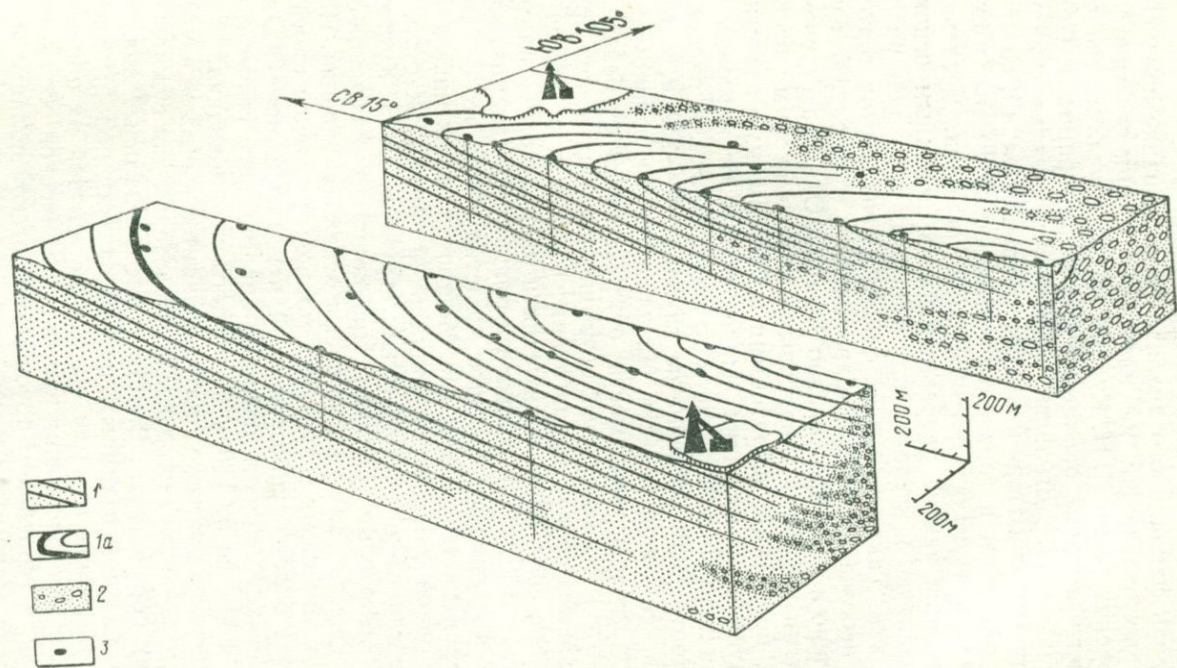


Рис. 88. Блок-диаграмма, показывающая фациальные изменения продуктивной свиты Челябинского бассейна (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957):

Аллювиальные отложения с угольными пластами: 1 — на разрезах; 1а — на поверхности; 2 — пролювиальные безугольные отложения; 3 — буровые скважины. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковые

ше. Таким образом, выяснение фациальных соотношений помогает восстановлению всей картины осадконакопления.

Велика роль фациального анализа (исследование изменений одновозрастных отложений на площади) и при генетическом изучении морских толщ. Л. Н. Кудрин (1966) изучал неогеновые отложения юго-западной окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба. Детальный фациальный анализ там оказался возможным благодаря находкам обильной фауны, на основании которой ярусы и горизонты неогеновой системы можно было проследить и увязать на обширной площади. Детальная стратиграфическая увязка разрезов явилась надежным основанием для выделения и исследования взаимных переходов разнообразных фаций. Так, в пределах одного из горизонтов тортонского яруса неогена («опольско-барановского горизонта») Кудриным выделено и детально описано 8 фаций. Они представлены разнообразными породами: кварцевыми глауконитовыми песками, глинами, мергелями, детритовыми и биогермными известняками. По глубине образования фации обнимают интервал от верхней части литоральной области до псевдоабиссали, располагавшейся в тортонском бассейне на глубине 150—200 м, т. е. в нижней части неритовой области. На площади они закономерно сменяют друг друга в зависимости от расстояния от берега и рельефа дна моря. На подводных возвышениях осадки, как правило, оказываются более крупнозернистыми, чем в соседних понижениях дна, если даже понижения и располагались ближе к берегу. В этом отношении осадки тортонского Предкарпатского бассейна обнаруживают большое сходство с тем, что наблюдается на современном морском дне. Мощности отложений сильно зависят, с одной стороны, от фациальной принадлежности, а с другой — от характера тектонических структур. Л. Н. Кудрин показал, что некоторые складки Предкарпатья развивались длительно и существовали уже во время осадконакопления. Поэтому на антиклинальных структурах мощности осадков иногда меньше и состав более крупнозернистый, чем в соседних синклинальных областях. Мощность опольско-барановского горизонта, в частности, меняется от 130 м до полного выклинивания.

В некоторых случаях даже тщательное литологическое изучение пород разреза не дает определенных сведений для суждения об условиях их образования. Вместе с тем фациальный анализ (выявление характера взаимных переходов этих пород) дает убедительный материал как для выяснения условий их образования, так и для восстановления палеогеографической обстановки в целом. Так, в турнейском ярусе Оренбургской области геофизическими и буровыми работами местами выявлены мощные доломиты. Они привлекают особенное внимание, потому что с ними связаны залежи нефти (Кузнецов, 1968). Доломиты залегают массивными телами. Это белые и серые неслоистые породы,

обычно кристаллически-зернистого сложения. Для них характерна кавернозность; каверны иногда выполнены гипсом и ангидритом. Органических остатков в них почти не встречается, лишь изредка попадаются реликты фораминифер и члеников морских лилий. Совместно с доломитами встречаются доломитизированные известняки, принадлежащие к органогенно-шламовым, микрозернистым и другим разностям. Доломитизация распределена в них очень неравномерно; ряд данных позволяет прийти к заключению о вторичной природе ее.

Литологические признаки не дают ясных указаний на условия образования перечисленных пород. Фациальные соотношения оказываются в этом отношении гораздо более убедительными. Выявить эти соотношения оказалось возможным благодаря большому объему бурения, позволившему обнаружить турнейский ярус на большой площади, а также тщательным сборам органических остатков. В результате было разработано детальное расчленение турнейского яруса на горизонты и осуществлена надежная стратиграфическая увязка разрезов на всей площади.

Выполненный комплекс исследований позволил убедиться в том, что рассматриваемые доломиты занимают определенное тектоническое положение. Они приурочены к бортам Камско-Кинельской впадины Русской платформы. В направлении от платформ к впадине происходит закономерная смена фаций, захватывающая все горизонты турнейского яруса, а также верхнюю часть девонской системы (рис. 89). В пределах платформы распространены известняки. Согласно описанию В. Г. Кузнецова, это серые, нормально слоистые известняки, органогенно-детритовые, шламовые, сгустковые, с обильными остатками брахиопод, фораминифер, кораллов, водорослей. Мощность турнейского яруса около 200 м. В осевой части Камско-Кинельской впадины развиты совсем другие породы — черные тонкослоистые аргиллиты, карбонатные и кремнисто-карбонатные, иногда встречаются известняки и доломиты, а также горючие сланцы. Все породы битуминозны, донная фауна в них практически отсутствует, есть лишь представители планктонных организмов — радиолярии, однокамерные фораминиферы. Эти отложения близки доманиковому типу, в качестве представителя которого их иногда и описывают. Весь комплекс признаков отложений, а также их распространение в осевой части впадины дают возможность признать их относительно глубоководное происхождение. Мощность отложений 200—300 м.

К бортовым частям впадины приурочены доломиты и доломитизированные известняки. Мощность этих пород наибольшая (до 500—600 м). Очень показательно, что со стороны впадины доломиты и доломитизированные известняки часто переходят в комковатые и брекчиевидные известняки, а иногда даже в мелкогалечные известняковые конгломераты. Эти переходы, а также

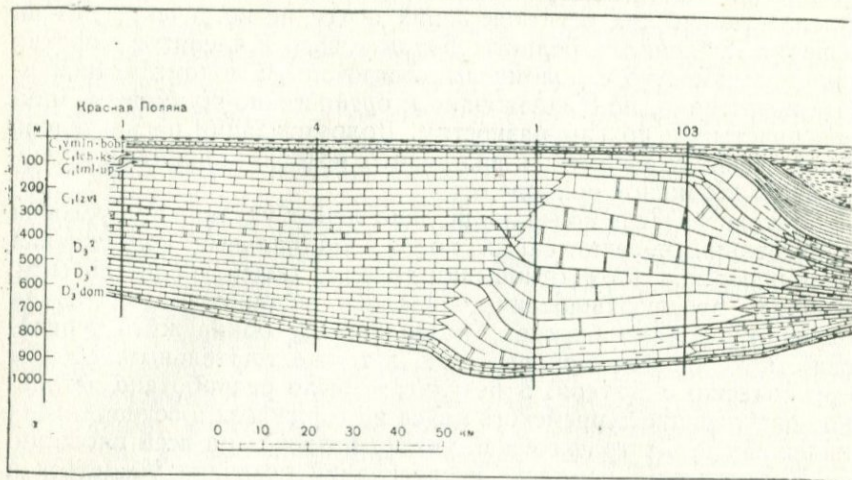
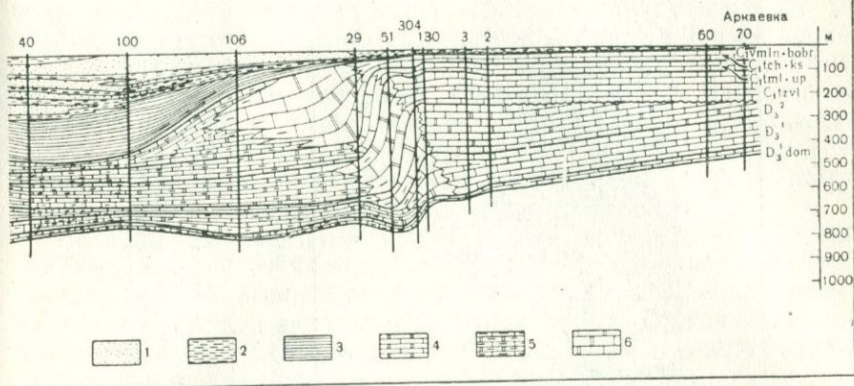


Рис. 89. Профиль через отложения верхнего девона и нижнего карбона по цову, 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки и доломиты с обычной массивные. Более жирные линии внутри профиля отделяют установленные стратиграфиче

соотношения доломитов с другими типами пород и их повышенная мощность, массивность, а также приуроченность к бортовым частям впадины делают очень вероятным предположение о рифовой природе доломитов. Возможно, что первоначально рифы состояли из известняков, а доломитизация их вторичная. В процессе доломитизации была уничтожена и биогермная структура пород, от которой в настоящее время сохранились лишь реликты. С доломитизацией можно связать и образование в кавернах гипса.

Иногда фациальные соотношения разновозрастных пород оказываются еще более сложными. Примером могут служить ордовикские карбонатные и терригенные породы в одном из районов Казахстана (рис. 90). Тщательный фациальный анализ в сочетании с детальным литологическим изучением пород и их переходов в вертикальном направлении позволил и в этом случае восстановить общую картину осадконакопления и ее развитие во времени. Массивные карбонатные породы, принимающие участие в сложении разреза, имеют биогенное происхождение. Это риф, имеющий характер атолла (Львова и др., 1964).

Таким образом, каждый генетический тип представляет сложное сочетание разных пород. Каждая конкретная порода выражает какую-либо частную обстановку осадконакопления или даже деталь этой обстановки, но закономерно входит в парагенез данного генетического типа. Именно поэтому одним из



линии Красная Поляна — Аркаевка в Оренбургской области (по В. Г. Кузнецову, 1968):

слоистостью; 5 — известняки и доломиты тонкослоистые; 6 — известняки и доломиты слонистые горизонты. Цифры над линией профиля означают номера скважин

главных критериев для выяснения условий образования каждого такого звена является выяснение парагенеза, в который данная порода входит.

Правильно изучать фации поэтому нельзя в отрыве от соседних фаций. Только выявление всей их совокупности дает надежные основания для суждения об условиях образования отложений. Так как некоторые отложения, весьма различные по условиям образования, очень похожи друг на друга по литологическим признакам (моренные суглинки напоминают осадки предгорных выносов, а иногда совсем не отличимы от них), главным основанием для их распознавания является парагенез. Если же не обратить достаточного внимания на парагенез, то можно, например, принять за морены грубообломочные накопления триасового возраста в районе средней Волги и в Приуралье. Более тщательные исследования показали, что ледникового комплекса среди триасовых отложений Приуралья нет, а то, что принималось за морены, представляет собой отложения предгорных выносов рек, стекавших с поднимавшегося Урала. Особенно трудной становится задача различия пролювиальных и ледниковых отложений в горных странах, где могут присутствовать и те и другие, а энергичный размыв уничтожает часть отложений, лишая геологов возможности исследовать весь парагенез.

При фациальном анализе по условиям обнаженности геолог далеко не всегда может проследить генетические типы отложе-

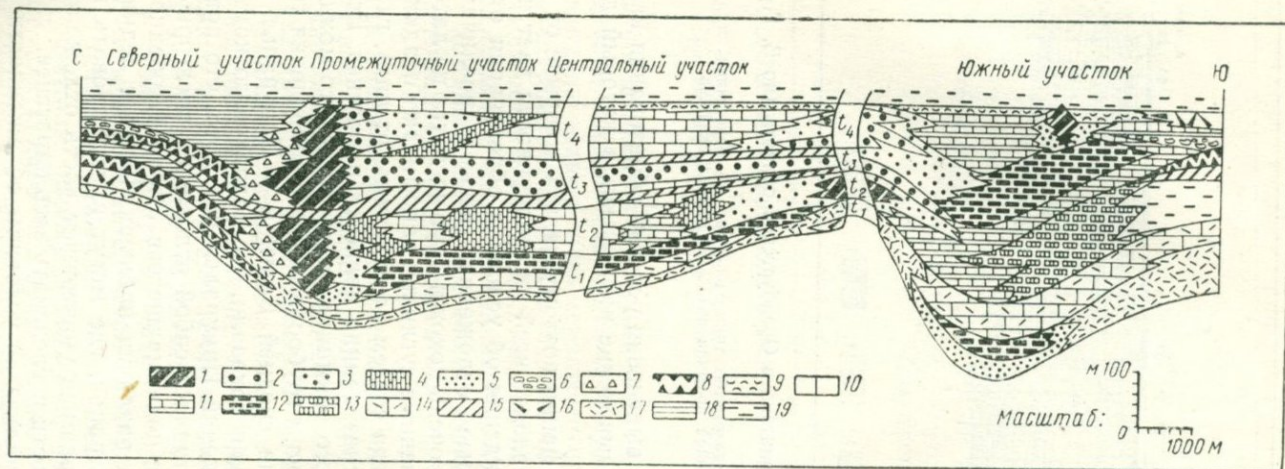


Рис. 90. Литологический профиль через Майлисорский риф в Центральном Казахстане (по Т. Н. Львовой и др., 1964):

1 — водорослевые известняки; 2 — пластовые водорослевые известняки и известковые песчаники; 3 — светлые известковые песчаники; 4 — светлые ступчатые известняки и известковые песчаники; 5 — темные известковые песчаники; 6 — темные слоистые известковые песчаники и гравелиты; 7 — светлые известковые брекчии; 8 — темные известковые брекчии с линзами водорослевых известняков; 9 — крупнодетритовые известняки; 10 — светлые афанитовые известняки; 11 — темные тонкозернистые известняки; 12 — темные пелитоморфные известняки; 13 — черные глинисто-доломитовые известняки; 14 — туффито-глинистые известняки (гирванелловые); 15 — известняки с прослоями известковистых туффов; 16 — известково-туффовая брекчия; 17 — туфы и туффиты; 18 — аргиллиты с прослоями известковых песчаников; 19 — черные однородные аргиллиты; t_1 — t_4 — стратиграфические горизонты

ний на площади и установить характер их перехода в соседние разновозрастные отложения. Если при работе в пределах отдельных месторождений или на их участках, например на шахтных полях, обнаруживается, что изучаемые отложения выдержаны на всей площади и не испытывают существенных изменений до границ исследуемой территории, то необходимо выйти за пределы данного района и посмотреть, что делается с разновозрастными отложениями на соседних площадях. Такие наблюдения особенно важны по отношению к частям разреза, содержащим полезные ископаемые, и к самим рудным пластам. Выяснение их изменений на площади и в глубину является, как известно, одной из главных задач любых геологоразведочных работ.

Если по тем или иным причинам нельзя выйти за пределы непосредственно изучаемого района или отложения обладают исключительной выдержанностью, как например, в некоторых угленосных толщах паралического типа, то приходится ограничиваться изучением вертикальных разрезов и тех изменений, которые все же можно выявить на данной площади.

Изучение парагенеза генетических типов в вертикальном направлении помогает выяснению условий образования слагающих данный разрез пород. Например, циклическое строение разреза, генетически расшифрованное, помогает подойти к выяснению условий образования отдельных частей цикла. Так, в угленосной толще Донецкого бассейна часто между аллювиальными песчаниками, лежащими в основании циклов, и известняками морского происхождения, лежащими в их верхней части, располагаются различные песчано-алеврито-глинистые породы. Генезис одних пород устанавливается довольно определенно, например угольных пластов (болотный генезис) или лежащих под ними ископаемых почв с корешками растений. Генезис других выявляется труднее, например разнообразных пород, лежащих между аллювиальными и болотными отложениями, а иногда и выше угольных пластов, но ниже морских известняков. Зная общую направленность изменения обстановок осадконакопления в циклах Донецкого бассейна, можно предположить, что слои, лежащие под угольным пластом и над русловыми песчаниками, должны принадлежать континентальным генетическим типам. Отложения, располагающиеся выше угольного пласта и ниже морских известняков, вероятно принадлежат к прибрежно-морским или даже собственно морским образованиям. Таким образом, генетическое осмысливание отдельных членов разреза в цикле помогает выяснению условий их образования. При этом нужно постоянно помнить, что изложенный выше путь — это путь косвенного выяснения генезиса, и поэтому сведения, получаемые таким способом, необходимо контролировать данными, полученными на основании непосредственных исследований литологических признаков соответствующих пород. Нужно не забывать, что

наши представления о циклическом строении разрезов обычно гораздо проще и схематичнее действительных природных соотношений, и поэтому всегда при недостаточно осторожном использовании метода циклического анализа легко могут получиться ошибочные заключения.

Если циклическое строение разреза не выражено или циклы не расшифрованы с генетической точки зрения, то использование вертикального парагенеза для выяснения условий образования отдельных его членов становится еще труднее. Но и здесь могут быть получены полезные сведения. Так, положение породы, генетическая принадлежность которой не известна, между двумя другими, условия образования которых известны лучше, помогает выяснить и происхождение данной породы. Например, если между достоверно русловыми песчаниками и болотным комплексом (в угленосной толще) лежат алевролиты и глинистые породы, есть основания предполагать, что они представляют пойменные отложения и т. д. Исследование вертикального парагенеза является важным звеном в генетическом анализе, звеном, которое необходимо всегда использовать. Изучение вертикальных разрезов необходимо связывать с тем, что дает литологическое изучение пород и прослеживание их поведения на площади.

Литогенетический метод. Комплексное исследование признаков и прослеживание изменений разновозрастных отложений на площади с целью выяснения условий их образования давно уже применяется геологами. Отчетливое выражение такой подход получил в «литогенетическом методе», разработанном и примененном сотрудниками угольной группы Всесоюзного института минерального сырья (ВИМС) в ряде угольных бассейнов. Наиболее полно он использован Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949, 1960) при изучении Буреинского бассейна на Дальнем Востоке и некоторых других регионов.

Сущность метода заключается в том, что наблюдения в обнажениях, в керне скважин и в горных выработках подчиняются основному вопросу: как произошла данная порода, данная пачка слоев. Одним из главных условий для получения правильного ответа является выяснение фациальных изменений пород и пачек, т. е. их переходов в пределах того же слоя (на том же стратиграфическом уровне) в другие породы и в пачки иного состава и строения. Эти наблюдения, многократно повторенные в других обнажениях или по керну других скважин, позволяют видеть, что определенные сочетания пород сменяются другими, не менее определенными сочетаниями. Таким путем выявляется сложная картина фациальных замещений одних пород другими. Это в свою очередь дает уже гораздо более надежный материал для осмысливания наблюдаемой картины с генетической точки зрения.

Давыдовой и Гольдштейн были выделены «литогенетические типы пород», под которыми они понимают породы или группы пород, обладающие характерным сочетанием основных признаков, отражающих определенные условия отложения. В Буреинском бассейне «литогенетическими типами» оказались, например, отложения древних русел, отложения паводков (пойм) и др.

Совокупность литогенетических типов пород, фациально замещающих друг друга в горизонтальном направлении и соответственно сочетающихся в вертикальном разрезе, получила название «генетического комплекса». Как правило, такая совокупность литогенетических типов связана общим генезисом (рис. 91). Показанный на рис. 91 комплекс состоит из руслового и пойменного типов пород.

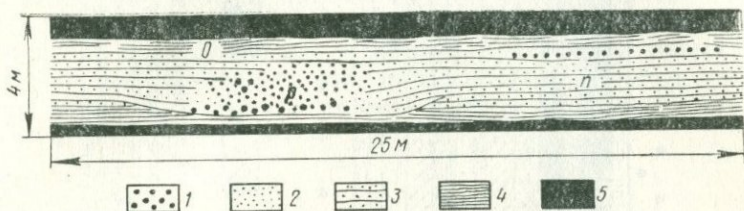


Рис. 91. Схема строения генетического комплекса (по Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн, 1949):

1 — среднезернистые песчаники с примесью мелких зерен (р); 2 — мелкозернистые песчаники (р); 3 — крупнозернистые алевролиты с тонкими прослоями аргиллита (п); 4 — листоватые аргиллиты с многочисленными растительными остатками (о); 5 — уголь; р — русловые, п — пойменные, о — озерные осадки

Поведение генетических комплексов на площади показывает, что определенные их группы связаны фациальными переходами в горизонтальном направлении и, соответственно, в вертикальных разрезах они образуют постоянные парагенетические сочетания. Такие сочетания получили название «генетических ассоциаций». Показанная на рис. 92 ассоциация представляет собой отложения плоских долин межгорной низменности. Выявление и анализ распределения таких и других подобных ассоциаций на площади и по разрезу позволяет восстановить палеогеографическую обстановку и историю ее развития.

Однако ближе всего к познанию условий отложения в рядах

литогенетический тип → генетический комплекс → генетическая ассоциация

удается подойти, когда установлены закономерности распределения фаций на всей площади исследования, выяснена стратиграфия изучаемых отложений и вся геологическая обстановка и геологическая история исследуемого региона. При этом подтвер-

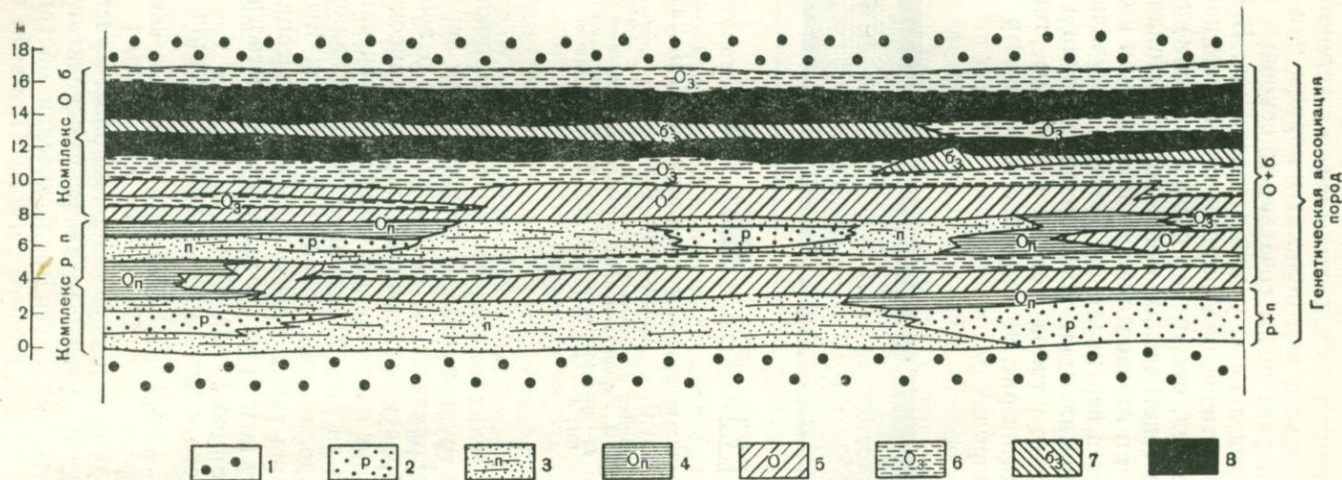


Рис. 92. Схема строения генетической ассоциации (по Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн, 1960):

1 — крупнозернистые песчаники и гравелиты вмещающей ассоциации; 2—4 — отложения руслово-пойменного комплекса (р+п) — 2 — неслоистые мелкозернистые песчаники (отложения русел), 3 — крупные алевролиты с тонкими прослоями аргиллита (отложения паводков), 4 — тонкослоистые алевролиты (отложения заливавшихся озер и стариц); 5—8 — отложения озерно-болотного комплекса (о+б) — 5 — неслоистые мелкие алевролиты и аргиллиты (отложения озер и стариц), 6 — листоватые аргиллиты, богатые растительными остатками (отложения зарастающих озер и стариц), 7 — углистые аргиллиты (отложения заливающихся болот), 8 — угли (болотные образования)

ждаются или опровергаются рабочие гипотезы, появившиеся в начале исследования, а литогенетические типы, комплексы и ассоциации получают объяснение и место в общей восстанавливаемой картине осадконакопления. Выявленные закономерности, получившие генетическое обоснование, становятся направляющими для предсказания возможных изменений там, где это фактически еще не выявлено. Иными словами, появляется возможность прогноза.

Литогенетический метод, примененный при изучении Буренского бассейна, позволил сделать практические выводы о стратиграфическом расчленении толщи и закономерностях распределения в ней угольных пластов.

Сущность литогенетического метода, следовательно, заключается в тщательном прослеживании фациальных изменений на площади в сочетании с наблюдением и истолкованием генетических признаков пород и анализом вертикальной последовательности пород и их сочетаний. При этом выявляются генетически обусловленные сочетания пород разных порядков: от относительно мелких — «литогенетических типов» до крупных тел, получивших название «генетических ассоциаций».

ГЛАВА XXXII

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА. СОСТАВЛЕНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ И ПОЯСНИТЕЛЬНОГО ТЕКСТА

Любое научное исследование можно считать законченным только после того, когда его результаты изложены так, что доступны другим людям, могут быть проверены и использованы для практических или научных целей. В полной мере это относится к палеогеографическим исследованиям. В их итоге составляются фациальные и палеогеографические карты. Они сопровождаются колонками и профилями и обязательно должны иметь объяснительный текст. В нем, кроме пояснений карт и другой графики, дается описание материала наблюдений и обосновывается принятый путь генетического истолкования этих наблюдений.

Отсутствие норм на палеогеографические исследования, как, например, существуют для геологической съемки разных масштабов или на геологоразведочные работы, дает большую свободу в выборе форм представления законченных результатов. В зависимости от задач исследования, количества положенных в его основу наблюдений, детальности обработки, затраченного времени возможны разные варианты. Поэтому даваемые ниже

рекомендации следует принимать лишь как самые общие указания.

Обобщение результатов генетического анализа целесообразно начинать на ранних стадиях исследования. Как уже говорилось, очень важно с самого начала исследований иметь рабочую гипотезу по поводу генезиса отложений. Графический материал (колонки, профили, карты) следует оформлять сразу, как только накопится достаточно данных (желательно еще в полевых условиях). Это помогает правильнее направить дальнейший сбор материала, а также облегчит и ускорит проведение камеральных работ.

В американской литературе существует тенденция выражать результаты генетического анализа главным образом в виде карт. Л. Л. Слосс (Sloss, 1960) предложил составлять серии карт, суммарный анализ которых должен содействовать восстановлению палеогеографической обстановки. При этом допускается, что показатели, изображаемые на картах, имеют количественное выражение и при обработке их может быть использована современная вычислительная техника. Это позволит, по мнению Слосса, в значительной степени автоматизировать процесс палеогеографического анализа.

Ниже рассмотрены виды графического выражения результатов исследования, которые рекомендовали себя на практике и могут быть использованы при работах разного масштаба.

Карты фактического материала. Показ фактического материала, на котором основано изучение, так же важен при палеогеографических работах, как и при любых других видах геологических исследований. Это особенно необходимо потому, что отсутствие норм на обоснование фактическим материалом палеогеографических карт разного масштаба допускает широкие экстраполяции и интерполяции в зависимости от изобретательности автора. Поэтому для изображения положенных в основу наблюдений следует составлять карту (или несколько карт) фактического материала.

Иногда практикуется наносить фактический материал на палеогеографические карты. Кроме значков, показывающих элементы древнего ландшафта, на карты наносят колонки буровых скважин с литологическими обозначениями, места находок фауны и флоры и т. п. Однако часто это загромождает карту, делает ее трудно читаемой, лишает наглядности — необходимого качества любой графики, т. е. в значительной мере обесценивает саму карту. Поэтому целесообразно фактический материал показывать на специальной карте. Масштаб вспомогательных карт может быть меньше, чем у основной палеогеографической карты.

При большом количестве фактического материала (например, при изучении детально разбуренной площади) следует ограничить изображение этого материала и показать только главные

скважины или иные важные точки наблюдений. Скважины и обнажения, которые подвергались особенно подробному генетическому изучению, следует выделять особым значком.

Изображение на картах фактического материала не только пунктов наблюдений, но и стратиграфических колонок, как это рекомендуют некоторые исследователи, должно производиться осторожно, чтобы не загромождать карты и не сделать их трудно читаемыми. Это же касается и нанесения на вспомогательные карты всевозможных других значков. Всегда нужно помнить, что прежде всего карта должна легко читаться.

К картам фактического материала относятся и такие, на которые нанесены результаты замеров падения косой слоистости, ориентировки галек и органических остатков и т. п. Они помогают при генетическом истолковании наблюдений и поэтому составлять такие карты целесообразно.

Литогенетические колонки. Литогенетические колонки отличаются от обычных стратиграфических колонок тем, что на них с помощью условных знаков изображены выясненные (или предполагаемые) обстановки накопления пород. Обычно эти знаки помещают в особой графе рядом с обычной литологической колонкой. Кроме того, на литогенетических колонках можно показать характерные детали, не отражаемые на обычных колонках: типы слоистости, состав и морфологию конкреций и т. п. В общем на колонках можно показать любые литологические признаки. Но при этом не следует забывать, что колонка — это наглядное, т. е. доступное для понимания изображение важных черт разреза. Нельзя перегружать колонки деталями, от которых всегда страдает выразительность, а при чрезмерной перегрузке графическая колонка вообще теряет смысл. К сожалению, литологи, увлеченные результатами своей работы, иногда забывают это элементарное правило и представляют такие колонки, в которых очень трудно разобраться.

В случае необходимости показать детали надо сделать параллельные колонки с таким расчетом, чтобы каждая из них легко читалась. Но и при этом нельзя забывать, что для читателя важны основные доказательства, а не нагромождение деталей. Масштаб колонок может быть различным, так как конкретные условия разнообразны. Существуют колонки всех масштабов: от 1:10 000 (в 1 см 100 м) до 1:10 и 1:5, а иногда при особенно детальных работах их составляют в натуральную величину (для тонкослоистых пачек). Нередко целесообразно составлять для большей части разрезов колонки относительно мелкого масштаба — скажем, 1:1000 или 1:500, а для отдельных важных в генетическом отношении и показательных частей разреза в более крупном масштабе, например 1:50.

Фациальные профили. Назначение фациальных профилей — показать изменения изучаемых отложений в определенных на-

правлениях. Для этого выбирают сечения, по которым имеется достаточно материала и которые иллюстрируют условия образования изученного разреза.

Техника составления разрезов примерно такая же, как и обычных геологических профилей, с той разницей, что часто на фациальных профилях не показывают тектонических нарушений — складок и разрывов, выравнивая эти профили по какому-либо опорному горизонту, который принимается за горизонтальную поверхность. Ряд примеров таких профилей приведен в предыдущей главе (см. рис. 87, 89, 90). На профилях можно показать фактический материал, с помощью которого они составлены: буровые скважины, горные выработки, обнаженные участки разрезов и т. п. Напомним, что в русской геологической литературе уже на первом фациальном профиле, опубликованном Н. А. Головкинским в 1868 г., был использован этот прием (см. рис. 4). К сожалению, часто фациальные профили приходится составлять с большим искажением вертикального масштаба против горизонтального. Горизонтальный масштаб меняется в широких пределах и целиком определяется назначением работы и имеющимися фактическими данными. Очень полезно показывать линию профиля на одной из карт (например, на карте фактического материала).

Условные знаки подбираются к профилям с таким расчетом, чтобы они легко читались и было соответствие между знаками на колонках, профилях и картах. При соблюдении этого условия читателю удобно сопоставлять все эти материалы между собой. Иногда на профилях, как и на картах, одними знаками обозначают литологический состав пород, а другими — обстановки их накопления. Особенно целесообразно это делать при использовании цветных знаков — в таком случае можно наносить литологию черными значками, а обстановки показывать в цвете. Именно такой способ был использован коллективом авторов монографии, посвященной условиям накопления угленосной толщи Донецкого бассейна (Жемчужников и др., 1959, 1960). Если нельзя использовать цветные условные обозначения, то лучше стараться не перекрывать одних черных значков другими, в этом случае профили, как впрочем и всякая другая графика, очень теряют в наглядности.

Вообще при выборе условных знаков и оформлении колонок и профилей полезно иметь в виду, что каждому автору собственный графический материал кажется гораздо более простым и ясным, чем читателю, не знакомому с этим материалом. Поэтому перегруженная графика, понятная ее автору, может быть совсем не доходчивой для непривычного к этому материалу взгляда.

Кроме литогенетических колонок и фациальных профилей, являющихся обычными видами графики, по ходу работы может явиться необходимость составления всякого рода других схем,

колонок и т. п. Число их и содержание определяются конкретными условиями работы.

Фациальные карты. В геологической литературе фациальные карты понимаются по-разному. Связано это с различиями в употреблении термина «фация». В этой книге в соответствии с принятым определением фации (гл. II) фациальными называются такие карты, на которых показаны взаимные переходы разновозрастных отложений (пород) и генетическое истолкование этих переходов (рис. 93). Фациальные карты, следовательно, связаны с литологическим составом пород, а кроме того, содержат и определенные генетические данные. Поэтому они могут служить основанием для составления палеогеографических карт.

На фациальных картах целесообразно показывать только достоверные данные. Интерполяции на них желательно применять в ограниченной степени, а экстраполяции лучше вообще не допускать.

Фациальные карты не следует смешивать с литофациальными картами. На литофациальных картах обычно показывают только распространение типов пород данного стратиграфического отрезка. Наконец, существуют и литологические карты, показывающие распространение литологических типов пород на данной площади независимо от их возраста и условий образования. Если литологическая карта составлена для определенного стратиграфического горизонта, она становится литофациальной картой данного стратиграфического горизонта. Если на ней изображены и условия образования соответствующих пород, то карту можно называть просто фациальной картой этого стратиграфического горизонта.

Выбор территории для составления карт. Площадь, для которой намечено составление фациальных, а затем и палеогеографических карт, определяется задачами работы. Чаще всего фациальные карты составляются для площади, на которой установлено или предполагается присутствие полезного ископаемого.

Выбор масштаба. Масштаб фациальных и палеогеографических карт определяется детальностью имеющегося фактического материала, количеством точек наблюдений на данной площади и полнотой вскрываемого ими разреза. Чем детальней этот материал, тем масштаб может быть крупнее. Масштаб карты зависит также от степени фациальной устойчивости разреза. Чем разрез более устойчив, т. е. чем меньше он изменяется, тем масштаб может быть мельче. Масштаб зависит от количества карт, которые предполагается составить для изучаемого стратиграфического интервала. Если карт составляется много, лучше выбирать масштаб более крупный. Далее, масштаб зависит и от размеров площади, на которой производится исследование. Если территория большая, лучше для удобства

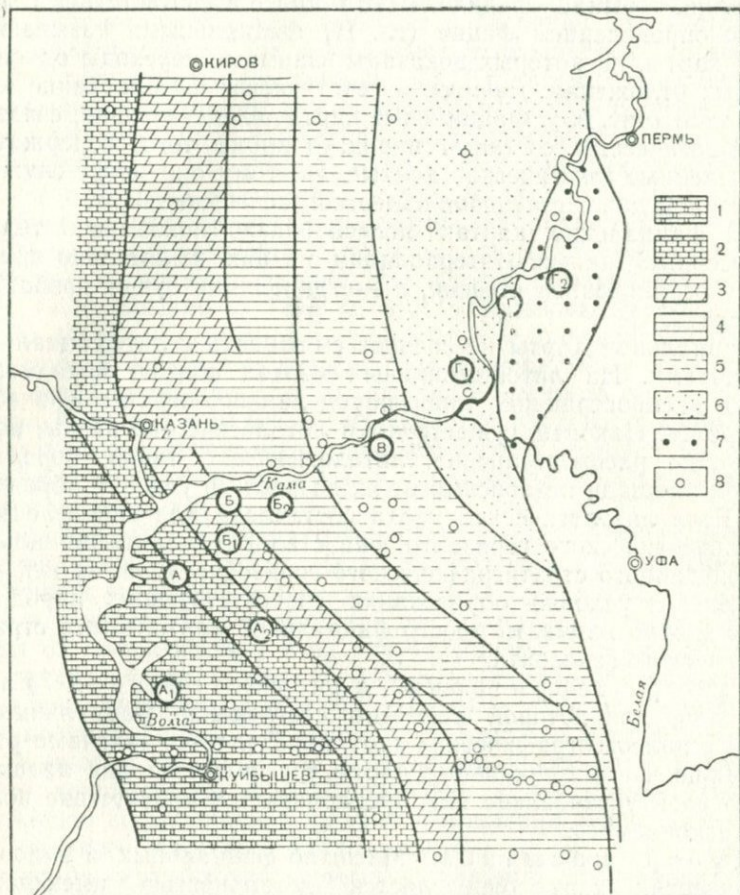


Рис. 93. Фациальная карта нижнеказанского подъяруса Волго-Уральской области (по Н. Н. Форшу, 1955):

А — зона морских карбонатных отложений: подзона А₁ — 1 — доломиты составляют более 90% мощности подъяруса; подзона А₂ — 2 — переслаивание известняков, доломитов, мергелей, глин с преобладанием известняков. Б — зона морских карбонатных и терригенных отложений: подзона Б₁ — 3 — переслаивание мергелей, известняков, доломитов, серых глин и песчаников со значительным преобладанием мергелей; подзона Б₂ — 4 — переслаивание серых глин, песчаников, мергелей, известняков со значительным преобладанием серых глин. В — зона прибрежно-морских, лагунных и континентальных отложений: 5 — переслаивание серых и красноцветных глин и песчаников со значительным преобладанием красноцветных глин. Г — зона континентальных отложений: подзона Г₁ — 6 — переслаивание красноцветных глин и песчаников; подзона Г₂ — 7 — переслаивание красноцветных глин, песчаников и конгломератов с преобладанием глин и песчаников, 8 — об-
нажения

обозрения карт масштаб выбирать более мелкий. Масштаб определяется степенью общей геологической изученности данной территории. В качестве общего указания можно принять, что масштаб палеогеографических карт может быть таким же, как и масштаб новейшей сводной геологической карты для той же территории (Алескерова и др., 1960).

На выбор масштаба влияют, конечно, задачи исследования. Чем более подробная карта требуется (особенно это касается изображения распределения генетических факторов, контролирующих полезные ископаемые), тем и масштаб должен быть крупнее.

При выборе масштаба должна учитываться нагрузка карт. Основное назначение карты (любой, а не только фациальной), это дать наглядное, т. е. легко читаемое и легко понимаемое, графическое изображение распространения обстановок осадконакопления и соответствующих им отложений. Поэтому всегда масштаб надо выбирать таким, чтобы эта задача была осуществима. Нельзя брать такой масштаб, при котором один знак лепился бы на другой.

Для разных участков изученной территории можно составлять карты разных масштабов: для всего района в более мелком, а для более изученных и более важных участков — в более крупном масштабе.

Выбор стратиграфического интервала. При составлении фациальных и палеогеографических карт прежде всего выбираются стратиграфические отрезки, для которых эти карты должны быть сделаны. Этот выбор — далеко не легкая задача. Если разрез мощный и в ходе его изучения выявились четкие генетические различия между его отдельными частями, то возможно составление серии карт, отображающих эти различия. Непременным условием при этом является четкое стратиграфическое сопоставление отрезков, для которых составляются отдельные карты, на всей изображенной территории.

Если разрез по вертикали меняется незначительно, то достаточно ограничиться одной или немногими картами.

Если какие-нибудь части разреза представляют собой интерес в силу заключенных в них полезных ископаемых или важных фациальных изменений, то целесообразно составить для этого интервала отдельную карту, хотя бы стратиграфический объем его был небольшой. Однако необходимо, чтобы и в данном случае стратиграфическое выделение этой части разреза и его сопоставление на площади были правильными. Без уверенности в этом (притом уверенности, основанной на фактическом материале) карты для детальных стратиграфических отрезков лучше не делать.

Содержание фациальных карт. Как уже говорилось, фациальные карты отображают фактический материал и

его истолкование. На них прежде всего наносят области распространения отложений данного стратиграфического горизонта и показывают их литологический состав. Это не представляет трудностей, если горизонт представлен одной породой и фациально замещается на площади другой однородной породой. Чаще изучаемый горизонт представлен несколькими породами. В таком случае изображение литологического состава становится труднее. Возможны различные варианты решения этой задачи в зависимости от конкретных условий. Например, могут быть составлены схематизированные стратиграфические колонки данного стратиграфического интервала и на них показано очень приблизительно, конечно, относительное значение основных типов пород, слагающих этот интервал в данном месте.

Некоторые авторы показывают на карте условными знаками среднее арифметическое из мощности пород, принимающих участие в сложении данной части разреза (В. Крумбейн и Л. Слосс, 1960). Однако такое изображение не разъясняет условий образования соответствующих отложений.

На фациальные карты можно наносить и другие данные, содействующие выяснению условий образования. Так можно нанести места находок фауны и флоры, замеры направлений косой слоистости, а при большом числе таких замеров — розы замеров или применять другие способы изображения обобщенных данных вплоть до составления самостоятельных карт.

Если необходимо показать на фациальных картах одновременно литологический состав и условия образования, всегда возникает вопрос о том, как это совместить. Наиболее правильно литологию наносить черными условными знаками, а условия образования — цветными знаками поверх черных значков литологии. В случае невозможности использования двух цветов нужно по возможности разгрузить карту и показывать на ней только самое важное. Перегруженная, плохо читаемая карта чрезвычайно проигрывает, как бы она ни была хороша и обоснована по существу. Кроме того, нужно осмотрительно выбирать условные знаки для одноцветной карты: они должны быть разнообразными не только по начертанию, но и по степени густоты (темноты). Густота имеет часто гораздо большую выразительность, чем вид знака. Например, штриховка, направленная в разные стороны, но с одинаковой толщиной линий будет менее выразительной, чем штриховка, направленная в одну сторону, но с разной толщиной и густотой линий.

Можно также рекомендовать показывать литологический состав точками и другими знаками, имеющими характер крапа, а обстановки накопления изображать сплошными штриховыми линиями разной толщины и разной густоты (с разными расстояниями между линиями). Обязательные рекомендации в этом отношении едва ли целесообразны; решающее значение имеет

опыт автора карт и чертежников, которым поручается их окончательное выполнение.

Палеогеографические карты. Сущность палеогеографических карт. Палеогеографические карты отличаются от фациальных двумя особенностями: 1) основное назначение палеогеографических карт — показать распределение на площади

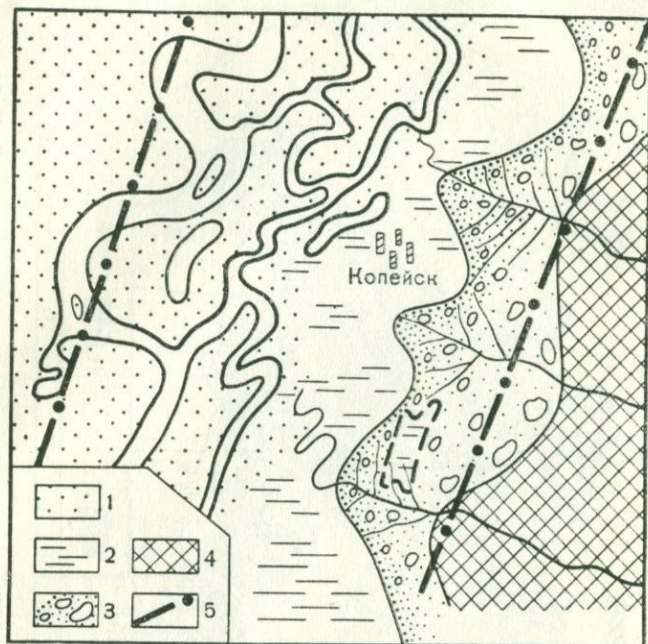


Рис. 94. Палеогеография Копейского месторождения Челябинского бассейна для времени накопления продуктивной коркинской свиты (по Г. Ф. Крашенинникову, 1957):
1 — область осадков речных русел; 2 — область главных болот;
3 — конусы выноса и пролювиальный шлейф; 4 — контур окраины восточной области сноса; 5 — современные границы Челябинского грабена

физико-географических обстановок для соответствующего отрезка времени, поэтому изображение на них типов пород не обязательно; 2) на палеогеографических картах можно показывать физико-географические условия не только для той территории, по которой имеется непосредственный материал, но и осуществлять далекую экстраполяцию. При этом используются выявленные в ходе работы общие закономерности распределения физико-географических обстановок и, в частности, связь их с тектоническими структурами.

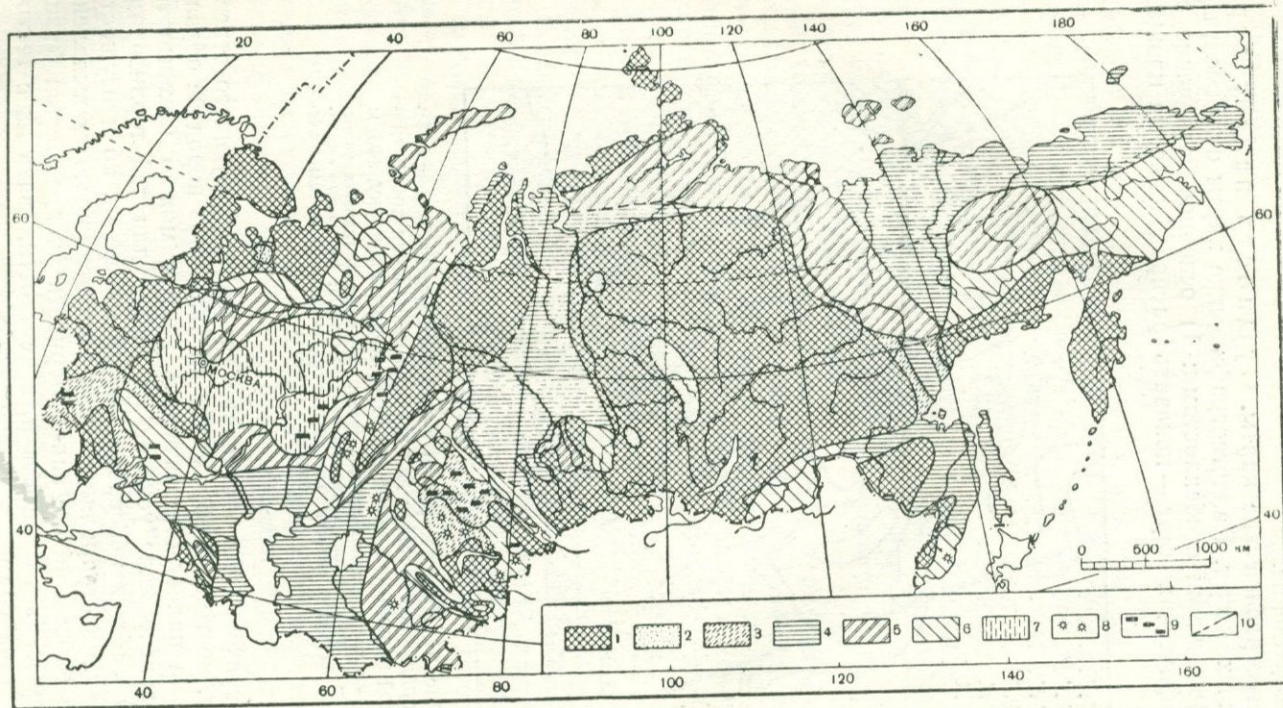


Рис. 95. Палеогеография территории СССР в визейский век и ранний намюр (по О. Л. Эйнору и др., 1960):
 1 — суша; 2 — низменности, межгорные равнины, дельты (с накоплением осадков); 3 — чередование морских и континентальных условий; 4 — море (без детализации); 5 — открытое море (с накоплением карбонатных осадков); 6 — прибрежное и островное море (с преимущественным накоплением терригенных осадков); 7 — прибрежное и островное море в начале века, открытое море — в конце; 8 — районы вулканической деятельности; 9 — угли, углиستость; 10 — границы палеогеографических зон

В Всесоюзное литологическое совещание (1961) приняло следующее определение палеогеографической карты: «Палеогеографическая карта показывает распространение физико-географических обстановок для данного отрезка времени в геологическом прошлом»¹.

Размеры территории, для которой составляются палеогеографические карты, могут быть разными: от сравнительно небольших участков (рис. 94) до земного шара в целом. Существующие карты по их масштабам можно разделить на следующие основные группы.

1. Карты мира. Масштаб от 1:25 000 000 и мельче. Служат такие карты общим задачам исторической геологии и для самого общего прогноза возможного размещения групп полезных ископаемых, главным образом связанных с различными палеоклиматическими зонами.

2. Карты материков или их крупных частей. Масштаб 1:2 500 000 — 1:25 000 000. Помимо научного значения, такие карты служат для более конкретного прогноза, чем карты мира (рис. 95).

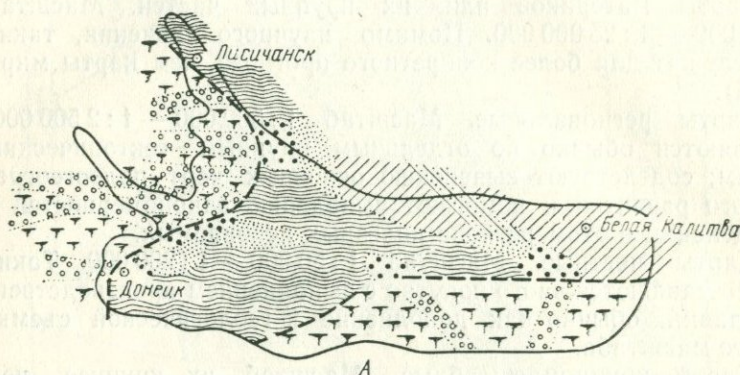
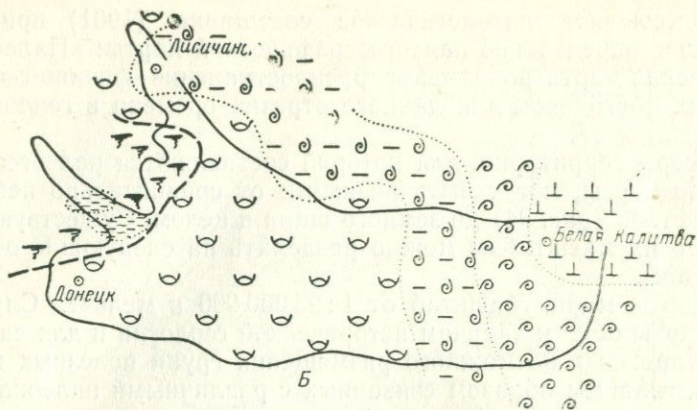
3. Карты региональные. Масштаб 1:500 000 — 1:2 500 000. Составляются обычно по отдельным крупным тектоническим регионам; содействуют выяснению основных черт палеогеографического развития и помогают выявлению закономерностей в распределении в этом регионе полезных ископаемых.

4. Карты местные. Масштаб 1:50 000 — 1:200 000. Такие карты составляются часто попутно с выполнением производственных заданий, обычно как дополнение к геологической съемке крупного масштаба.

5. Карты крупномасштабные. Масштаб их крупнее, чем 1:50 000. Служат конкретному прогнозу размещения и возможного изменения качества полезного ископаемого.

В палеогеографических картах (это относится и к фациальным картам) нет такой прямой зависимости между масштабом и детальностью, как на картах геологических или топографических. Вызвано это главным образом тем, что детальность палеогеографической карты определяется не только ее масштабом, но и величиной стратиграфического интервала, для которого она составлена. На рис. 96 приведены карты, составленные для двух моментов одного цикла угленакопления в Донецком бассейне. Таких циклов в угленосной толще этого бассейна несколько сотен. Ясно поэтому, что хотя формально масштаб этих карт мелкий — примерно 1:3 000 000 (в 1 см 30 км), по существу они являются примером очень детальных палеогеографических карт.

¹ Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Новосибирск, 1963, стр. 20.



30 0 30 60 90 км

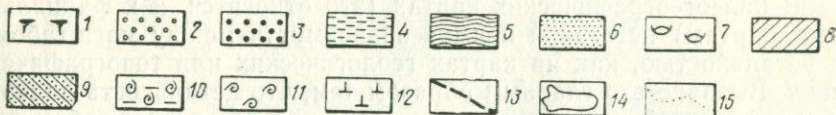


Рис. 96. Палеогеография Донецкого бассейна для времени накопления цикла с угольным пластом I_6 . А — до углеобразования (регрессивная часть цикла), Б — после углеобразования (трансгрессивная часть цикла) (по Л. Н. Ботвинкиной, 1956):

1—2 — континентальные обстановки — 1 — болотные, 2 — речные; 3—7 — обстановки, переходные от континентальных к морским — 3 — речные выносы (подводная дельта), 4 — приморские озера, 5 — мелководная зона волновой ряби лагуны и заливов, 6 — косы, пересыпи, бары, 7 — глинистые отложения лагуны и заливов с солоноватоводной фауной; 8—12 — морские обстановки, 8 — зона волнений прибрежной части моря, 9 — зона морских течений, 10 — преимущественно мелкоалевритовые морские осадки (с редкой угнетенной морской фауной); 11 — глинистые морские осадки (с морской фауной), 12 — глинисто-карбонатные морские осадки (с морской фауной); 13 — предполагаемое положение береговой линии; 14 — контур открытой части Донбасса; 15 — границы обстановок

Сильно различаются карты и отрезками времени, для которых они составляются: от очень небольших промежутков, отвечающих времени накопления отдельного слоя, до обобщенных карт, отвечающих целым геологическим периодам. При этом чем короче отрезок времени, для которого составлена карта, тем более точной она является.

На палеогеографических картах приходится показывать физико-географические обстановки не только на площадях, где они обоснованы непосредственным фактическим материалом, но и там, где они предполагаются. Например, на основании косвенных соображений можно предполагать, что в эпоху накопления угленосной толщи Кузнецкого бассейна в области современного Кузнецкого Алатау была расчлененная область сноса, а в области современного Салаира, если и была суша, то низкая, слабо расчлененная. Она почти не поставляла обломочного материала. Эти соотношения показаны на палеогеографической карте (рис. 97). На фациальных картах гипотетические положения показывать не следует. На палеогеографических картах наоборот, можно показывать распространение физико-географических обстановок там, где соответствующие отложения находятся на большой глубине, а также там, где они раньше, вероятно, существовали, но впоследствии были размыты.

Если составители карт ограничены объемом и числом карт (например, при подготовке их к изданию), то приходится объединять фациальную карту с палеогеографической. Получаются литолого-палеогеографические карты, как, например, в атласе карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1961—1962) или новом атласе литолого-палеогеографических карт СССР (1967—1969). На объединение фациальной и палеогеографической карт целесообразно идти и при недостатке фактического материала. При этом желательно показывать разными знаками площади, для которых имеются более или менее достоверные данные, и площади с предполагаемым распространением обстановок или типов отложений.

Значение геологических карт для составления палеогеографической карты. При составлении палеогеографических карт большую помощь оказывают геологические карты соответствующих территорий, так как между геологическим строением (изображенным на геологических картах) и палеогеографическим развитием территории всегда имеется зависимость. Особенно это касается соотношений между тектоникой и палеогеографией.

Учет складчатой структуры. При составлении палеогеографических карт в складчатых областях возникает вопрос, насколько сократилась площадь первоначального распространения отложений в результате последующей складчатости. При сложной интенсивной складчатой структуре это сокра-

палеогеографических картах можно показывать, как уже говорилось, достаточно обоснованные данные и гипотетические.

Если в ходе исследования составляется фациальная карта, то масштаб палеогеографической карты может быть таким же или более мелким. Если фациальная карта не составляется или на ней не показан фактический материал, то для изображения этого материала следует составлять отдельные карты. При подборе условных знаков к палеогеографической карте и установлении степени ее нагруженности следует не забывать об основном правиле — обеспечения хорошей читаемости карты.

Палеогеографические карты иногда рассматриваются в качестве основного отчетного материала по выполненным генетическим исследованиям. Это не вполне верно. Скорее основным отчетным материалом при таких исследованиях нужно считать степень обоснованности палеогеографических построений, изображенных на карте. Только объективные и поддающиеся проверке фактические данные могут быть полноценным отчетным материалом по выполненному генетическому анализу, а не только палеогеографические карты, в которых всегда заложены, и нередко в значительной степени, субъективные взгляды исследователя.

Фациальные и палеогеографические карты являются не единственным, а в ряде случаев и не главным результатом выполненных исследований. Генетический анализ должен обязательно — по самой сути — сопровождаться всесторонним и тщательным геологическим описанием разрезов и литологическим изучением слагающих его пород. Поэтому главным основанием таких исследований являются не карты, а тщательно описанные разрезы и подробная литологическая характеристика пород. Только при этом можно оценить достоверность генетических построений автора (или авторов) и обоснованность карт. Необходимо также иметь в виду, что подробные литологические описания разрезов имеют объективную ценность и могут быть использованы любым исследователем независимо от того, каких взглядов на происхождение данных отложений он придерживается.

Методика составления литофациальных карт. За последние годы литолого-фациальные, или литофациальные, карты получили довольно широкое распространение. Поэтому остановимся кратко на том, как они составляются.

Прежде всего выбирается стратиграфический интервал, для которого предполагается выявить «литофации». Этот интервал должен иметь ясную верхнюю и нижнюю границу на всей подлежащей исследованию площади. После этого во многих точках исследуемой территории определяется количественный состав пород, слагающих изучаемый стратиграфический отрезок. Проще всего состав определяется по суммарной мощности слоев соответствующих пород. При этом все породы разреза сводятся

щение может составлять заметную величину. Так, при среднем угле наклона слоев в 30° площадь сокращается, примерно, на 12%. При покровной структуре, как, например, в Западных Аль-

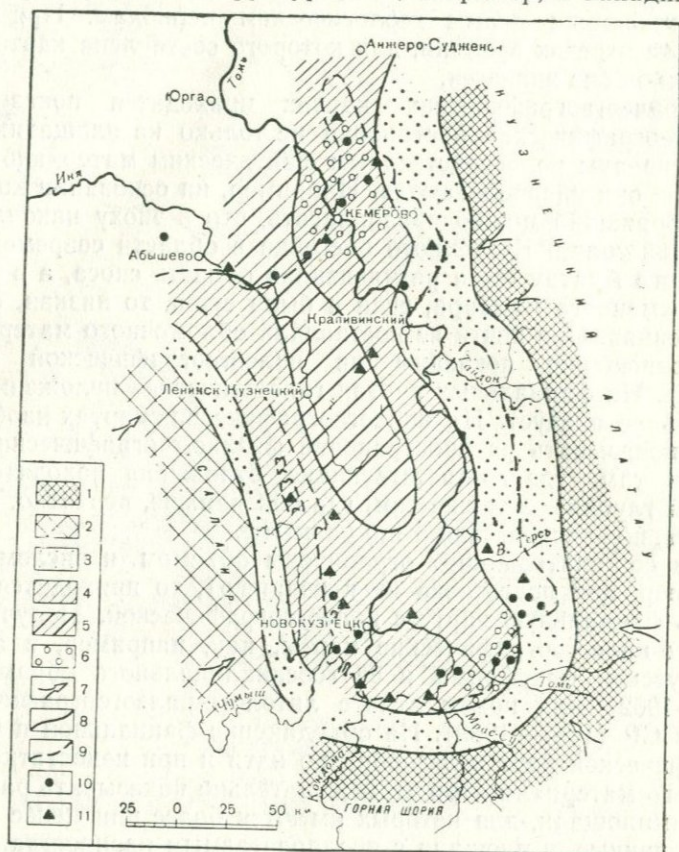


Рис. 97. Палеогеография Кузнецкого бассейна для времени накопления кемеровской свиты (по А. Н. Волковой, 1963):

1 — горная сухая; 2 — низменная сухая; 3 — чередование обстановок аллювиальных равнин, заболоченных равнин, болот и прибрежных частей бассейна (озера); 4 — чередование обстановок бассейна (озера), заболоченных равнин и болот (преобладают песчано-алевритовые осадки бассейна — озера); 5 — чередование обстановок бассейна (озера), заболоченных равнин и болот (преобладают глинистые осадки бассейна — озера); 6 — области распространения песчаного материала, вынесенного в бассейн (озера) реками (конусы выноса рек); 7 — направление сноса; 8 — границы палеогеографических обстановок; 9 — внешняя граница современного распространения балахонской серии (которой подчинена кемеровская свита); 10 — главные разрезы, описанные автором; 11 — разрезы, использованные по литературным данным

пах, перемещение фациальных зон может составлять десятки километров.

Содержание палеогеографических карт. На

к трем группам: обломочным, глинистым и нетерригенным (карбонатные породы и др.)¹. Соотношения между тремя группами пород выражаются в процентах, причем за 100% принимают общую мощность изучаемого отрезка. Используя метод треугольника, эти соотношения изображаются графически. Вершины треугольника отвечают 100% содержания каждого из трех компонентов, а противолежащие каждой вершине стороны — отсутствию соответствующего компонента. Внутренняя площадь треугольника делится на поля и каждое поле покрывается

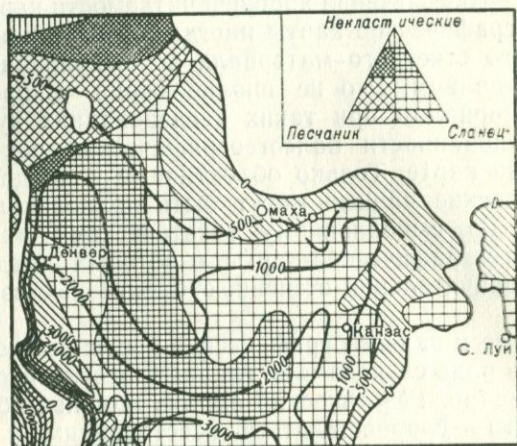


Рис. 98. Карта литофаций пенсильванской системы одного из районов центральной части США (по В. К. Крумбейну и Л. Л. Слоссу, 1960). На карте, кроме литофаций, нанесены изопакиты (сечение изопакит в футах)

условным знаком (см. рис. 98). Когда для каждой точки наблюдений вычислены процентные соотношения между породами разреза и результаты нанесены на треугольник, то и, следовательно, каждая точка получила тот или иной условный знак в соответствии с полем треугольника. Затем точки наносят на карту, проводят границы между полями и покрывают поля условными знаками, такими же, как и на треугольнике. Получается карта литофаций исследованного стратиграфического интервала (рис. 98).

Карты литофаций могут оказать известную помощь при решении некоторых практических вопросов, например, о распределении коллекторов нефти и горючих газов в отложениях тех

¹ В зависимости от состава изучаемого разреза и назначения карт можно выбрать и другую комбинацию трех групп пород.

стратиграфических отрезков, для которых они составлены. Генетическое значение карт, составленных по такому методу, очень невелико.

Текстовая часть. Законченное палеогеографическое исследование должно сопровождаться пояснительным текстом. В нем должен найти отражение весь фактический материал, полученный в результате исследований, и даны развернутые доказательства генетических выводов, сделанных на основании этого материала.

Фациальные и особенно палеогеографические карты обычно не содержат в себе ясных доказательств правильности изображенных на них построений. Лучше всего на отдельной карте показать фактический материал. Кроме того, фактический материал должен быть разъяснен в тексте, так как сами «точки наблюдений» мало говорят о количестве и качестве того, что в них можно было наблюдать. Особенно это касается буровых скважин. Здесь нужно прежде всего указать выход керна, его сохранность, глубину скважин, условия залегания слоев. Наиболее характерные отрезки разрезов можно дать в виде послойного описания. Если фактический материал разнородный, это нужно отметить в пояснительном тексте и показать количество материала того и другого качества.

Вторая, еще более ответственная, задача текстовой части заключается в том, что именно в ней с помощью графических приложений должны быть доказаны принятые автором генетические построения. Эта часть текста является по существу объяснительной запиской к литогенетическим колонкам, профилям и картам. Здесь дается в максимально сжатом виде обоснование выделенных генетических типов, фаций и их комплексов. При этом целесообразно использовать зарисовки и фотографии слоистости и других текстур, условий захоронения органических остатков, характера контактов между слоями, видов размывов и всех других признаков, имеющих в конкретных условиях важное генетическое значение.

Если вопросы стратиграфического сопоставления изученных отложений являются дискуссионными, то в текстовой части следует дать обоснование принятой схемы сопоставления. Вообще стратиграфии в тексте надо уделить серьезное внимание, поскольку от этого зависит в значительной степени и убедительность генетических и палеогеографических построений, приведенных автором.

Полезно начать работу над текстом объяснительной записки палеогеографических карт в поле, отведя для этого специальные дни. Это поможет выяснить еще в поле, какие стороны в генетических построениях являются менее обоснованными и, следовательно, особенно нуждаются в дополнительном сборе материала.

Норм на палеогеографические исследования не установлено.

Пояснительный текст можно строить по-разному, в зависимости от конкретных условий работы. В качестве приблизительной схемы можно наметить такой план.

1. *Введение.* Задачи исследования. Краткий очерк предшествующих работ, в которых освещался генезис изучаемых отложений и палеогеографические обстановки их накопления.

2. *Краткий геологический очерк.* Как неоднократно отмечалось, генезис любых отложений и их палеогеография всегда связаны с геологической историей соответствующей территории и ее тектонической структурой. Кроме того, геологические условия района влияют на характер получаемого фактического материала. Например, не безразлично, горизонтально залегают слои или они дислоцированы. Поэтому именно вначале очень важно дать геологическую характеристику исследованного региона. Это значительно облегчит дальнейшее изложение фактического материала и обоснование палеогеографической карты.

3. *Использованный фактический материал.* Содержание этого раздела изложено выше (стр. 332).

4. *Обоснование выделенных генетических типов, фаций и их комплексов.* Этот раздел главный в текстовой части. Его содержание приведено также выше (стр. 333).

5. *Описание карт.* Этот раздел тесно связан с предыдущим. В нем дается краткое описание составленных фациальной и палеогеографической карт, а если их несколько (когда карты составлены раздельно для разных стратиграфических интервалов), то дается описание эволюции палеогеографической обстановки во времени. Разделы четвертый и пятый должны подвести читателя к последнему разделу.

6. *Выводы.* Здесь излагаются основные положения, вытекающие из выполненной работы; обратить особенное внимание следует на практическое значение исследований.

ГЛАВА XXXIII

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Генетический анализ должен иметь практическую направленность. Возможности его в этом отношении разнообразны.

При обзорных работах, когда палеогеографические исследования выполняются на обширных территориях, одним из основных является вопрос, к какому типу литогенеза относятся данные отложения — ледовому, гумидному, ариднему или вулканогенно-осадочному. Решение этого вопроса позволит определить, на какие полезные ископаемые можно рассчитывать. Так, с гумидным типом связаны коры выветривания, бокситы, угли, железные и марганцевые руды и др. С аридным типом — соли, медные и свинцово-цинковые осадочные руды и т. д. Таким образом, выявление

даже общих черт палеогеографической обстановки прошлого (при непременно условии, конечно, что это сделано правильно) дает возможность наметить территории, благоприятные для поисков тех или иных видов полезных ископаемых. Хорошим примером являются атласы литолого-палеогеографических карт СССР и его частей, практическое значение которых заключается в том, что они дают основание для планирования региональных поисковых работ.

Более детальные генетические исследования, осуществляемые для сравнительно небольших территорий и в крупном масштабе, помогают установить связь между изменениями свойств полезного ископаемого — его мощности, качества, поведения на площади — с палеогеографической обстановкой накопления. Это, в свою очередь, помогает выявлению направлений, в которых можно ожидать наиболее благоприятных условий для постановки поисковых и разведочных работ.

В каждом из типов литогенеза свойственные для него полезные ископаемые распределены закономерно, приурочены к определенным физико-географическим условиям. Так, коры выветривания особенно свойственны пенепленам, угли встречаются главным образом на аллювиальных равнинах, в лагунной и дельтовой областях во влажном климате, месторождения солей следует ожидать в лагунной области в сухом климате и т. д.

Следует иметь в виду, что нельзя основывать прогнозные рекомендации только на результатах одного генетического анализа. Необходим учет тектонических структур, а также всей истории геологического развития данного региона, поскольку для практических целей важны не только условия возникновения данного вида полезного ископаемого, но и вся дальнейшая история его преобразований и изменений вплоть до наших дней. Таким образом, при выяснении размещения полезных ископаемых осадочного происхождения генетический анализ является важным, но не единственным звеном в ряду связанных с этим исследований.

На нескольких примерах покажем практическое значение генетического анализа.

Ископаемые угли. Угленосные отложения относятся к двум основным палеогеографическим типам: лимническому и паралическому. Первые образуются в континентальных условиях в речных долинах, озерах, межгорных котловинах (см. стр. 66). Вторые связаны с прибрежно-морскими обстановками, а именно с дельтами, лагунами, лиманами (см. стр. 214). Для каждого из этих типов обстановок характерен свой комплекс генетических типов отложений, выяснение которых имеет практическое значение.

Угольные пласты в отложениях лимнического типа обычно характеризуются меньшей выдержанностью на площади, чем в отложениях паралического типа, поэтому паралический тип более перспективный, чем лимнический. Однако встречаются и исключе-

ния. Объясняются они тем, что на выдержанность угольных пластов, кроме палеогеографической обстановки, влияет и ряд других причин, в том числе режим колебательных движений во время накопления угленосных осадков. Если эти движения охватывали однозначно обширные территории, получались более выдержанные угольные пласты даже при лимническом типе накопления, если же движения имели более местный и дифференцированный характер, то и в паралическом типе могли возникать сравнительно мало устойчивые пласты угля. Поэтому учета одной палеогеографической обстановки недостаточно для правильной оценки угленосности.

Более подробные исследования помогают решению вопросов, касающихся закономерностей поведения на площади угольных пластов. Выяснено, что среди юрских отложений на Урале, в Казахстане, во многих районах Средней Азии и Забайкалья широко распространены лимнические угленосные толщи, заключающие подчас важные в промышленном отношении угольные пласты. Эти месторождения образовывались в обстановках межгорных котловин, заполнявшихся озерными, аллювиальными и пролювиальными осадками. Торфяники, давшие впоследствии угольные пласты, располагались в зонах заболачивания между русловыми зонами рек и пролювиальным шлейфом. Если центральные части котловин были заняты озером, то интенсивное заболачивание приурочивалось к периферической зоне озер. Выяснение деталей палеогеографической картины позволяет выявить наиболее перспективные участки для поисковых работ, а также направить разведочные работы в те стороны, где можно ожидать улучшения качества угольных пластов. При приближении к русловым осадкам и к конусам выноса качество углей, как правило, становится хуже, при этом в сторону конусов выноса обычно более резко, чем в сторону речных осадков. Самым хорошим качеством угли обладают обычно в центральных частях древних торфяников или в зонах, примыкающих к озерам. Зная детальную палеогеографическую обстановку, можно предсказывать направления изменения качества угольных пластов.

В угольных бассейнах паралического типа выяснение детальной палеогеографической картины также помогает выявлению направлений поисковых работ. Например, выяснение расположения областей сноса обломочного материала в среднекаменноугольное время для территории Донецкого бассейна и перехода угленосных осадков в морские помогает прогнозу наиболее перспективных площадей. Они располагаются между областью выноса терригенного материала с одной стороны и областью накопления морских осадков с другой. Причем оптимальные для углеобразования обстановки не оставались неизменными. Детальные палеогеографические исследования позволили выяснить историю развития процессов угленакопления в Донецком бас-

сейне и наметить для каждого из промежутков времени свои, наиболее благоприятные в этом отношении территории.

Нефть и природные горючие газы. Нефтематеринскими породами в ряде случаев являются морские отложения неритовой группы. Если так, то для общего прогноза нефтеносности полезно знать, в каких частях разреза данной территории располагаются неритовые отложения. Дальнейшее их исследование должно показать, имеют ли они признаки, позволяющие рассматривать их как нефтематеринские.

Для многих нефтяных месторождений характерны так называемые «зональные залежи». Форма их определяется генезисом пород, в которых эти залежи образуются. Таковы огромные по своим размерам месторождения нефти и газа в рифовых массивах (см. стр. 166). Нередко залежи образуются в песчаниках, представляющих ископаемые бары, речные русла и другие генетические тела. В частности, на Русской платформе в некоторых местах выяснена рукавообразная форма залежей нефти, отчетливо напоминающая речные русла (рис. 99). Фациальный и генетический анализ помогает в подобных случаях выявлению закономерностей распределения вмещающих нефть и горючий газ отложений, а следовательно, содействует пониманию закономерностей распределения полезного ископаемого.

Для концентрации нефти и газа в породах большое значение имеют коллекторские свойства этих пород, тесно связанные с генезисом. Следовательно, генетический анализ, выясняя происхождение коллекторских свойств и их изменение на площади и по разрезу, помогает определению

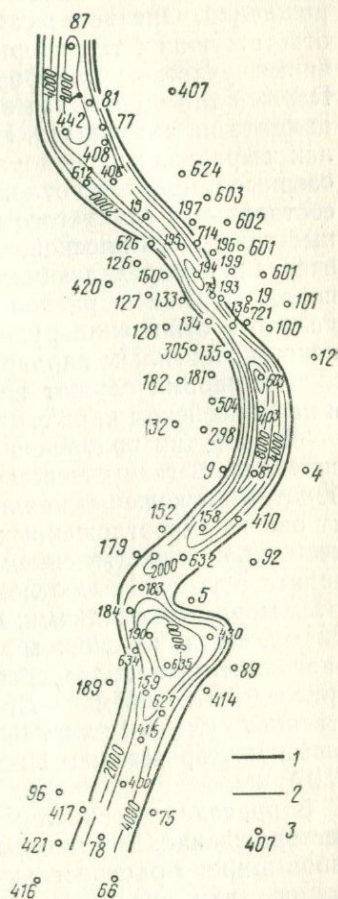


Рис. 99. Контур распространения песчаного пласта на Покровском месторождении нефти Волго-Уральской области (по Н. И. Марковскому, 1965):

1 — граница пласта; 2 — линии равных значений пьезопроводности в нем; 3 — буровые скважины и их номера

возможностей и условий разработки нефтяных и газовых месторождений.

Бокситы. Бокситы — главная руда алюминия. Известно несколько основных палеогеографических типов бокситовых месторождений. Они тесно связаны с тектоническим положением соответствующих территорий (Горецкий, 1960). В пределах устойчивых участков платформ выделяются два основных типа. Первый тип образуется во впадинах пенепленизированного фундамента на антеклизах. Иногда они могут сохраниться и в пределах выравненных водоразделов. Для этого типа характерны озерные и болотные отложения, преимущественно пестроцветные, состоящие из глинистого материала каолинитового состава. Рудные тела здесь плоской, линзовидной формы, иногда сложных очертаний, определяющихся деталями рельефа подстилающих пород, формой и расположением древних размывов. В минеральном отношении руды преимущественно гидраргиллитовые, качество их сильно варьирует.

Примерами служат некоторые месторождения в Казахстане и на Енисейском кряже.

Второй тип приурочен к окраинным частям платформенных синеклиз. В генетическом отношении это лагунные, озерные и болотные отложения каолинитового и кварцевого состава. Состоят они из переотложенных продуктов коры выветривания. В более глубоких частях синеклиз бокситоносные породы могут переходить в угленосные отложения, а сверху они часто перекрываются морскими осадками. Рудные залежи имеют пластообразную форму, состав их сложный и изменчивый. Они представлены гидраргиллитом, в более древних месторождениях к нему может присоединяться бёмит. Примерами служат месторождения восточного склона Урала, Южноукраинские месторождения, некоторые месторождения Индии, Австралии, прибрежных равнин США.

В пределах геосинклинальных областей развиты иные типы месторождений. Так, в окраинных частях геосинклинальных прогибов широко распространены месторождения рифогенно-котловинного или карстово-рифогенного типов. Для них характерны слоистые и массивные карбонатные отложения рифового и лагунного происхождения с горизонтами переотложенных продуктов выветривания, в которых главным образом и залегают рудные тела. Приурочены они, как правило, к основаниям трансгрессивных пачек, располагаясь нередко непосредственно на закарстованном фундаменте подстилающих рифовых известняков. Рудные тела довольно устойчивы по составу и имеют пластообразную форму с очень неровной нижней границей. Они представлены бемитом и диаспором, иногда корундом. Примерами их являются палеозойские месторождения Северного Урала, Салаира, месторождения в Румынии, Венгрии и Югославии.

Приведенная характеристика показывает значение палеогеографического фактора в образовании бокситовых месторождений, а следовательно, в распределении и в изменениях качества рудных тел на площади. Поэтому детальное выяснение палеогеографической обстановки позволяет обоснованнее направлять поисковые и разведочные работы.

Железные руды. Значение палеогеографических исследований для направления поисковых и разведочных работ на осадочные руды железа особенно ясно показано в работах Н. М. Страхова (1947, 1960).

Железные руды встречаются в разных генетических типах отложений: в корях выветривания, аллювиальных и озерно-болотных, дельтовых, лагунных и морских образованиях. Особенности локализации руд существенно разные в каждом из этих типов.

Железные руды коры выветривания представляют сложный комплекс. Сюда относятся руды, залегающие собственно в коре выветривания и представляющие результат перераспределения железа внутри коры грунтовыми водами. Почти во всех случаях железные руды привязаны к ультраосновным породам. Хорошо известным примером служат руды латеритного типа тропических стран (см. стр. 40). В СССР достоверных месторождений этого типа не установлено.

Аллювиальные месторождения железных руд были выявлены Л. Н. Формозовой (1959) среди олигоценовых отложений Северного Приаралья. Генетически с ними тесно связаны и дельтовые накопления железных руд, известные в том же районе. Вмещающими породами руд аллювиального генезиса служат песчаники и алевролиты, рудные залежи имеют лентообразные формы залегания. В дельтовом типе рудные тела имеют форму наклонных линз, вмещают их глинистые алевроиты и алевроитовые глины. Рудными минералами в обоих типах являются гидрогетит, шамозит и сидерит.

Озерно-болотные железные руды характерны для современной эпохи. Они широко распространены в северной таежно-подзолистой зоне (север европейской части СССР, Финляндия, Швеция, Дания). В геологическом прошлом такие месторождения встречались довольно часто. Они приурочены к впадинам и котловинам частью эрозионного, частью тектонического происхождения. Руды — сидеритовые, гидрогетитовые, гематит-шамозит-сидеритовые. Примером служит Халиловское месторождение на Урале, ряд месторождений Казахстана, Енисейского края и др. Размещение рудных тел внутри котловин очень разнообразно.

Наибольшее практическое значение имеют морские железные руды, связанные или с лагунной обстановкой, или с более открытыми частями моря, но всегда приуроченные к прибрежной и мелководной его зоне. Лагунные типы руд часто ассоциируются

с угленосными толщами паралического типа, располагаясь главным образом около угольных пластов. По минеральному составу это главным образом сидеритовые руды. Современного аналога этого типа мы, по-видимому, не имеем. Описанные руды известны в Англии и Рурском бассейне ФРГ.

В морских условиях железное рудонакопление также весьма разнообразно, причем главными являются оолитовые гидрогетит-сидеритовые руды. Намечается два генетических ряда: терригенный и известняковый. В первом случае оолитовые руды,

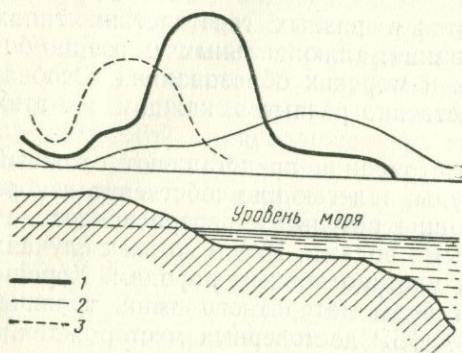


Рис. 100. Отношение областей преимущественного накопления бокситов, железных и марганцевых руд к береговой линии моря (по Н. М. Страхову, 1963):

1 — контур железных руд; 2 — контур марганцевых руд; 3 — контур бокситов

начинаясь в зоне морских песков, протягиваются затем в зону алевроитов и выклиниваются в зоне глин. Максимальное рудотложение в этом ряду располагается главным образом в зоне между песчано-алевритовыми и более тонкозернистыми отложениями. Примерами служат плиоценовые руды Керченского полуострова Крыма, красные железняки основания верхнего девона западного склона Урала, юрские минеттовые руды Франции и ФРГ.

В карбонатном ряду слабо известковые песчаники быстро переходят в известковые алевролиты и затем в известняки. Железные руды, начинаясь в песчаниках, заканчиваются в известняках (верхнесилурийские клинтонские руды США).

Детальные палеогеографические исследования позволили также выявить, что излюбленными участками оолитовых железных руд являются заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии. Нередко они накапливались в западинах дна. С этим связана их изменчивая мощность, а также и то, что эта мощность оказывается иногда больше мощности синхронных с рудами песчаников, накапливавшихся на более приподнятых элементах рельефа дна.

Сравнивая обстановки накопления бокситов, осадочных железных руд и осадочных месторождений марганца, мы видим, что максимальное накопление бокситов располагается еще в пределах континента, лишь краем захватывая область шельфа (рис. 100). Максимум формирования железных руд сдвинут по сравнению с бокситами в сторону моря; он приурочен к области

перехода от суши к морю. Марганцевые месторождения сдвинуты еще дальше в море. Максимум рудонакопления отмечается в относительно открытой части шельфа. Закономерность распределения описанных руд объясняется различной геохимической подвижностью соединений этих трех элементов: наименьшая подвижность у алюминия, наибольшая — у марганца.

В заключение еще раз подчеркиваем, что при использовании генезиса отложений для решения практических задач необходимо принимать во внимание и все другие геологические факторы.

Изложенное выше показывает, что суть генетического анализа заключается в выяснении условий образования пород, выявлении палеогеографических обстановок, при которых шло образование осадков, и в изучении истории развития этих обстановок во времени. В результате устанавливаются закономерности изменений состава, строения и других свойств изучаемых отложений на площади и в вертикальном направлении. Поскольку такой анализ охватывает находящиеся в разрезе полезные ископаемые, он имеет большую практическую ценность. Правильно выясненная палеогеографическая обстановка позволяет предсказать, какие виды полезных компонентов могут оказаться среди изучаемых отложений.

Генетический анализ — задача ответственная и довольно сложная. В этой книге нет готовых рецептов для определения генезиса пород и восстановления палеогеографической обстановки. Фациальный анализ — это главный методический прием генетического анализа, а фации — основные звенья в этом анализе.

Генетический анализ требует знания того, где и как осадки накапливаются в современных условиях. Этому вопросу и посвящены второй, третий и четвертый разделы книги.

В пятой части разбираются вопросы, связанные с влиянием тектонических движений на формирование фаций.

Методика генетического анализа, рассмотренная в шестой части, подводит к самостоятельным исследованиям. Конечно, в книге не исчерпаны все существующие в настоящее время приемы такого анализа. Много полезных сведений можно найти в сводных работах и в учебных пособиях, в нашей геологической литературе о результатах палеогеографических исследований отдельных территорий и в атласах литолого-палеогеографических карт.

Развитие генетических исследований поможет их усовершенствованию. Важно, в частности, разработать методику восстановления строения, состава и рельефа древней суши, расположения гидрографической сети, так как с ними связаны поиски древних россыпей, а также различного рода впадин на континенте, к которым бывают приурочены месторождения рудного и нерудного сырья. Важно научиться восстанавливать рельеф древнего дна морей. Требуется дальнейшего усовершенствования

методика определения солености, состава солей и глубин древних водоемов. Необходимо развертывание палеоэкологических исследований. Все это вызывает необходимость продолжения изучения современных осадков на суше и особенно на морском дне. Геохимические исследования на службе палеогеографии должны преодолеть еще много затруднений и главное — важно научиться отличать седиментационные соотношения от диагенетических и эпигенетических.

Нужно стремиться, чтобы одной из главных задач генетического анализа стал прогноз размещения и состава полезных ископаемых. Только при этом палеогеографические исследования оправдают затрачиваемые на них труд, время и средства.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Мат. для геологии России, т. XXV, 1912.

Атлас тектонических, фациальных и других карт Западно-Сибирской низменности. Госгеолтехиздат, 1956.

Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской РСР. Укр.ССР, Киев, 1960.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (под ред. В. Д. Наливкина, А. Б. Ронина, В. Е. Хаина), ч. I, II. М. — Л., 1960—1962.

Атлас карт угленакпления на территории СССР (гл. ред. И. И. Горский). Изд-во АН СССР, М. — Л., 1962.

Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии. Мезозой и кайнозой (гл. ред. Г. Х. Ликштейн, П. С. Славин и О. В. Барташевич). Гос. геол. ком. СССР, 1964.

Атлас палеогеографических карт СССР. Каменноугольный период (гл. ред. О. Л. Эйно). АН Укр. ССР, Киев, 1965.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. I—IV. М., ГУГК, 1967—1969.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1. Обломочные и глинистые породы. Госгеолтехиздат. М., 1962, ч. 2. Карбонатные породы. «Недра», М., 1969.

Банковский В. А. Фацции отложений среднего и верхнего карбона Донецкого бассейна. Автореф. канд. диссерт. Киев, 1955.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.

Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Ж. «Природа», 1942, № 2.

Бельская Т. Н. Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, население и осадки. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. LXXXII. М., 1960.

Берлин Т. С. и Хабаков А. В. О различиях электрокинетических потенциалов карбонатных осадочных горных пород различного генезиса и состава. Ж. «Геохимия», 1961, № 3.

Берлин Т. С., Некрасова О. И. Применение физико-химических методов для изучения карбонатных горных пород в литологической лаборатории ВСЕГЕИ. Булл. науч.-техн. информации, № 56, 1962.

Бобринский В. М., Букачук П. Д., Бургеля Н. К. и др. Палеогеография Молдавии. Изд-во «Карта Молдовеняска», Кишинев, 1965.

Бокситы, их минералогия и генезис. Сб. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Брод И. О. и Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд-во МГУ, М., 1953.

Брунс Е. П. К литологии песчано-глинистой толщи C_1 Боровичского района. Изв. Ленингр. геологического геод. треста, № 2—3 (7—8), 1935.

Ботвинкина Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. «Наука», М., 1965.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН, вып. 156. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Валяшко М. Г. Геохимия галогенеза. Тр. Геол. факультета МГУ к XX сессии Международ. геол. конгресса. М., 1961.

Варенцов И. М. и Формозова Л. Н. Осадочные руды железа и марганца (опыт геохимического и формационного исследования). Тр. ГИН АН СССР, вып. 70, М., 1962.

Вассоевич Н. Б. Слоистость и фации. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.

Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.

Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии, ч. 1, 2. М. — Л., 1935.

Волкова А. Н. Условия накопления балахонских свит Кузнецкого бассейна. Ж. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 3.

Вялов О. С. и Флеров К. К. Ископаемые следы позвоночных в третичных отложениях Предкарпатья. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1952.

Габрильян Р. А. О типоморфных разностях циркона, рутила, турмалина и ставролита меловых отложений западного погружения Нуратинских гор. Вopr. геологии Узбекистана, вып. 3. Ташкент, 1962.

Ганешин Г. С., Корнутова Е. И. и др. Карта четвертичных отложений СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.

Геккер Р. Ф. Примеры палеоэкологического изучения осадочных толщ. Литологический сб. 1. Гостехиздат, 1948.

Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957.

Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, М., 1963 (Сб. посв. 60-летию Л. В. Пустовалова).

Голубцов В. К. и Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Изд-во АН БелорусССР, Минск, 1961.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та минер. сырья (ВИМС), вып. 5 (нов. серия), М., 1960.

Гортиков В. М. и Малиновская Н. П. Электрокинетический потенциал природных карбонатов кальция. Коллоидный журнал, 1936, т. 2, вып. 5.

Гриднев Н. И. Природа окраски руслового аллювия Среднеазиатских рек. Узбекский геологический журнал, 1962, № 2.

Давыдова Т. Н. и Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Бурейнском бассейне. Госгеолгиздат, М., 1949.

Данбар К. и Роджерс Дж. Основы стратиграфии (пер. с англ.). М., 1962.

Данчев В. И. О методике изучения цвета осадочных горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.

Данчев В. И. Значение количественного определения цвета пород при изучении осадочных месторождений урановых руд. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.

Дилакторский И. К. К вопросу о строении керогена. Изв. АН Эст. ССР, серия физ.-мат. и технич. наук, 1960, № 2.

Дилакторский И. К. и др. Опыт применения седиментологического анализа. Изв. АН Эст. ССР, серия физико-мат. и техн. наук, 1961, № 2.

Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников. Мат. ВСЕГЕИ, полезные ископаемые, сб. 4. Госгеолиздат, 1948.

Дядченко М. Г. и Хатунцева А. Я. Случай образования глауконита в континентальных условиях. Зап. Всес. Минер. общ., серия № 2, ч. 85, вып. 1, 1956.

Жемчужников Ю. А. и Яблоков В. С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений. Тр. лаборатории геологии угля, вып. 5. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1956.

Закономерности угленакопления на территории Западного Донбасса. Изд-во лит. по горному делу, М., 1963.

Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковского ун-та, 1959.

Зеккель Я. Д. О палеогеоморфологии. Изв. ВГО, 1958, № 4.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. «Наука», М., 1966.

Иванова Е. А. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Тр. Палеонтологического ин-та АН СССР, т. XXI. Изд-во АН СССР, 1949.

Иванова И. Н. В. Условия обитания двустворчатых моллюсков из верхнепалеозойских угленосных отложений юга Западной Сибири и сопредельных районов. Автореф. канд. диссерт. Изд-во МГУ, 1969.

История геологического развития Русской платформы и ее обрамления (под ред. А. П. Виноградова, В. Д. Наливкина, А. Б. Ронина и В. Е. Хаина). «Недра», М., 1964.

Казаринов В. П. О генезисе кварцевых песков в Западной Сибири. Докл. АН СССР, т. 49, № 6, 1945.

Камышева-Елпатьевская В. Г. О прижизненных повреждениях раковин юрских аммонитов. Уч. зап. Саратовского ун-та, т. XXVIII, вып. геол., 1951.

Камышева-Елпатьевская В. Г. и Иванова А. Н. Некоторые данные по палеоэкологии и тафономии юрской и меловой фауны Саратовского Поволжья. Уч. зап. Саратовского ун-та, т. XXXVII, вып. геол., 1953.

Карпова Г. В. Литология и палеогеография араукаритовой свиты западной части Донецкого бассейна. Автор канд. диссерт. Харьков, 1955.

Карякин Л. И. и Логвиненко Н. В. Замечания по поводу статьи М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой «Случай образования глауконита в континентальных условиях». Зап. Всес. Минер. общ., серия 2, ч. 85, вып. 3, 1956.

Коссовская А. Г. и Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.

Крашенинников Г. Ф. Источники, перенос и отложение осадков Рейна (Исследование тяжелых минералов речных песков в бассейне Рейна). Новые книги за рубежом, № 12, 1954.

Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.

Крашенинников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. Сб. «Вопросы седиментологии». Докл. советских геологов к VI Международному конгрессу по седиментологии. М., 1960.

Крашенинников Г. Ф. Некоторые вопросы современной методики палеогеографических исследований. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.

Кузьмичева Е. И. и Шаля А. А. Органогенные образования в отложениях неокма Центрального Крыма. Изв. высш. учебн. заведений, серия геол. и развед., 1962, № 12.

Кутузова В. В. и Розанов Н. М. К вопросу о стратиграфии юрских отложений Ферганской впадины. Сб. «Геология и нефтегазоносность Средней Азии». Тр. ВНИГРИ, вып. XXX. Гостоптехиздат, М., 1961.

Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. «Недра», Л., 1968.

Лазаренко А. А. Степень выветрелости полевых шпатов в аллювии системы Днепра и обуславливающие ее причины. Докл. АН СССР, т. 141, № 1, 1961.

Леонтьев О. К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря. В кн.: «Морские берега». Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, т. VIII. Таллин, 1961.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 81, 1936.

Литолого-формационный метод (тезисы докл.). Комиссия по осад. породам АН СССР. М., 1964.

Личков Б. Осадкообразование, его причины и следствия. Ж. «Почвоведение», 1944, № 1.

Логвиненко Н. В. Основы методики исследования осадочных пород. Харьков, 1962.

Львова Т. Н., Дементьев П. К., Иванов Д. Н., Кисляков Я. М. Строение рифогенных отложений в нижнем палеозое Северного Казахстана. Мат. по региональной тектонике СССР. «Недра», М., 1964.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии, т. 1—2. М., 1866.

Македонов А. В. Конкреции воркутской свиты (опыт применения конкреций для изучения осадочных толщ). Автореф. канд. диссерт., М., 1954.

Македонов А. В. Некоторые закономерности географического размещения современных конкреций в осадках и почвах. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.

Македонов А. В. Парагенезис углей и конкреций воркутской серии Печорского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол. 1957, № 8.

Македонов А. В., Енцова Ф. И., Иванова Л. Н. и др. История угленакопления в Печорском бассейне. «Наука», М. — Л., 1965.

Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. «Недра», М., 1966.

Марковский Н. И. Палеогеографические условия размещения крупных залежей нефти (на примере нижнего карбона Русской платформы). «Недра», М., 1965.

Маслов В. П. Биогермы и водоросли как указатели фаций. Геол. сб. № 7—8. Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1961.

Материалы по палеогеографии и литологии. Тр. ВСЕГЕИ, Л., в. I, 1956; т. 72, 1962; т. 110, 1967.

Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Ж. «Наука и техника». Минск, 1966.

Методическое руководство по геокриологической (мерзлотной) съемке. Изд-во АН СССР, 1961.

Методы изучения осадочных пород, т. I и II. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. «Наука», Л., 1968.

Методы палеогеографических исследований (сб. 1). «Недра», М., 1964.

Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Тр. V Всес. литол. совещ. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1963.

Наливкин Д. В. Пески и течения. Вестн. геол. комитета, 2, № 7, 1927.

Наливкин Д. В. Флиш — континентальные отложения. Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.

Организм и среда в геологическом прошлом. «Наука», М., 1966.

Очев В. Г. О климате триасового периода на юго-востоке европейской части СССР. Изв. Высш. уч. зав., серия геол. и развед., № 6, 1960.

Палеогеография центральной части Советской Арктики. Тр. научн.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 150. «Недра», Л., 1967.

Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 8, 1954.

Полканова Л. П. К стратиграфии моласс Южной Ферганы. Тр. ВНИГРИ, вып. XXX. Сб. «Геология и нефтегазоносность Средней Азии». Гос-топтехиздат, М., 1961.

Преображенский И. А. и Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений). М., 1954.

Пустовалов Л. В. Условия осадконакопления в верхнепермскую эпоху. Ж. «Проблемы советской геологии», 1937, № 11.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Автореф. докт. диссерт. Геол. ин-т АН СССР, М., 1964.

Региональная палеогеография. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 12. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Сб. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, М., 1956.

Ронов А. Б. и Ханн В. Е. История осадконакопления в среднем и верхнем палеозое в связи с герцинским этапом развития земной коры. Ж. «Советская геология», 1957, № 58.

Ронов А. Б. и Ханн В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое. Региональная палеогеография. Докл. советских геологов XXI сессии Международ. геол. конгресса. Проблема 12. М., 1960.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ, Л., 1947.

Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. Вест. ЛГУ, 1948, № 7.

Рухин Л. Б. и Рухина Е. В. Меловые отложения Ферганской котловины (стратиграфия, литология). Л., 1961.

Рухина Е. В. Округленность галек в современном аллювии р. Лабы. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 1, 1950.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1961.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. «Недра», Л., 1967.

Слосс Л., Крумбейн В., Делпз Э. Комплексный фациальный анализ. Сб. «Осадочные фации в геологической истории» (пер. с англ.). ИЛ, М., 1953.

Смирнов Г. А. Косая слоистость песчаников угленосной толщи нижнего карбона на восточном склоне Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1952.

Смирнов Г. А. и Смирнова Т. А. Мат. к палеогеографии Урала. Фаменский век. Тр. Горн. геол. ин-та, вып. 60. Свердловск, 1961.

Спиро Н. С. и Грамберг И. С. Роль геохимических исследований в палеогеографии Арктического бассейна. Сб. «Региональная палеогеография». Докл. советских геологов XXI сессии Международ. геол. конгресса. Проблема 12. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. т. I и II. Гос-топтехиздат, Л., 1958.

Соболевская В. Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Изд-во АН СССР, М., 1951.

Совещание по осадочным породам. Докл., вып. 1 и 2. М., 1952 (в. 1), 1955 (в. 2).

Сочава А. В. Красноцветы мела Средней Азии. «Наука», Л., 1968.

Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований. Изд-во МГУ (ротапринт), М., 1963.

Стадников Г. Л. Глинистые породы. Изд-во АН СССР, М., 1957.

Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.

Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.

Страхов Н. М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Гостехиздат, М., 1963.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, в. 185. «Наука», М., 1968.

Теоретические вопросы динамики морских берегов. (Научн. сообщ. по программе XX междунар. геогр. конгресса.) «Наука», М., 1964.

Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбаса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.

Тихвинская Е. В. Труды Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы мезозойских отложений Русской платформы, 1956.

Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. «Недра», М., 1967.

Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. «Недра», Л., 1967.

Феофилова А. П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 140. М., 1966.

Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., 1962.

Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей северо-востока СССР. Сб. 1. Сиб. отд. АН СССР. Тр. Сев.-вост. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 3. Магадан, 1963.

Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). Изд-во МГУ, 1965.

Фролов В. Т. О ритмичности строения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклиория. Сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд-во МГУ, 1964.

Хельквист Г. А. Зональные нефтяные залежи и методика их разведки. Гостехиздат, 1944.

Херасков Н. П. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений. Сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского. Вопросы литологии и стратиграфии». Изд-во АН СССР, М., 1951.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. «Недра», Л., 1967.

Чикризов Г. С. Палеогеография Средней Азии в силурийском периоде. Тр. САГУ, нов. серия, вып. 125. Ташкент, 1958.

Шатский Н. С. О марганценовых формациях и о металлогении марганца. Вулканогенно-осадочные марганценовые формации. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд-во АН СССР, М., 1951.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. «Недра», Л., 1969.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород (пер. с англ.). М., 1950.

Щербакова М. Н. К вопросу о ритмичности геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений. Ж. «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 1.

Яблоков В. С. и Яблоков А. В. Как проникли валуны и гальки в угольные пласты. Ж. «Природа», 1961, № 3.

Ager D. V. Paleocology. (An introduction to the study of how and where animals and plants lived in the past). New-York, S.Francisco, Toronto, London, 1963.

Bowen R. Measurement of paleotemperatures of the Upper Aptian of Mozambique, Africa, and Middle Cretaceous paleoclimatology. American Journ. of Science, № 6, 1963.

Brinkmann R. Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. Geol. Rundschau, Bd. 43, 1955.

Cailleux A. Distinction des galets marins et fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France, vol. 15, 1945.

Cronoble W. R. and Mankin C. J. Genetic significance of variations in the limestones of the Coffeyville and Hogshooter formations (Missourian), Northeastern Oklahoma. Journ. of Sediment. Petr., vol. 33, № 1, 1963.

Depositional environments in carbonate rocks. A symposium (Friedman G. M., ed.). Soc. of Econ. Paleontol. and Mineralog., Spec. publ. № 14. Tulsa, 1969.

Friedman G. M. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Journ. of Sedim. Petr., vol. 31, № 4, 1961.

Häntzschel W. Lebensspuren als Kennzeichen des Sedimentationsraumes. Geologische Rundschau. Bd 44, H. 3, 1955.

Hoppe G. Die Schwermineralien der tertiären Sande des Geiseltales. Geologie, № 6, 1959.

Hoppe G. Zur Morphologie des akzessorischen Zirkons. Berichte der Geol. Gesellsch. der DDR. Bd. 6, H. 1 (1961). Berlin, 1962.

Kalterherberg G. Über Ablagerungsfüge in grobklastischen Sedimenten. Neues Jahrb. Geol. u. Paläont., Abh. 104. Stuttgart, 1956.

Krumbein W. C. Statistical analysis of facies maps. Journ. of Geol., v. 63, № 5, 1955.

Kuenen Ph. Sand — its origin, transportation, abrasion and accumulation. Geol. Soc. South Africa. Trans. and proceed. Annex. to vol. 62. Johannesburg, 1959.

Kühn-Velten H. Subaquatische Rutschungen im höheren Oberdevon des Sauerlandes. Geol. Rundschau, Bd 44, H. 1, 1955.

Kürsten M. Zur Frage der Geröllorientierung in Flussläufen. Geol. Rundschau, Bd 49, H. 2, 1960.

Logan B. W. and oth. Classification and environmental significance of algal stromatolites. Journ. of Geology, vol. 72, № 1, 1964.

Lombard A. Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris — Liege, 1956.

Packham A. Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones. Amer. Journ. of Science, № 11, 1954.

Plessmann W. Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. (Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im Westalpinen Flyschbecken von San Remo). Geol. Jahrb., Bd 78, 1961.

Potter P. E. and Olson J. S. Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior basin: geological application. Journ. of Geol., vol. 62, № 1, 1954.

Potter P. E. and Pettijohn F. J. Paleocurrents and basin analysis. Berlin, 1963.

Probleme salinarer Formationen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 105, Teil 4, 1953.

Raup O. B. and Miesch A. T. A new method for obtaining significant average directional measurements in cross-stratification studies. Journ. of Sedim. Petr., vol. 27, № 3, 1957.

Sloss L. L. Dapples E. C., Krumbein W. C. Lithofacies maps. An atlas of the USA and Southern Canada. New-York — London, 1960.

Teichmüller R. Ueber Küstenmoore der Gegenwart und die Moore des Ruhrkarbons. Geol. Jahrb., Bd. 71, 1955.

Termier H. et Termier G. Erosion et sédimentation. Introduction à la géologie générale et à la paléogéographie. Paris, 1960.

Treatise on marine ecology and paleoecology. Vol. 2. Paleoecology. Geol. Soc. America, Memoir 67, Baltimore, 1957.

Walger E. Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. Geol. Rundschau, Bd. 51, H. 2, 1961.

Wanless H. R. and oth. Mapping sedimentary environments of Pennsylvanian cycles. Bull. Geol. Soc. America, vol. 74, № 4, 1963.

Winkler H. Sedimentbildung an der deutschen Nordseeküste. Zentralbl. S. Mineral., A. № 6, 1936.

Дополнительный список литературы

Аксенов А. А. Литодинамика береговой зоны моря. Автореф. докт. диссертации. Ин-т океанологии АН СССР, М., 1969.

Аксенов А. А., Невеский Е. Н. и др. Физико-географические условия накопления россыпей прибрежно-морского генезиса. В кн.: «Теоретические вопросы динамики морских берегов». «Наука», М., 1964.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна. «Наука», М., 1970.

Афанасьев Б. Л., Палеотектоника и угленосность. «Недра», М., 1968.

Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Пер. с англ. «Недра», Л., 1969.

Вишняков С. Г. и Сиротин В. И. Древняя латеритная глиноземная кора выветривания территории КМА. В кн.: «Древние продуктивные коры выветривания». Кора выветривания, вып. 8. «Наука», М., 1967.

Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. «Наука», М., 1965.

Галицкий В. И. Палеогеоморфология. Курский гос. пед. ин-т., ученые записки, вып. 36. Курск, 1966.

Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов. Сб. статей, пер. с англ. «Мир», М., 1968.

Геохимия осадочных пород и руд (Материалы VII Всесоюзной литологической конференции 1965 г.). «Наука», М., 1968.

Гольберт А. В., Маркова Л. Г. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. «Наука», М., 1968.

Дзоденидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», М., 1965.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. и др. Стресс и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Тр. геол. ин-та. АН СССР, вып. 15, М.; ч. 1, 1959, ч. 2, 1960.

Жижченко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. «Недра», М., 1969.

Зенкевич Н. Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. «Наука», М., 1970.

Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Пер. с англ. «Мир», М., 1970.

Каспийское море (ред. Добровольский А. Д. и др.). Сб. Изд-во МГУ, М., 1969.

Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Ак. Наук, 60, 1887 (Собрание сочинений, т. II, Изд. АН СССР, М. — Л., 1939).

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород (ред. Г. С. Дзюценидзе). Тбилиси, 1970.

Крумбейн В. К. и Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Пер. с англ., Гостоптехиздат, М., 1960.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. «Наука», М., 1966.

Лисицын Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков. «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1967.

Логвиненко Н. В. К характеристике фаций современного песчаного пляжа. Докл. АН СССР, т. 188, №3, 1969.

Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. «Наука», М., 1970.

Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. «Наука», М., 1968.

Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, 1967.

Михайлов Б. М. Кора выветривания Либрийского щита. В кн.: «Геохимия осадочных пород и руд». «Наука», М., 1968.

Найдин Д. П., Тейс Р. В. и Задорожный И. К. Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР. «Геохимия», 1966, № 11.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. «Наука», Л., 1969.

Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. «Наука», М., 1967.

Писарчик Я. К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 89, Л., 1963.

Проблемы палеогеоморфологии. Мат. VI пленума Геоморфологич. комисси. «Наука», М., 1970.

Проблемы палеоклиматологии. Тр. симпозиума. Пер. с англ. «Мир», М., 1968.

Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Сб., ред. А. В. Ван. Новосибирск, 1969.

Самедов Ф. И. Нефтяные камни. Азнефтеиздат, Баку, 1959.

Состояние и задачи советской литологии (Докл. на заседаниях VIII Всесоюзного литологического совещания). Вып. 1, 2, 3. «Наука», М., 1970.

Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1 и 2. «Наука», М., 1970.

Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит. Сб. М., 1966.

Физические и химические процессы и фации. Сб. «Наука», М., 1968.

Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. «Недра», Л., 1969.

Щербакова М. Н. Кызыладырская кольцевая структура (Северное Прибалхашье, Центр. Казахстан). Вестн. МГУ, геология, 1967, №1.

Arlt Th. Handbuch der Palaeogeographie. Bd. 1, 2, Leipzig, 1919 (Bd. 1), 1922 (Bd. 2).

Deltaic and shallow marine deposits. Proceedings of the VI Intern. sedimentological congress. Developments in sedimentology, vol. 1, 1964.

Finding ancient shorelines. A symposium with discussion. Soc. of Econ. Pal. and Min., spec. publ., N 3, Tulsa, 1955.

Maxwell W. G. and Maiklem W. R. Lithofacies analysis, southern part of the Great Barrier Reef. Univers. of Queensland papers, Depart. of geol., vol. 5, № 11, 1964.

Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. An International journal. Elsevier, Amsterdam; 1965 (v. 1) — 1970 (v. 8).

Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Berlin — New-York, 1968.

Symposium on cyclic sedimentation. State geol. surv. of Kansas, USA, Bull., 169, vol. 1, 2, 1966.

Teichert C. Concept of facies. Am. Ass. Petr. Geol., Bull., 42 (11), 1958.

Unterscheidungsmöglichkeiten mariner und nichtmariner Sedimente. Ein Symposium K. Kreyci-Graf zugewidmet. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, Bd. 10, Krefeld, 1963.

	Стр.
Часть первая. Фация. История развития понятия «фация». Современные представления о фации	3
Глава I. Появление и развитие понятия «фация»	3
Глава II. Содержание и назначение учения о фациях	15
Литература	24
Часть вторая. Континентальные отложения	27
Глава III. Условия осадкообразования на суше и классификация континентальных отложений	27
Глава + IV. Элювиальные образования	34
Глава + V. Отложения склонов и подножий (коллювий и делювий)	34 43
Глава + VI. Отложения временных потоков (пролювий)	49
Глава + VII. Речные отложения (аллювий)	55
Глава VIII. Озерные и болотные отложения	66
Глава IX. Отложения источников и карстовых полостей	75 <i>не надр</i>
Глава X. Ледниковая группа отложений	78
Глава XI. Комплекс отложений засушливых (аридных) областей	86
Глава XII. Наземные вулканические отложения	93?
Глава XIII. Лёсс и проблема его образования	99 <i>не надр</i>
Литература	102
Часть третья. Морские отложения	109
Глава XIV. Главные особенности осадкообразования в море и классификация морских осадков	109
Глава XV. Жизнь в море и значение морских организмов для генетического анализа	118
Глава XVI. Литоральные отложения	129
Глава XVII. Неритовые отложения	145
Глава XVIII. Рифовые массивы	155
Глава XIX. Батинальные отложения	167
Глава XX. Абиссальные отложения	176
Глава XXI. Отложения морей с ненормальной соленостью	185
Глава XXII. Морские вулканические отложения	199
Литература	207

Часть четвертая. Отложения, переходные от континентальных к морским	213
Глава XXIII. Отложения дельт	214
Глава XXIV. Отложения лагун и лиманов	235
Литература	
Часть пятая. Связь фаций с тектоникой	249
Глава XXV. Фации и колебательные движения земной коры	249
Глава XXVI. Связь фаций со складчатыми и разрывными структурами	257
Глава XXVII. Связь фаций с крупными структурными элементами зем- ной коры	265
Литература	272
Часть шестая. Основы генетического анализа	275
Глава XXVIII. Общие принципы генетического анализа	275
Глава XXIX. Исследование литологических признаков	282
Глава XXX. Исследование органических остатков и следов жизнедеятельности организмов	303
Глава XXXI. Исследование изменений одновозрастных отложений на площади и выявление парагенеза фаций	318
Глава XXXII. Обобщение результатов генетического анализа. Составление фациальных и палеогеографических карт и пояснительного текста	331
Глава XXXIII. Практическое значение генетического анализа	348
Литература	356
Дополнительный список литературы	363

Крашенинников Григорий Федорович

УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

Редактор И. М. Шагирова
Переплет художника А. Е. Коленкова
Художественный редактор Т. А. Коленкова
Технический редактор Н. В. Яшукова
Корректор В. А. Орлова

Т—04273

Сдано в набор 16/XI—70 г.

Подп. к печати 2/VI—71 г.

Формат 60×90^{1/16}

Объем 23 печ. л.

Уч.-изд. л. 24

Изд. № Е—136

Тираж 5000 экз.

Цена 95 коп.

План выпуска литературы для вузов и техникумов
изд-ва «Высшая школа» на 1971 г. Позиция № 67.

Москва, К-51, Неглинная ул., 29/14,

Издательство «Высшая школа»

Московская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР,
Хохловский пер., 7. Зак. 2084.

95 к.

17852

№ - Теория. Наука

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКВА
1971 ГОД
ВЫСШАЯ ШКОЛА

