

Б.К.ПРОШЛЯКОВ
В.Г.КУЗНЕЦОВ

ЛИТОЛОГИЯ

*Допущено
Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по специальности
"Геология нефти и газа"*



МОСКВА "НЕДРА" 1991

ББК 26.303

П 78

УДК 552.12(075.8)

Рецензенты:

кафедра петрографии, минералогии и кристаллографии Университета дружбы народов им. П. Лумумбы, д-р геол.-минер. наук Ю. К. Бурлин

П $\frac{1804060200-023}{043(01)-91}$ 45—91

© Б. К. Прошляков, В. Г. Кузнецов, 1991

ISBN 5-247-01605-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Литология — одна из фундаментальных наук геологического цикла. Она все шире внедряется в различные области геологических исследований и не случайно появление новых научных и прикладных направлений, связанных с литологией. В нефтегазовой геологии это литология природных резервуаров, нефтегазопромысловая литология, литолого-фациальный и формационный анализ и др.

Литология — наука о современных осадках и осадочных горных породах. Название ее происходит от греческих слов «литос» — камень и «логос» — учение. В начале XX в. литология обособилась от общей петрографии. В ее составе выделяют: общую литологию; петрографию осадочных пород; методы исследования осадочных пород.

В настоящее время сложилось три направления исследований по общей литологии. *Стадиальное, или стадияльно-литологическое, направление* рассматривает историю осадочной горной породы от зарождения осадочного материала через его перенос и осаждение, превращение осадка в осадочную горную породу, бытие последней, вплоть до ее исчезновения в результате гипергенеза или метаморфизма. *Седиментационно-генетическое направление* акцентирует внимание на первых стадиях осадочного процесса, рассматривает факторы, механизмы и обстановки осадконакопления. В значительной степени оно перекрывает первое направление в области начальных стадий или этапов осадочного порообразования (мобилизация вещества — транспортировка — осаждение), однако акцент здесь делается не столько на процессы и механизмы, сколько на обстановки и условия осадконакопления, поэтому он тесно связан с фациально-генетическим анализом и служит его базой.

Фациальный анализ — это средство для воссоздания физико-географических обстановок геологического прошлого. Он складывается из комплекса приемов и методик, позволяющих на основании литологических признаков и свойств осадочных пород, комплекса заключенных в них органических остатков и следов жизнедеятельности, особенностей распространения и взаимоотношения осадочных тел устанавливать условия осадконакопления. Естественно, что решение подобной «обратной задачи» возможно лишь с учетом знаний об обстановках и условиях, где и при которых формируются те или иные осадочные комплексы с присущими им особенностями. В связи с развернувшимся в по-

следние годы активным изучением Мирового океана и его осадков, это направление литологии получило интенсивное развитие и ряд принципиально новых материалов и выводов. Многие советские геологи (Ю. П. Казанский, С. И. Романовский и др.) называют это направление седиментологией; во многом аналогично представление о седиментологии и у ряда зарубежных исследователей.

Историко-литологическое направление изучает эволюцию, а также периодичность осадочного породообразования в истории Земли, изменение состава и наборов пород, способов и механизмов, а также обстановок и условий осаднения материала.

В числе первых исследователей осадочных пород с научными целями был великий русский ученый М. В. Ломоносов. Он одним из первых объяснил происхождение ряда осадочных пород, в том числе нефти, каменного угля, и изложил это в известной работе «О слоях земных» (1763 г.). Позже Д. Геттон (1795 г.) опубликовал книгу об условиях образования некоторых осадочных пород Англии. Затем появились обстоятельные работы Н. А. Головкинского (1867 г.) и И. Вальтера (1894 г.) в области фациального анализа, Д. С. Ньюберри (1872 г.) в области цикличности осадкообразования. В конце XIX в. и позднее плодотворно работали по изучению отдельных проблем литологии Н. А. Андрусов, А. П. Карпинский, французский ученый Л. Кайе.

Большую роль в становлении науки об осадочных породах сыграли работы В. И. Вернадского (1863—1945 гг.). Им было обращено внимание на исключительно большое влияние органической жизни на формирование многих осадочных пород. И. М. Губкин (1871—1939 гг.) оценил значение различных осадочных пород как резервуаров нефти и газа, показал возможности фациального анализа для прогнозирования нефтегазонасности недр.

В 1922 г. курс петрографии осадочных пород был введен в Московском и Казанском университетах. В это же время Д. В. Наливкин создал курс «Учение о фациях» и начал его читать в Ленинградском горном институте. В 1923 г. Я. В. Самойлов сформулировал основные задачи литологии, наметил программу и методологию исследований осадочных пород. В эти же годы А. Д. Архангельский разрабатывал основы фациального анализа.

В двадцатые годы текущего столетия за рубежом плодотворно трудился английский ученый Г. Мильнер. Он разработал методы исследования минеральных зерен и заложил основы микропетрографической корреляции. В США У. Х. Твенхафел в 1925 г. опубликовал монографию «Учение об образовании осадков», ставшую важной вехой в развитии литологии.

Нельзя не отметить деятельность М. С. Швецова, который одним из первых создал курс осадочной петрографии для вузов

и написал учебник «Петрография осадочных пород» (1932 г.). Работы В. П. Батурина в области микропетрографической корреляции и восстановления палеогеографии по терригенным компонентам (1930—1945 гг.) не потеряли своего значения до настоящего времени.

Огромную роль в развитии литологии сыграли работы Л. В. Пустовалова (1902—1970 гг.). Опубликованная им в 1940 г. двухтомная монография «Петрография осадочных пород» содержала целый ряд принципиально новых положений. Л. В. Пустоваловым было введено в науку учение об осадочной дифференциации, представление о периодичности осадкообразования. Большое внимание он уделял подготовке специалистов в области литологии. В 1934 г. при Московском нефтяном институте им была основана первая в Советском Союзе кафедра петрографии осадочных пород. За монографию «Петрография осадочных пород» Л. В. Пустовалов в 1941 г. был удостоен Государственной премии СССР первой степени.

Большое влияние на развитие литологии оказали работы Н. М. Страхова (1898—1978 гг.). Он обобщил огромный литературный материал, заполнил ряд важных исследований по современному осадкообразованию. Используя весь этот практический материал, на основе сравнительно-литологического метода он разработал теорию осадочного породообразования. За монографию «Основы теории литогенеза» в 1961 г. он был удостоен Ленинской премии.

Среди зарубежных исследователей значительный вклад в развитие науки об осадочных породах в последние годы сделали голландский исследователь К. Эдельман — в области палеогеографических реконструкций, американские литологи Б. Крумбейн, Л. Слосс, Ф. Петтиджон, перу которых принадлежат учебники и обстоятельные работы по осадочной петрографии. В области современного морского и океанического осадконакопления большой интерес представляют работы американского ученого Ф. Шепарда.

Большой вклад в развитие литологии внесли Ю. А. Жемчужников, Л. Б. Рухин, Г. И. Теодорович, Н. Б. Вассоевич, С. Г. Саркисян, М. В. Кленова, Г. И. Бушинский, Ю. П. Казанский, А. Г. Коссовская, Г. Ф. Крашенинников, А. П. Лисицын, Н. В. Логвиненко, В. И. Попов, А. Б. Ронов, П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов и др.

В области изучения литологии природных резервуаров большое значение имели работы И. А. Конюхова, К. Р. Чепикова, А. А. Ханина, М. К. Калинин, К. И. Багринцевой, О. А. Черникова. Из зарубежных исследователей по этому направлению успешно работали С. Д. Пирсон, В. Энгельгардт и другие.

Литология тесно связана с науками геологического цикла — стратиграфией, палеонтологией, кристаллографией, минерало-

гией, геотектоникой, исторической геологией, учением о нефти и другими. Она использует возможности этих наук и вместе с тем решает задачи, необходимые для них. В литологии широко используются сведения, методы и приемы систематизации данных из наук физико-математического и физико-химического циклов. При обработке литологических материалов в настоящее время все шире внедряется электронно-вычислительная техника, которая призвана значительно облегчить и ускорить обобщение фактических данных. Следует отметить, что возможности литологии в части решения практических задач, особенно поисков полезных ископаемых раскрыты далеко неполностью. Это связано с недостаточной литологической подготовкой специалистов, большой трудоемкостью литологических исследований, длительностью подготовки материалов, которые вступают в противоречие с плановыми сроками и желанием специалистов скорее решить ту или иную задачу. Широкое внедрение ЭВМ, разработка более эффективных приемов обработки данных должны помочь преодолеть это противоречие.

Данный учебник предусматривает минимально необходимую литологическую подготовку специалистов для решения задач нефтегазовой геологии. Он составлен с учетом научных достижений и практических разработок последних лет. Учтено, что часть необходимых сведений студенты получили в курсах «Общая геология», «Кристаллография и минералогия», «Общая петрография» и «Структурная геология».

При написании учебника авторами использован опыт преподавания дисциплины и ее разделов, а также авторские материалы из опубликованных раньше и апробированных в вузах страны учебниках. Разделы I и III (кроме § 2) написаны Б. К. Прошляковым, раздел II и § 2 раздела III — В. Г. Кузнецовым.

Раздел I

ОСНОВЫ ЛИТОГЕНЕЗА И ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЛИТОЛОГИИ И ЕЕ ЗАДАЧАХ

Осадочные горные породы — основной объект исследования литологии. Под осадочной горной породой понимают геологическое тело, состоящее из минеральных или органических образований, а также их сообществ, сформировавшееся из отложившегося на поверхности суши или на дне водоема осадка, и существующие в термобарических условиях, характерных для приповерхностной части земной коры.

Осадочные породы широко распространены на планете. Они покрывают около 75 % суши, а на территории СССР — до 80 %. Вместе с тем осадочные горные породы составляют лишь незначительную часть массы Земли и даже в самой верхней части земной коры до глубины 16 км они составляют лишь около 5 % массы (по Ф. Кларку). Сейсмические исследования последних лет позволяют считать, что в наиболее погруженных осадочных бассейнах мощность осадочных толщ достигает 20—23 км. Наряду с этим в некоторых районах мощность осадочных образований составляет единицы метров и менее. В целом же мощность осадочной оболочки планеты ничтожно мала по сравнению с размером Земли (радиус Земли на экваторе 6378, 160 км). Ниже осадочных пород, как правило, залегают метаморфические, в значительной своей части являющиеся продуктом преобразования более древних осадочных пород. Реже осадочные породы залегают непосредственно на коре выветривания магматических пород.

Исходным материалом для образования осадочных пород служат продукты механического разрушения и химического разложения более древних пород (магматических, метаморфических, осадочных), жизнедеятельности организмов, вулканической деятельности, а также атмосферные газы, вода с растворенными в ней веществами и космические образования (космическая и метеоритная пыль, метеориты). Движущие силы процесса породообразования — экзогенные (атмосфера, гидро-

сфера, тепло химических реакций, протекающих на поверхности Земли, деятельность организмов и др.), эндогенные (в основном тектонические) и космические (солнечная радиация, силы тяготения Солнца и Луны и др.) виды энергии.

Процесс породообразования, или литогенез, представляет собой комплекс механических, физических, химических и биологических превращений, совершающихся в стадии седиментогенеза (образование осадочного материала, его перенос, накопление осадка) и диагенеза (преобразование осадка в осадочную горную породу). Продолжительность процесса породообразования зависит от состава осадочного материала и может достигать сотен тысяч лет. Наступающая после образования породы стадия жизни или бытия может продолжаться сотни миллионов лет. Завершается эта стадия разрушением осадочной породы в случае выхода на поверхность, или превращением ее в метаморфическую в случае глубокого погружения.

Осадочные породы отличаются от магматических и метаморфических минеральным составом, строением, меньшими прочностью и плотностью, наличием органических остатков в виде окаменелых скелетных образований, обугленных, тонкодисперсных растительных тканей, а иногда и крупных фрагментов в виде пней, стволов деревьев и т. д. Значительный объем в осадочных породах часто составляют пустоты различного размера, заполненные жидкостями или газами. Погружаясь на значительные глубины (7—10 км и более), осадочные породы подвергаются воздействию высоких температур, давлений, химически активных жидкостей и газов, а также других факторов, приобретают черты, характерные для метаморфических образований. В конечном итоге, при прогрессирующем погружении, осадоч-

Т а б л и ц а 1
Содержание (%) химических элементов в породах

Элементы	Породы	
	магматические	осадочные
O	47,33	49,95
Si	27,74	27,55
Al	7,85	6,97
Fe	4,5	3,9
Ca	3,47	3,82
K	2,46	2,33
Na	2,46	0,82
Mg	2,24	1,52
H	0,22	0,48
C	0,19	2,01
Прочие	1,54	0,65

Таблица 2

Средний минеральный состав горных пород

Минералы	Содержание, %	
	магматические породы	осадочные породы
Кварц	12,4	34,8
Полевые шпаты	31,0	11,02
Плагиоклазы	29,2	4,55
Слюды	5,2	15,2
Глинистые минералы	—	9,2
Карбонатные минералы	—	13,32
Пироксены и амфиболы	13,7	—
Железистые минералы	4,1	4,0
Сульфатные минералы	—	0,97
Фосфаты	0,6	0,35
Прочие минералы	3,8	5,86
Органическое вещество	—	0,73

ные породы превращаются в метаморфические. В случае выхода осадочных пород на поверхность происходит их разрушение и начинается новый этап породообразования.

По химическому составу осадочные породы сходны с магматическими и метаморфическими — в тех и других преобладают кислород, кремний, алюминий (табл. 1). Это свидетельствует о едином источнике материи.

Существенное превышение содержания углерода в осадочных породах по сравнению с магматическими связано с поступлением его из атмосферы вследствие образования известняков, доломитов, каменных углей и других органических образований. Повышенное содержание водорода в осадочных породах определяется их большой водонасыщенностью. Большая доля кислорода в осадочных породах также определяется поступлением его из атмосферы в осадок вследствие процессов окисления, а также и за счет обводненности осадочных пород. Резко пониженное содержание натрия в осадочных породах, по сравнению с магматическими, объясняется тем, что при разрушении магматических пород значительные количества элемента переходят в растворенное состояние и концентрируются в водах Мирового океана.

Осадочные породы существенно отличаются от магматических и метаморфических по минеральному составу (табл. 2). В осадочных образованиях ведущая роль принадлежит минералам, устойчивым в обстановке земной поверхности (кварц, халцедон, мусковит). Малоустойчивые на поверхности минералы — силикаты из групп пироксенов, амфиболов, оливин, плагиоклазы (особенно основные и средние) в осадочных породах или отсутствуют вообще или же встречаются в виде аксессуарных образо-

ваний. Составные части малоустойчивых магматических минералов при химическом разложении на поверхности чаще всего переходят в растворенное состояние и выносятся, а при механическом выветривании нередко накапливаются в коре выветривания. В составе осадочных пород вместо неустойчивых минералов появляются вновь образованные (аутигенные), устойчивые на поверхности, глинистые, карбонатные, сульфатные, фосфатные и другие минералы, а также органическое вещество — продукт жизнедеятельности животных и растительных организмов. Таким образом формирование осадочных пород сопровождается изменением минерального состава материнских пород.

Осадочные породы представляют собой гигантскую кладовую различных полезных ископаемых. Стоимость сырья, добываемого из осадочных образований, в настоящее время оценивается в 75—80 % от общей стоимости полезных ископаемых, извлекаемых из недр. Из осадочных пород получают практически все топливо (нефть, газ, уголь, горючие сланцы, битумы), значительную часть руд черных металлов (железо, марганец) и алюминия, радиоактивное сырье, различные соли (каменная, калийные, сульфаты и другие). С осадочными породами связаны россыпные месторождения золота, титана, олова и других металлов. Осадочные породы — основной источник строительного материала (гравий, песок, глина, известняк, мергель и др.) для зданий, транспортных артерий, гидросооружений и т. д. Развитие промышленности и сельского хозяйства вызывает необходимость увеличения добычи полезных ископаемых и одновременно стимулирует развитие науки об осадочных породах.

Несмотря на известные достижения ученых и специалистов мира, нельзя признать, что с литологических позиций осадочная оболочка планеты достаточно изучена. Необходимо помнить, что лишь 29,2 % поверхности составляет суша, а 70,8 % литосферы находятся под толщей морских и океанических вод. Кроме того, следует иметь в виду, что в пределах суши наши знания распространяются на осадочные породы, залегающие на глубине 4—5 км и лишь в некоторых регионах до 7—9 км. Представления о составе, строении, генезисе глубокозалегающих осадочных толщ, а также об осадочных образованиях, залегающих под гидросферой, базируются пока на данных геофизических исследований и теоретических расчетах. В связи с этим в нашей стране и за рубежом все больше сил и средств направляется на познание осадочных пород, залегающих на больших глубинах в пределах континентов, под океаническим дном, а также на освоение приуроченных к ним полезных ископаемых.

Современный этап развития литологии и особенно ее седиментологического направления связан с резким расширением комплексных исследований Мирового океана—его осадков, геоморфологии и тектоники морского дна, физических процессов,

происходящих в водной толще, и др. При этом широко используются и новые технические приемы — глубоководное бурение со специальных судов (типа «Гломар Челенджер»), непрерывное сейсмопрофилирование и др. Получаемый при этом материал столь обширен и часто столь принципиально нов, что возникли и разрабатываются представления об океаническом литогенезе и его особенностях.

Интересы развития науки и практика освоения богатств земных недр предопределяют задачи литологии. Они многоплановы и разнообразны по назначению. Перечислим некоторые из них:

- дальнейшее совершенствование теории литогенеза;

- углубление знаний в области катагенеза пород применительно к различным сочетаниям термобарических и геохимических условий и возраста;

- разработка методов численной оценки степени катагенеза пород;

- развитие и конкретизация представлений о периодичности и эволюции осадочного процесса;

- создание единой генетической классификации осадочных пород.

К задачам прикладного значения относятся:

- всестороннее изучение состава и строения осадочных горных пород современными лабораторными методами;

- литолого-фашиальное и палеогеографическое картирование территории СССР с целью восстановления геологической истории и определения направлений поисков конкретных полезных ископаемых и обоснования оптимальных систем их разработки;

- изучение зависимостей коллекторских свойств от литологического состава пород;

- разработка и совершенствование литологических основ прогнозирования природных резервуаров нефти и газа.

При поисках и освоении конкретных полезных ископаемых перед литологией стоят специфические задачи. Освоение земных недр, разработка различных полезных ископаемых, обогащение и переработка ископаемого сырья часто наносят непоправимый вред природе — загрязняются земная поверхность, гидросфера, атмосфера, а в целом — вся биосфера. Нарушается экологическое равновесие между растительными и животными организмами с одной стороны и окружающей средой — с другой, что может привести к угнетению и гибели целых популяций. Дальнейшее загрязнение окружающей среды ядовитыми и радиоактивными веществами в результате производственной деятельности может оказаться опасным и для человека. В связи с этим проблема охраны окружающей среды волнует общественность и правительства многих стран. В ряде стран в законодательном порядке приняты меры по охране природы. В Советском Союзе существует специальный закон об охране недр и окружающей

среды. Более того, статья 18 Конституции СССР гласит: «В интересах настоящего и будущих поколений в СССР принимаются необходимые меры для охраны и научно обоснованного, рационального использования земли и ее недр, водных ресурсов, растительного и животного мира, для сохранения в чистоте воздуха и воды, обеспечения воспроизводства природных богатств и улучшения окружающей человека среды». Участие в охране окружающей среды — обязанность каждого советского гражданина.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определение осадочной горной породы.
2. Расскажите о распространенности и мощности осадочных пород.
3. Что служит исходным материалом для образования осадочных пород?
4. Каковы минеральный и химический состав осадочных пород?
5. Расскажите об основных задачах литологии.

Глава 2

СТАДИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Седиментогенез — одна из главнейших стадий в формировании горной породы. Он осуществляется в 3 этапа, последовательно сменяющих друг друга: образование осадочного материала;

перенос (транспортировка) осадочного материала; накопление осадка.

§ 1. ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Образование осадочного материала осуществляется в различных физико-географических условиях. Источниками и местами его формирования являются литосфера, гидросфера, атмосфера¹, глубинные недра планеты и космическое пространство. С течением времени роль источников образования осадочного материала не остается постоянной. Известно, например, что в осадочных образованиях, сформировавшихся на заре геологической истории Земли, существенную роль играли продукты вулканической деятельности. В настоящее время главнейший источник осадочного материала — литосфера.

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

Литосфера. Образование осадочного материала в литосфере происходит вследствие выветривания — механического раздробления и химического разложения пород различного состава и генезиса. Кроме того на поверхности Земли осадочный материал образуется за счет продуктов жизнедеятельности растительных и, в меньшей степени, животных организмов. Процессы выветривания горных пород и минералов происходят на суше и на дне водных бассейнов. При этом на суше выветривание протекает интенсивнее, чем под водой.

Механическое раздробление происходит лишь в самой верхней части литосферы. Оно осуществляется под действием ветра, речных вод, временных потоков, морских течений, волновых ударов, атмосферных осадков, ледников, силы тяжести, расклинивающего действия корней растений, колебаний температуры, вызывающих неравномерное (вследствие различий коэффициентов расширения) увеличение или уменьшение объемов минералов и ослабление связей между отдельными зернами, землетрясений и т. д. Продукты механического раздробления в виде обломков различной формы и размера, а также коллоидные частицы представляют собой уже готовый осадочный материал.

Химическое разложение также играет значительную роль при образовании осадочного материала. Оно происходит, главным образом, под действием природных вод. Заметное влияние оказывают также свободный кислород, углекислый газ, органические и неорганические кислоты (образующиеся в основном при вулканических извержениях). Энергичный растворитель многих природных минеральных и органических соединений — вода. Ее растворяющая способность определяется степенью диссоциации, окислительно-восстановительным потенциалом, составом растворенных в ней солей и газов, температурой и давлением.

Как известно, вода диссоциирует на ионы H^+ и OH^- . Концентрация каждого из них в дистиллированной воде при $20^\circ C$ составляет $1 \cdot 10^{-7}$ г-ион/л. В природных водах наблюдаются существенные отклонения в количественном соотношении ионов. Принято считать, что в случае преобладания ионов H^+ над OH^- реакция среды кислая, в обратном случае — щелочная. Реакцию среды выражают числом ионов водорода, которое представляют в виде логарифма его концентрации, взятого с обратным знаком и обозначают рН. Например, при содержании ионов водорода в воде $1 \cdot 10^{-7}$ г-ион/л, $pH=7$, при $1 \cdot 10^{-9}$ г-ион/л $pH=9$. При значениях $pH < 7$ реакция среды кислая, при $pH=7$ — нейтральная, а при $pH > 7$ — щелочная. При давлениях и температурах, характерных для поверхности Земли, кальцит устойчив в щелочной среде, а в кислой он растворяется. Гидроокись железа $Fe(OH)_3$ растворяется при $pH < 4,5$, а при больших значе-

ниях выпадает в осадок. Аналогичная зависимость состояния от величины рН наблюдается и у многих других соединений.

Существенное влияние на реакцию воды оказывает кислород. Его содержание в воде зависит от температуры, давления и солености. С повышением температуры и понижением давления растворимость кислорода в воде уменьшается и наоборот — повышается с понижением температуры и увеличением давления. В природных условиях в 1 л воды содержится 4—10 мл кислорода, что составляет 34—36 % от объема растворенных газов. В случае сероводородного заражения свободный кислород в воде полностью отсутствует.

В воде свободный кислород окисляет минеральные и органические соединения. В случае его отсутствия (в сероводородной среде) эти соединения восстанавливаются. Мера степени окисленности или восстановленности вещества — окислительно-восстановительный потенциал (Еh), определяемый с помощью потенциометра и измеряемый в милливольтх. Восстановительным условиям соответствуют отрицательные значения Еh, а окислительным — положительные. Чем выше абсолютные значения Еh, тем выше степень окисленности или восстановленности. Величина Еh колеблется в широких пределах. Например по отношению к нормальному каломелевому электроду с однонормальным раствором КСl, принятому за нулевой уровень, окислительно-восстановительный потенциал для растворов составляет следующие величины (по Г. И. Бушинскому): $\text{Na}_2\text{S} = -651 \text{ мВ}$; $\text{CuCl}_2 = 0 \text{ мВ}$; $\text{FeSO}_4 = +73 \text{ мВ}$; $\text{FeCl}_3 = +678 \text{ мВ}$; $\text{KMnO}_4 = +1203 \text{ мВ}$.

В практике полевых геологических исследований при оценке окислительно-восстановительных условий часто ориентируются на окраску пород. Бурая, оранжевая, желтая окраски или их сочетания, определяемые присутствием кислородных соединений трехвалентного железа, являются признаком окислительных условий. Черный и серый цвета различной интенсивности с голубым или зеленым оттенками, определяемыми наличием тонкодисперсного обугленного органического вещества, а также двухвалентных соединений железа считаются признаками восстановительной обстановки.

Свободный кислород — важнейшая составная часть атмосферы, в которой на его долю приходится 20,946 %. Он способствует окислению органических веществ и минеральных образований, существующих в воздушной среде.

Углекислый газ в современной атмосфере составляет 0,033 %, причем в результате деятельности человека его количество медленно, но неуклонно возрастает. В газах, растворенных в природных водах, доля углекислого газа значительно выше. По данным Л. В. Пустовалова в атмосферных осадках углекислота составляет до 9,3 %, а в газах морских вод — до

58,9 %. Углекислый газ и его производные (HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2CO_3) способствуют разложению минералов и горных пород. Например, при взаимодействии углекислоты с карбонатными породами растворяются кальцит, доломит и другие соединения, а освободившиеся нерастворимые компоненты (обломочная, глинистая части, органическое вещество и др.) представляют готовый осадочный материал. Взаимодействуя с магматическими и метаморфическими породами, углекислота разлагает алюмосиликаты с образованием более простых соединений — глинистых минералов, окислов железа, окислов алюминия и т. д., являющихся осадочным материалом. Образовавшиеся при этом ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , CO_3^{2-} и др. при изменении геохимических условий могут взаимодействовать между собой и с другими ионами, формируя при этом новый осадочный материал.

Большое значение имеют гуминовые кислоты, формирующиеся при разложении органического вещества в водных условиях (особенно в болотах, озерах и речных равнинных водоемах зон умеренного и теплого климата). Разлагая минеральные соединения, такие воды становятся потенциальным источником осадочного материала.

Приповерхностная часть литосферы — место бурного развития растительных и животных организмов. Продукты их жизнедеятельности являются важной составной частью осадков.

Выветривание горных пород в атмосферных условиях протекает довольно быстро. По данным Л. Б. Рухина (1953 г.), начальная стадия разрушения гранита в городах начинается через 40—350 лет, а у мраморов через 20—135 лет; разрушение породы на глубину 5 см у гранитов происходит через 340—1500 лет, у мраморов через 340—1200 лет. Если принять во внимание продолжительность геологического времени, то можно представить насколько грандиозен этот процесс.

Атмосфера. Газы, составляющие атмосферу, играют важную роль в формировании осадочного материала. Углекислота, кислород и азот — одни из главных компонентов мощных толщ известняков, доломитов, каменных углей, рассеянного органического вещества. Кроме того атмосфера является и местом образования осадочного материала. Во время штормов с поверхностей морей и океанов срывается огромное количество пылевидных частиц воды. После ее испарения в воздухе остаются мельчайшие частички солей, представляющих собой осадочный материал. В благоприятных условиях они, достигнув суши, могут отложиться в виде осадка или выпасть на землю вместе с атмосферными осадками.

Гидросфера играет огромную роль в образовании осадочного материала. В 1 км^3 воды современного мирового океана содержится около 35 млн. т растворенных веществ и от 350 до 500 т взвешенных частиц. Соизмеримые количества растворенных и

взвешенных частиц содержались и в палеобассейнах. Весь этот материал поступал в гидросферу за счет сноса с суши, разрушения рифов, морских берегов, островов, образования подводных каньонов, в результате гальмиролиза, вулканической деятельности, жизнедеятельности организмов, а также вследствие поступления из космического пространства.

Под гальмиролизом (по Л. В. Пустовалову) следует понимать всю совокупность химических процессов, совершающихся под влиянием морских факторов и приводящих к изменению минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на дне бассейна. Гальмиролиз охватывает такие процессы, как растворение, окисление, восстановление, гидратация, катионный обмен, минеральные новообразования. Движущие силы гальмиролиза — состав и соленость вод, температура, давление, газовый режим. На интенсивность процессов гальмиролиза влияют жизнедеятельность организмов и скорость накопления осадка. Чем последняя выше, тем скорее осадок изолируется от морской среды и, следовательно, слабее подвергается гальмиролизу. В результате гальмиролиза из вулканического пепла могут образоваться монтмориллонитовые глины. Считают, что таким же путем возможно образование филлипсита, глауконита, шамозита и ряда других минералов.

Растворенные и газообразные вещества переходят в твердую фазу и образуют осадочный материал в результате химических реакций и жизнедеятельности животных и растительных организмов как в толще воды, так и в осадке. Химическое взаимодействие между отдельными компонентами контролируется величинами pH и Eh среды, изменяющимися при смешении пресных и морских вод, концентрацией ионов, меняющейся при интенсивном испарении воды в полуизолированных водоемах, температурой, составом и количеством растворенных газов, давлением. Например, холодные воды высоких широт содержат повышенные концентрации уголекислоты и кальция. При перемещении таких вод в области теплого климата содержание газов в воде (в том числе CO_2) уменьшается. В результате этого возникает дефицит уголекислоты в воде и вместо легкорастворимого бикарбоната кальция, образуется труднорастворимый карбонат кальция, который и переходит в осадок. Повышение Eh вод ($>4,5$) способствует переходу легкоподвижных форм железа в твердую фазу. Повышение минерализации вод приводит к выпадению в осадок сульфатов кальция, натрия и других легкорастворимых соединений.

В результате жизнедеятельности организмов из воды извлекается целый ряд компонентов с образованием твердой фазы. Например, радиолярии, губки, диатомовые водоросли строят свои скелеты из кремнезема; моллюски, кораллы, фораминиферы, иглокожие и др. синтезируют для своих скелетов карбо-

наты. Кроме того осадочным материалом является органическое вещество, в значительной части представляющее собой продукт фотосинтеза¹, состоящее из отмерших, неполностью разложившихся растительных, а также животных тканей. Биомасса планктонных организмов в верхних слоях (до 50 м) современных морей и океанов в различные периоды года колеблется от 10 до 1000 т/км³, а в отдельных случаях достигает 20 000 т/км³ (Ж.-М. Перес, 1969). С увеличением глубины до 3 км планктонная биомасса Мирового океана резко уменьшается до 0,1—10 т/км³. Бентосная биомасса в прибрежных, наиболее продуктивных частях морей на глубинах до 5 м варьирует от долей килограмма до 12—20 кг/м², а в отдельных случаях достигает 50—80 кг/м². В древних, по крайней мере фанерозойских, водоемах биомасса была соизмеримой с нынешней.

Глубинные недра планеты. Осадочный материал из недр Земли поступает главным образом в результате вулканической деятельности в виде твердой, жидкой и газообразной фаз. Твердая фаза представлена вулканическими бомбами, лапиллями, вулканическим пеплом и пемзой. Вулканические бомбы образуются при выбросе обрывков лавы в атмосферу, округляющихся и затвердевающих в полете. Падая на склон вулкана они могут деформироваться, а при выделении газов и дальнейшем остывании растрескиваться наподобие корки хлеба. Размер таких бомб от величины детского кулака до многотонных глыб. Лапилли — более мелкие куски застывшей лавы. Мельчайшие частицы застывшей лавы (от 1—2 мм до тончайшей пыли) называют вулканическим пеплом, который представляет собой обломки вулканического стекла или кристаллов. Пемза образуется из кислых лав, содержащих много газовых компонентов. При подъеме к поверхности магма вспенивается и, быстро охлаждаясь на поверхности, образует пузырчатую массу с каркасом из застывшей лавы. На поверхности пемза распадается на куски разных размеров. При попадании в воду, благодаря плавучести она разносится на значительные расстояния и может перейти в осадок.

Бомбы и лапилли отлагаются поблизости от вулкана (на склонах, у подножия). Мелкие частицы разносятся ветром на значительные расстояния — десятки и сотни км, а пылеватые (мельче 0,01 мм) могут быть рассеяны на поверхности всей планеты. При подводных извержениях области разноса твердых частиц обычно меньше. Среди твердых продуктов вулканической деятельности наибольшее значение, как осадочный материал, имеет вулканический пепел.

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

За одно извержение из недр выбрасываются значительные количества кластического материала — от долей до ста и более кубических километров. Так при крупнейшем извержении вулкана Тамбора (Зондский архипелаг) по оценке специалистов за период с 5 апреля 1815 г. по 15 июля 1816 г. было выброшено на поверхность от 100 до 150 км³ обломочного материала. Энергия взрыва по расчетам П. Хедервари (1983 г.) соответствовала взрыву 1 714 286 атомных бомб, сброшенных на Хиросиму. Извержение вулкана не всегда сопровождается выбросом пепла, нередко оно ограничивается излиянием лавы (например, вулкан Гекла в Исландии, 1947 г., Килауэа на Гавайских островах и др.).

Вулканические газы выделяются при извержении в огромных количествах. Они бывают разными по составу, но почти всегда преобладают H₂O, CO₂, SO₂, N₂, суммарное содержание которых достигает 90 % и более. Кроме того в состав газовых смесей входят HCl, HF, H₂S, H₂, CO, CH₄, NH₃, Cl, Ar. При взаимодействии вулканических газов с горными породами, органическим веществом (лесами, сельскохозяйственными угодиями и т. д.) образуется новый осадочный материал. Большая же часть газов поступает в атмосферу.

Термальные воды в виде гейзеров и горячих источников несут массу растворенных веществ. Часть из них при выходе на поверхность выделяется в виде осадка, часть поступает в гидросферу, где представляет собой потенциальный источник осадочного материала.

Космическое пространство поставляет на Землю осадочный материал в виде метеоритов, метеоритной и космической пыли. Метеориты по составу разделяются на железные, железокаменные, каменные (хондриты) и стекловатые (тектиты). Их роль, как и роль метеоритной пыли, в общем балансе космического

Т а б л и ц а 3

Количество материала, поставляемого из различных источников в течение года (по А. П. Лисицыну, 1974 г.)

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

материала, поступающего на Землю, невелика. Бóльшее значение имеет космическая пыль. Она представляет собой шаровидные частички размером до 0,5 мм. По составу среди них различают железные (черного цвета, обладающие магнитными свойствами), каменные (или силикатные — коричневые или бурые) и стекловатые (микротектиты — светло-зеленые, желтые, бесцветные). Ежегодно на Землю, по оценке различных ученых, поступают от 5 тыс. т до 1 млрд. т космической пыли. Наиболее вероятные количества, по крайней мере в современную эпоху, не превышают 50—100 тыс. т.

Общее представление о количестве материала, поступившего в осадок за единицу времени, можно получить из табл. 3. Близкие цифры приводят американские ученые Ч. Дрейк, Дж. Имбри и др.

§ 2. ПЕРЕНОС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Образовавшийся в различных обстановках осадочный материал в большинстве случаев не остается на месте. Под действием внешних сил он перемещается и накапливается в понижениях рельефа суши или на дне водоемов. Транспортировка осадочного материала осуществляется в водной, воздушной и твердой (ледники) средах. Во всех случаях решающую роль играет сила тяжести — именно она обуславливает перемещение ледников, рек, регламентирует дальность переноса атмосферой. Некоторую работу по переносу осадочного материала осуществляют и живые организмы.

Вода — один из основных агентов переноса осадочного материала. Реки, временные потоки (возникающие при выпадении атмосферных осадков, таянии снега и льда), морские и океанические течения несут огромное количество обломочных, коллоидных, органогенных компонентов и растворенных веществ. Величина переносимых обломочных частиц и органогенных остатков в значительной мере определяется скоростью перемещения водных потоков (табл. 4) и плотностью материалов. Перемещение частиц, в зависимости от их формы, размера и плотности, осуществляется во взвешенном состоянии скачкообразно (путем сальтации) и перекатыванием.

Скорость и режим течения (турбулентный, ламинарный) водных потоков в значительной мере определяют размер и способ перемещения обломков. Горные реки со скоростью течения до 7—10 м/с и турбулентным режимом способны перемещать не только песок, гальки, но и глыбы размером до нескольких метров. Равнинные реки обладают меньшей скоростью течения — 0,2—0,5 м/с, а во время паводков — до 2 м/с. Подмечено, что для переноса обломочных частиц одинакового размера скорость

Т а б л и ц а 4

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

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

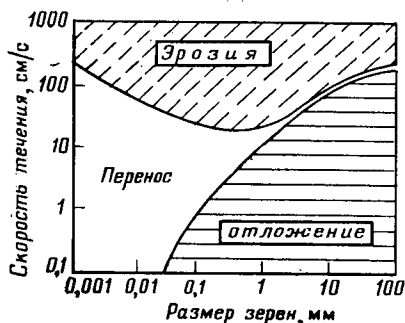
течения в глубоководных потоках должна быть больше, чем в мелководных.

Следует иметь в виду, что вовлечь частицы в движение труднее, чем поддерживать их перемещение. В связи с этим для размыва осадка необходимы большие скорости течения потока, чем для транспортировки. Для эрозии песчаного осадка требуется меньшая скорость течения, чем для более мелкозернистого алевритового или глинистого (рис. 1). Эта особенность объясняется тем, что для взмучивания осадка необходим турбулентный режим, который достигается скорее при соприкосновении воды с шероховатой поверхностью песчаного осадка. Поверхность глинистого осадка более гладкая, поэтому смена ламинарного режима турбулентным в этом случае происходит при большей скорости потока.

Помимо обломочного материала вода переносит большое количество веществ в коллоидном и растворенном состоянии, а также биогенных фрагментов. Например, р. Волга выносит в течение года 115 416 тыс. т растворенных веществ, р. Амур — 13 398 тыс. т, р. Миссисипи — 126 360 тыс. т. Все реки земного шара сносят с суши в течение года около 4 868 млн. т растворенных веществ и 12 695 млн. т взвешенного материала (по Г. В. Лопатину). Огромную работу по транспортировке осадочного материала совершают временные потоки, образующиеся на суше при обильном выпадении осадков и при бурном таянии снегов (особенно мощные в горных районах — сели).

Велико транспортирующее значение морских и океанических постоянных течений. Их скорость достигает 3 м/с, а протяженность измеряется тысячами километров (Гольфстрим). Следует помнить, что в каждом кубическом километре воды содержится около 35 млн. т растворенных веществ и 350—500 т взвешенных частиц. Нельзя не отметить также приливно-отливные и прибрежные течения. Последние возникают в морях и крупных озерах под действием ветра. Эффективность транспортирующей

Рис. 1. Зависимость состояния частиц и осадка от скорости течения воды (по Ф. Хьюлст-рему, 1939 г.)



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

Атмосфера играет важную роль в процессе переноса осадочного материала. Ее транспортирующая способность определяется скоростью движения воздушной массы. Надо иметь в виду, что плотность воздуха несравненно ниже, чем воды, поэтому и транспортирующие возможности при равной скорости у воздушной массы во много раз меньше, чем у водной. Ж. Тулэ экспериментально определил размер зерен, переносимых ветром разной скорости (табл. 5). Следует отметить, что транспортирующие возможности ветра по отношению к влажному обломочному материалу очень сильно понижаются.

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

Максимальный размер обломочных частиц, переносимых ветром, по-видимому, не превышает 20 мм, т. е. значительно меньший, чем транспортируемых водными потоками. Но несмотря на это объем материала, перемещаемого ветром, весьма значителен. Так за последние 2600 лет с площади дельты р. Нила ветер унес слой осадков мощностью около 2,5 м (по Л. В. Пустовалову). Ураганные ветры нередко вызывают эрозию почвы. Например, весной 1928 г. на юге СССР во время пыльных бурь был разрушен и унесен почвенный слой мощностью до 12 см (Наука и жизнь, № 5, 1947 г.). Огромное количество осадочного

Таблица 5

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

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

материала выносит самум (песчаная буря) из пустыни Сахары в Атлантический океан.

Расстояние, на которое перемещается осадочный материал с помощью атмосферы, определяется прежде всего размером частиц, постоянством скорости и направления воздушного потока. Пелитовые частицы могут «путешествовать» вокруг земного шара, алевроитовый материал может переноситься во взвешенном состоянии на тысячи километров. Кроме того, во взвешенном состоянии песок переносится перекатыванием и сальтацией, а более крупные фрагменты — преимущественно перекатыванием. Если направление ветра периодически изменяется, осадочный материал может длительное время кочевать в пределах какой-либо определенной территории. Это положение прежде всего относится к песчаной фракции обломочной части. Перемещаемый атмосферный материал — важный обломочный компонент глубоководных осадков.

Лед выполняет большую транспортирующую работу. Различают льды материковые и морские. Современные материковые льды распространены в высоких широтах на островах (о. Гренландия, Виктория, Новая Земля и др.), в Антарктиде, а также в высокогорных районах других континентов (Тянь-Шань, Памир, Кордильеры, Альпы и др.). Они покрывают около 10 % суши, их суммарный объем достаточен для того, чтобы покрыть всю поверхность суши слоем толщиной 120 м. Древнейшее оледенение происходило на Земле около 2,3 млрд. лет назад. Морские льды в современную эпоху покрывают огромные водные поверхности — до 26 млн. км² (А. С. Монин, Ю. А. Шишков, 1979 г.), однако их средний годовой объем существенно уступает материковым льдам (38,7 тыс. км³ против 22 200 тыс. км³).

Материковые льды обладают способностью перемещаться вниз по падению каменного ложа. Скорость их движения зависит от целого ряда факторов (уклон ложа, мощность ледника и др.) и составляет обычно от долей до 5 м/сут, но иногда до-

стигает 30—40 м/сут. В процессе перемещения лед увлекает с собой обломки пород самого различного размера — от пелитовых частиц до крупных глыб. В конечном итоге ледник тает и от него остаются лишь принесенные им обломки, неотсортированные, мало или совсем неокатанные. Они могут транспортироваться дальше тальми водами или накапливаться с образованием конечной морены. Объем и дальность переноса материала ледниками в каждом конкретном случае различен в зависимости от размера ледника, скорости его перемещения и прочности пород слагающих ложе. Протяженность конечных морен составляет десятки и сотни километров (Рижская — около 70 км), а мощность — несколько метров, иногда до 10—15 м.

Ледники, сползающие с материков и островов в моря (айсберги), также могут нести различный осадочный материал, который по мере таяния льда освобождается и оседает на дно морей и океанов. В результате этого крупные обломки пород и даже глыбы могут оказаться далеко в океане среди тонкозернистого осадка.

Из морских льдов как средство переноса осадочного материала имеют значение лишь прибрежные (припай), которые достигают дна водоема. Под действием сильных ветров и приливо-отливных течений лед ломается, отторгается от дна вместе с вмержшим осадком и уносится от берега. В результате таяния таких льдов происходит переотложение прибрежных осадков часто на значительном удалении от берегов.

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

Самостоятельно, как фактор транспортировки, сила тяжести наиболее ярко проявляется в горных районах, особенно при землетрясениях, вызывающих интенсивное растрескивание пород, ослабляющее силы связи между составными частями породы, отдельными пластами, участками и блоками. При известном Верненском землетрясении (район г. Алма-Ата) в 1889 г. на высоте 2000—1000 м переместившаяся масса обломков пород оценивается в 450 млн. м³, такие случаи не единичны.

Эффективно сила тяжести проявляется в морях и океанах. Именно с ней связано возникновение турбидных (мутьевых) потоков. Механизм этого явления следующий: при землетрясениях взмучивается илистый осадок, в результате чего образуется суспензия, плотность которой несколько выше, чем у воды. При наличии уклона дна эта суспензия начинает перемещаться вниз, увлекая с собой все новые массы осадочного материала, возник-

кает мутьевой (или турбидный) поток, скорость перемещения которого может достигать нескольких десятков километров в час. По расчетам Хизена и Юинга (1952 г.) скорость перемещения мутьевого потока в районе Ньюфаундлендской банки составляла 20 м/с (или 72 км/ч). Объем переносимого такими потоками осадочного материала (в основном песок, алевроит, пелит) весьма велик, о чем говорит мощность (до 4—6 м) образовавшихся из него осадков. Накопление осадка происходит у подножья континентального склона и в абиссальных равнинах. Современные осадки такого происхождения приурочены, главным образом, к глубинам свыше 2000 м. С перемещением под действием силы тяжести связаны и другие природные явления, такие как осыпи и оползни.

Растительные и животные организмы не имеют большого значения при транспортировке осадочного материала. Как пример содействия транспортирующей деятельности рек и моря можно указать на травяные растения и деревья, перемещающиеся в водных потоках вместе с минеральными обломками, застрявшими в их корнях. Без участия растительности эти обломки сразу осели бы на дно.

В заключение необходимо отметить, что роль упомянутых сил природы в транспортировке осадочного материала в различных географических условиях неодинакова. Во влажных районах с растительным покровом (на равнинах и в горах) перенос осадочного материала в основном осуществляется водными потоками. В областях развития пустынь основную работу в процессе транспортировки выполняет атмосфера. В высокогорных районах и полярных областях перенос обломков осуществляется движущимися ледниками и под действием силы тяжести (в горной местности). Течения и волнения осуществляют перемещение основной части осадочного материала в морских и океанических бассейнах. В тектонически активных областях в пределах континентального склона перенос осадочных частиц осуществляется, в значительной мере, турбидными потоками.

В процессе переноса обломки прочных пород и минералов (кварц, полевые шпаты, халцедон и др.) шлифуются, окатываются (рис. 2). Быстрее всего окатываются крупные обломки, причем при длительной транспортировке размер их заметно уменьшается. Механически непрочные обломки (сланцы, слюды) в процессе переноса дробятся и переходят в пелитообразное состояние и даже полностью разрушаются (кальцит, доломит, гипс и др.) Соединения химически нестойкие в условиях дневной поверхности (пироксены, основные плагиоклазы, органические вещества и др.) в процессе транспортировки в значительной мере разлагаются или растворяются.

Приведенные выше обобщения сделаны применительно к существующей географической обстановке, но они могут быть ис-

1

20 км	25	30	40	55	70	90	110	130	180	230
										
$k=0,270$						$k=0,480$				

2

Исходные	5 км	15	20	30	40	55	70	85	125
									
$k=0,284$					$k=0,616$				

Рис. 2. Эволюция формы обломков размером 30—50 мм в зависимости от пройденного пути (по Н. П. Клесновицкому, Т. Г. Нестеровой, Н. В. Разумихину).

1 — галька кварцита; 2 — монокристаллический кварц

пользованы и при анализе условий переноса в более древние этапы геологической истории. Несомненно, что в геологическом прошлом с иной физико-географической обстановкой, роль отдельных сил природы в транспортировке осадочного материала существенно отличалась от современной. Например, в докембрии в условиях отсутствия наземной растительности при переносе осадочного материала большее значение, чем сейчас, имела атмосфера. В отдельные этапы четвертичной истории, как и в другие периоды оледенения материков, существенно возросла транспортирующая деятельность льда.

§ 3. НАКОПЛЕНИЕ ОСАДКА

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

Таблица 6

Скорость осаждения частиц разного размера в воде при 15 °С (по А. Хазену)

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

В водной среде отложение осадочного материала в значительной мере определяется размером и плотностью частиц. Крупные частицы, при прочих равных свойствах, имеют значительно большую скорость осаждения, чем мелкие (табл. 6). Вследствие этого в водных бассейнах крупные зерна накапливаются ближе к области сноса, мелкие же могут путешествовать длительное время. Сравнение данных таблицы с графиком Ф. Хьюльстрема (см. рис. 1) показывает, что скорость течения на границе отложения — перенос соответствует скорости осаждения частиц в спокойной водной среде. Если скорость свободного падения частиц будет меньше скорости течения, частица переносится, а когда скорость падения частицы больше скорости потока, она осаждается. Частицы разной плотности также осаждаются с различной скоростью. При равных размерах, например, обломочные зерна значительно скорее достигают дна, чем отмершие органические ткани растений и животных, имеющие плотность, близкую к плотности воды.

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

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

$$v = \frac{2}{9} \frac{r^2 (\delta_1 - \delta_2)}{\mu} g,$$

где v — скорость осаждения частиц, r — радиус частиц, δ_1 — плотность частиц, δ_2 — плотность воды, μ — вязкость воды, g — ускорение свободного падения.

Следует иметь в виду, что приведенная зависимость относится к шарообразным частицам. При отклонении от такой формы скорость осаждения частиц (эллипсоидальных, пластинчатых, призматических и т. д.) уменьшается.

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

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

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

Высокие скорости накопления осадков характерны для дельт крупных горных рек и бассейнов с высокой минерализацией вод (до 20 см/год и более). Подмечено, что с увеличением площади бассейна осадконакопления (при нормальной солености) уменьшается средняя скорость накопления осадка.

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

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

Наибольшая скорость накопления осадочного материала наблюдается при обвалах, осыпях, в дельтах крупных рек.

В процессе переноса и осаждения осадочного материала происходит осадочная дифференциация, первые сведения о которой имеются в работах И. Фогта (1906 г.), А. Д. Архангельского (1923 г.), В. Гольдшмидта (1931 г.) и В. П. Батурина (1931 г.). Наибольший вклад в развитие учения об осадочной дифференциации внес Л. В. Пустовалов (1936—1940 гг.). К настоящему времени ряд положений этого учения существенно уточнен и дополнен.

Сущность осадочной дифференциации заключается в том, что под влиянием механических, химических, биологических и физико-химических процессов происходит рассортировка осадочного материала или избирательное выделение в твердую фазу растворенных и газообразных веществ с последующим переходом отделившихся однородных продуктов в осадок. Образовавшиеся из таких осадков породы отличаются от магматических (являющихся по отношению к осадочным материнскими) более простым химическим составом, высокой концентрацией отдельных компонентов или большей однородностью частиц по размеру (рис. 3). Благодаря этим обстоятельствам многие осадочные породы представляют собой ценные полезные ископаемые (кварцевые пески, железные руды, каменная соль и др.). Чрезвычайно важную роль осадочная дифференциация играет в процессах формирования месторождений мало распространенных элементов.

Главные внешние факторы, регламентирующие течение осадочной дифференциации, следующие: рельеф поверхности суши и дна водных бассейнов в зоне транспортировки; климат; среда переноса (вода, атмосфера, ледники); режим движения среды переноса (замедление, ускорение, пульсация скорости); количество областей питания осадочным материалом и расстояние от них до места седиментации; соленость бассейна осадконакопления и количественные соотношения растворенных компонентов; концентрация водородных ионов и окислительно-восстановительный потенциал среды; жизнедеятельность организмов.

Кроме внешних факторов на ходе осадочной дифференциации отражаются и физико-химические свойства осадочного материала: степень дисперсности; плотность; механическая устойчивость; химическая активность; растворимость; количество (или концентрация) осадочного материала на путях переноса.

Обилие причин, влияющих на ход дифференциации, и разнообразие состояний веществ, участвующих в процессе, не дает возможности создания единой схемы осадочной дифференциации, пригодной при всех типах литогенеза. В зависимости от состояния веществ и способов их разобщения выделяют 4 типа осадочной дифференциации: механическую, химическую, биогенную и физико-химическую.

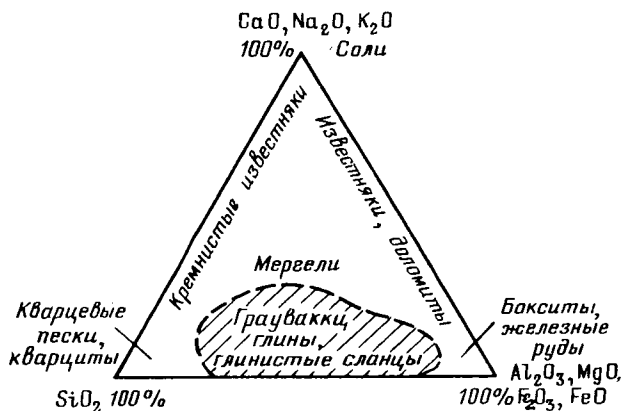


Рис. 3. Диаграмма химического состава осадочных пород (по А. Н. Зава-
рицкому).

Заштриховано поле магматических пород

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

В общем случае раньше всего при транспортировке отделяются и накапливаются близ области образования осадочного материала наиболее крупные обломочные фрагменты. По мере удаления от области питания из среды переноса выделяются и переходят в осадок все более мелкие обломочные зерна и органические остатки. Это происходит как на суше, так и в водных условиях — во внутриконтинентальных и морских бассейнах. При равных размерах транспортируемых частиц в первую очередь осаждаются наиболее плотные (касситерит—6,8 г/см³, магнетит—5,2, ильменит—4,79, рутил—4,25 и др.), а затем легкие частицы (плаггиоклазы — 2,6—2,75 г/см³, кварц — 2,65; полевые шпаты — 2,55—2,56; остатки разлагающейся растительности — 1,1 и другие). Поскольку плотность и размер в какой-то мере компенсируют друг друга при переносе, то в осадке очень обычна ассоциация более крупных минералов легкой фракции, с мелкими зернами тяжелых минералов.

На осаждение обломочных частиц влияет и их форма. Наибольшей транспортабельностью обладают обломки таблитчатой формы, поэтому в водном потоке, во взвешенном состоянии



Рис. 4. Схема механической осадочной дифференциации.

вместе с пелитовыми и алевритовыми частицами нередко встречаются таблички слюды более крупного размера.

Имея в виду, что обломочные породообразующие минералы осадочных пород имеют относительно небольшой диапазон колебаний плотности (2,55—2,75 г/см³) и изометричную или близкую к ней форму, ведущим признакам при рассортировке частиц следует считать их размер. Принципиальная схема механической осадочной дифференциации приводится на рис. 4. Отклонения от нее могут иметь место при наличии поднятий и впадин в бассейне осадконакопления. На поднятиях, где волнения более интенсивно взмучивают осадок, накапливается более крупный осадочный материал (песок), на склонах поднятия осаждается слабо отсортированный материал

(песок, алеврит, глина). К отклонению от схемы дифференциации могут привести прибрежные морские течения, селевые потоки (когда происходит совместное отложение разнородного осадочного материала) и другие природные явления.

Химическая дифференциация — это совокупность химических процессов, происходящих в гидросфере, вызывающих последовательный переход растворенных веществ в твердую фазу и осаждение возникших продуктов в бассейне седиментации. Этот вид дифференциации грандиозен по масштабам — он происходил прежде и осуществляется сейчас в континентальных водоемах, морях и океанах, покрывающих более $\frac{2}{3}$ поверхности нашей планеты.

Основные продукты химической дифференциации отличаются простотой состава — это, главным образом, простые окислы, соли угольной, серной и соляной кислот, состоящие из 2—3 элементов. Выделение растворенных веществ в твердую фазу происходит под влиянием внешних факторов (температура, давление, газовый режим, щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства среды), эффективность воздействия которых в значительной мере определяется тектонической обстановкой и климатическими условиями. Существенное значение в процессе дифференциации имеют также солевой состав вод, концентрация отдельных компонентов и их химические свойства. При постоянстве внешних факторов и химической характеристики природных вод между осадком и растворенными веществами устанавливается равновесие. Изменение физико-химической обстановки влечет за собой выпадение веществ в осадок, либо разрушение последнего. Различная направленность этих

изменений и возможность разнообразных сочетаний факторов дифференциации не позволяют дать универсальной схемы химической дифференциации, применимой в любых физико-географических и геохимических обстановках.

В зависимости от обстановок осадкообразования различаются два вида химической дифференциации. При постоянстве состава и солености бассейновых вод в течение длительного времени (открытые моря, океаны) осадки различного состава откладываются одновременно, но на разном удалении от береговой линии, на разных глубинах. Для морского гумидного литогенеза характерна, например, такая последовательность выпадения веществ в осадок (в направлении удаления от берега): окислы алюминия, окислы железа, окислы марганца. При постепенном изменении солености вод бассейнов (эпиконтинентальные моря, озера, лагуны и др.) происходит дифференциация не в пространстве, а во времени (снизу вверх по разрезу). В эпиконтинентальных водоемах аридной зоны, например, по мере возрастания минерализации вод намечается такой порядок осаднения: кальцит, доломит, гипс, галит, сильвин, карналлит, бишофит. Следует, однако, заметить, что вследствие специфики солевого состава вод и количественных соотношений между ионами в ряде случаев наблюдаются отклонения от этой схемы, заключающиеся в появлении новых химических соединений (астраханит, эпсомит и др. — в заливе Кара-Богаз-Гол до отделения его плотиной от Каспийского моря) или наоборот в отсутствии некоторых упомянутых. Смена одного слоя другим — обычно постепенная, о чем свидетельствует тонкое переослаивание или совместное нахождение в пограничной зоне хемогенных минералов, характерных для соседствующих слоев.

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

Благодаря дифференциации этого типа, накапливаются огромные толщи органогенных известняков, создаются рифовые постройки, накапливается органическое вещество — материал для образования каустобиолитов нефтяного и угольного ряда. Особенно велика роль биогенной дифференциации в накоплении соединений, составные части которых в воде не находятся в состоянии насыщения. В современную эпоху, например, не могли

бы выпадать в осадок без участия организмов кремнезем, фосфаты и другие осадочные образования.

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

Физико-химическая дифференциация присуща коллоидному материалу. Она осуществляется в водной среде под действием физико-химических сил, вызывающих укрупнение частиц вследствие коагуляции коллоидных растворов и явления сорбции. Распределение выпавшего в осадок коллоидного материала в бассейне осадконакопления контролируется факторами механической дифференциации.

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

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

Вопросы для самопроверки

1. Что такое седиментогенез и каковы его этапы?
2. Назовите факторы, вызывающие образование осадочного материала.

3. В каких средах и какими силами осуществляется транспортировка осадочного материала?

4. Перечислите основные факторы, вызывающие накопление осадка.

5. Расскажите об осадочной дифференциации и ее типах.

Глава 3

СТАДИЯ ДИАГЕНЕЗА

Осадок, сформировавшийся в стадию седиментогенеза, представляет собой неравновесную в физико-химическом отношении систему, состоящую из твердой и жидкой, твердой и газовой или всех трех фаз совместно. Значительную часть осадка составляют жидкая или газообразная фазы. Так например, по данным В. В. Вебера, в Таманском заливе Черного моря и прилегающих к нему лагунах среднее содержание воды в песчаных осадках составляет 40 %, в алевритовых — 43, в глинистых — 62. В глинистых илах Клайпедского и Калифорнийского заливов вода составляет 86—87 %. Содержание воды в илах пресноводных озер Карелии, Валдайской возвышенности и Подмосквовья еще выше, что, по мнению Н. М. Страхова, связано с большим содержанием в них органических веществ. Высокой влажностью характеризуются и карбонатные осадки, отложившиеся в водной среде. В осадке, возникшем на суше (лёсс, пески), до 40—60 % его объема составляет газовая фаза.

Характерная особенность осадка, образовавшегося в водной среде,—обилие микроорганизмов. При этом наблюдается следующая закономерность—чем выше дисперсность осадка, тем больше микроорганизмов (табл. 7), с увеличением глубины погружения осадка количество бактерий сокращается. Как подчеркивает Н. М. Страхов, основной фактор, регулирующий такую локализацию бактерий,—содержание органического вещества, за счет которого и развиваются микроорганизмы. Максимальные количества бактерий наблюдаются в самом верхнем слое осадка мощностью до 1—3 см, ниже их количество быстро сокращается (причем не только аэробных, но и анаэробных). На глубине около 0,5 м число бактерий уменьшается в 1500—2000 раз, что объясняют переработкой органического вещества и обеднением питательными веществами.

В осадках водных бассейнов (современных и послерифейских) почти всегда присутствует органическое вещество. Его количество определяется прежде всего физико-географическими условиями. Распределение органического вещества контролируется волнениями, течениями, что отражается в ассоциациях $S_{орг}$ с определенными типами осадочных пород. Намечается

Таблица 7

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

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

такая картина — в осадках бассейнов гумидной зоны содержание органического вещества выше, чем в осадках аридной. В осадках центральных частей крупных водоемов (океанов, морей) органического вещества меньше, чем в периферийных. Это объясняется тем, что наиболее благоприятные условия для жизни организмов существуют на небольших глубинах — до 50—100 м. Кроме того, при опускании отмерших планктонных организмов на значительную глубину они разлагаются сильнее, чем при опускании на небольшие глубины (за счет времени). Максимальные количества органического вещества приурочены к тонкодисперсным глинистым осадкам, а в алевроитовых и тем более в песчаных образованиях содержание его значительно ниже (табл. 8).

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

В морских осадках Н. М. Страхов (1960) выделяет окислительную и восстановительную зоны. Зона окисления охватывает

Таблица 8

Содержание $C_{орг}$ в осадках Охотского моря (по П. Л. Безрукову)

Тип осадка	Число проб	Пределы содержания $C_{орг}$, %	Среднее содержание $C_{орг}$, %
Пески:			
крупно- и среднезернистые	13	0,00—0,93	0,29
мелкозернистые	23	0,08—0,75	0,36
Алевроиты:			
крупнозернистые	23	0,08—1,14	0,60
мелкозернистые	14	0,04—1,78	1,10
Илы:			
алевроит-пелитовые	45	0,02—2,14	1,37
пелитовые	40	0,87—2,20	1,46

лишь верхний слой осадка мощностью от долей до нескольких десятков сантиметров. В этой зоне окислительно-восстановительный потенциал (E_h) имеет положительные значения, достигающие нескольких сотен милливольт. Здесь, наряду с окислением органического вещества, в осадках происходит восстановление сульфатов, выделение углекислоты, образование железо-марганцевых конкреций и др. Ниже развивается восстановительная зона, где E_h имеет уже отрицательные значения, достигающие также нескольких сотен милливольт. В ней формируются оксиды железа, карбонаты кальция, марганца, сульфиды металлов. Концентрация водородных ионов (pH), характеризующая щелочно-кислотные свойства среды, обычно в осадке мало отличается от pH воды, а если отличается, то, как правило, в сторону повышения кислотности.

Осадок, образовавшийся на поверхности суши или на дне водоема, обычно представляет собой неравновесную систему. Отсутствие физико-химического и биохимического равновесия в осадке — движущая сила процесса диагенеза. В результате взаимодействия между составными частями осадка и составных частей осадка с окружающей средой при участии внешних факторов возникает более или менее равновесная система, в которой составные части приспособились для совместного существования.

В стадию диагенеза в осадках происходят следующие основные процессы: уплотнение осадка под действием веса вышележащих осадочных образований; дегидратация или гидратация осадка; переработка осадка илоедом и бактериями; образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых; растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка; минеральное новообразование; кристаллизация и перекристаллизация.

Уплотнение осадка. Только что накопившийся осадок имеет невысокую плотность. У глинистых илов она может составлять всего 1,2—1,3 г/см³, плотность песчаных и алевроитовых осадков, накопившихся в водной среде, — 1,5—1,7, а образовавшихся на суше — 1,3—1,4. К концу стадии диагенеза вследствие перегруппировки частиц, отжатия воды и других процессов плотность глинистых осадков возрастает до 1,6—1,8 г/см³, песчаников — до 1,7—1,9. Подобное явление происходит и с другими осадками.

Дегидратация и гидратация осадка. Осадки, возникшие в водной среде, содержат огромное количество воды (до 75—85 %). В процессе их уплотнения вода отжимается и обычно перемещается в вышележащие слои. К концу стадии диагенеза из осадка удаляется до 50 % исходного количества воды. Осадки, образовавшиеся в воздушной среде (например, золотые пески, лёсс), получают влагу из подстилающих отложений

за счет диффузии или же из окружающей среды в виде атмосферных осадков.

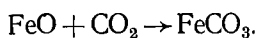
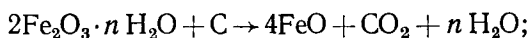
Переработка осадка организмами имеет место и в континентальных, и в морских условиях. Интенсивнее всего перерабатываются тонкодисперсные осадки (пелитовые, карбонатные, фосфатные и др.) водоемов с повышенным содержанием органического вещества. Главная роль в переработке осадка принадлежит бактериям и илоедом (всевозможным червям), а само явление максимально развито на первых десятках сантиметров, а ниже быстро затухает. В меньшей степени на преобразование осадка влияют корни живых растений.

Образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых в данной физико-химической обстановке — характерный для диагенеза процесс. Как отмечал Л. В. Пустовалов, в зоне осадкообразования, в условиях избытка экзогенной энергии, сплошь и рядом возникают малоустойчивые модификации минералов, обладающие тем или иным запасом энергии. При захоронении осадка они отдают эту энергию окружающей среде, а сами образуют более устойчивые разновидности (модификации). Пример таких превращений — переход гидротроилита ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) в пирит или марказит (FeS_2), арагонита — в кальцит, опала — в халцедон и другие.

Растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка — типичные процессы для стадии диагенеза. Они в значительной своей части определяются физико-химическими и биохимическими параметрами и свойствами среды — pH и Eh среды, растворенных в воде солей и газов, их концентрация, состав атмосферы (а он в течение геологического времени существенно изменился), давление, температура, жизнедеятельность организмов и т. д. Многообразие этих свойств определяет в одном сочетании устойчивость данного компонента, в другом — его химическую активность и подвижность. Например, в современных речных песчаных осадках гумидной зоны кальцитовые остатки фауны обычно не сохраняются вследствие того, что среда (речные воды) имеет кислую реакцию ($\text{pH} > 7$). Подобное наблюдается и в морских осадках холодноводных бассейнов с $\text{pH} > 8$. Кальцитовые остатки растворяются здесь за счет избытка углекислоты, способствующей переходу малоподвижного карбоната в легко растворимый бикарбонат. В тепловодных морских бассейнах, где количество растворенной углекислоты невелико, а среда щелочная ($\text{pH} > 8$), обстановка благоприятствует сохранению карбонатов кальция в осадке. Другой пример — в воздушной среде аридной климатической зоны (полупустыни, пустыни) органическое вещество практически полностью разлагается на составные части и удаляется из осадка. В гумидных условиях, на суше и особенно в водной среде органическое вещество сохраняется, хотя и существенно изменяется.

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

Например, реакция между гидроокислами железа и сероводородом (образующимся при разложении белковых соединений органического вещества) дает начало сульфидам железа (пириту, марказиту). Широко известно диагнетическое образование доломита в результате химических реакций между известковым илом и ионами магния, находящимися в морской воде, пропитывающей осадок. Взаимодействие окислов железа с органическим веществом (в водной среде) приводит к образованию сидерита



Диагенетическими минеральными новообразованиями являются конкреции марказита, сидерита, фосфорита, кремнистые и глинистые минералы. В обломочных, органогенных и оолитовых карбонатных образованиях диагенетические минералы нередко выполняют роль цемента.

Кристаллизация и перекристаллизация составных частей осадка характерна для хемогенных и коллоидных образований, а также для органических минеральных остатков (раковины и прочее). Образование конкреций (кремнистых, фосфатных и др.), исходный материал для которых в большей части коллоиды, обычно сопровождается кристаллизацией вещества, уменьшением его удельной поверхности, адсорбционной способности, что в конечном итоге придает системе большую устойчивость.

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

В стадии диагенеза осадок может быть вовлечен во все или в часть перечисленных процессов в зависимости от его состава и физико-химических свойств среды. Например при диагенезе золотых терригенных образований не происходит переработка

осадка организмами, дегидратация, растворение составных частей осадка. При формировании мономинеральных кварцевых песков могут отсутствовать или проявляться очень слабо процессы образования устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых, растворение неустойчивых соединений (по причине их отсутствия) и др. Вследствие отсутствия в осадках или в окружающей среде какого-либо компонента могут не проявиться процессы минерального новообразования, перекристаллизация и т. д. Наиболее полным комплексом диагенетических преобразований выделяются глинистые и известковые илы морских и пресноводных водоемов, расположенных в областях гумидного климата.

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

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

Стадия диагенеза может прерваться вследствие выхода осадка на поверхность под влиянием внешних сил и тогда он, не превратившись в породу, может вовлечься в новый цикл седиментогенеза.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое диагенез?
2. Каковы факторы и продолжительность диагенеза?
3. Расскажите о положении и мощности зоны диагенеза в осадочной оболочке.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Выяснение условий формирования и познание закономерностей образования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых — одна из главнейших задач литологии. Ее решение имеет большое научное и практическое значение, поскольку позволяет расшифровать детали формирования осадочной оболочки нашей планеты и открывает возможность наиболее эффективного освоения ее недр. Решением этой литологической задачи наука занимается практически со времени своего зарождения. Особенно плодотворны последние 30—40 лет, знаменующиеся установлением периодичности и эволюции осадкообразования, определением основных движущих сил процесса, разработкой основ теории литогенеза, и т. д. Значительный вклад в решение задачи внесли советские ученые М. С. Швецов, Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович и др.

Образование осадочных пород происходит в различных физико-географических условиях и регламентируется многими факторами и силами земной и космической природы. Их роль в формировании осадка и основные закономерности образования осадочных пород рассматриваются ниже.

§ 1. ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ И КЛИМАТА НА ЛИТОГЕНЕЗ

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

Роль тектоники в процессе литогенеза. Интенсивность, частота, региональность тектонических колебательных движений существенным образом отражаются на составе, строении (структуре, текстуре), скорости накопления и мощности осадка, а также форме осадочных тел.

Как известно, колебательные движения вызывают трансгрессии и регрессии морских водоемов и, следовательно, перемеще-

ние береговых линий. Вместе с изменением положения берега меняется и состав осадка. Например, при трансгрессии в заданной точке водоема откладывались глинисто-алевритовые осадки, в случае регрессии здесь же возможно накопление более крупнозернистых отложений. Колебательные движения могут привести к образованию мелководных водоемов с весьма ограниченной связью с открытым морем. В них при пенеплене и интенсивном испарении терригенное осадконакопление может смениться накоплением различных солей. Пример такого бассейна — современный залив Кара-Богаз-Гол. Наконец, колебательные движения могут привести к заболачиванию местности, возникновению торфяников. В современных условиях примером такой обстановки служит район залива Памлико (восточное побережье Северной Америки), переходящий в огромное болото с мощностью торфа более 6 м.

Колебательные тектонические движения в пределах суши приводят к изменению положения области сноса осадочного материала, изменению базиса эрозии, что, в свою очередь, отражается на составе накапливающегося осадка. Наконец, тектоника отражается на характере продуктов выветривания, возможности образования коры выветривания и т. д.

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

Колебательные движения — одна из главных причин периодичности осадконакопления — неоднократной повторяемости в геологических разрезах литологически однотипных или близких по составу осадочных пород. Продолжительность и масштаб колебательных движений варьируют в широких пределах, поэтому и чередующиеся отложения могут быть широко распространенными и мощными или, наоборот, локально залегающими и небольшой мощности.

Тектоника оказывает огромное влияние на скорость накопления осадков и их мощность. Скорость современного осадконакопления колеблется в широких пределах. Максимальных значений она достигает у горных подножий и в конусах выноса, достигая в ряде случаев нескольких метров в год. Значительна скорость накопления в дельтах крупных рек — десятки сантиметров в год. Иллюстрация этому то, что дельта р. Хуанхэ выдвинулась в Желтое море в течение 6 лет (1947—1952 гг.) на 25 км. В районах развития мутьевых (турбидных) потоков, вызываемых разрядкой тектонических напряжений, скорость накопления современных осадков составляет в среднем 0,5 мм/год, а в центральных частях океанов 0,008—0,06 мм/год.

Изучение разрезов ископаемых осадочных толщ позволило установить, что скорость накопления осадков в геосинклинальных областях значительно выше, чем в платформенных. По данным ряда исследователей, она соответственно составляет 0,01—0,3 и 0,003—0,02 мм/год. Из приведенных данных, однако, не следует вывод о том, что скорость современного осадконакопления выше, чем в прошедшие этапы геологической истории. Дело в том, что современные осадки рыхлые, тогда как ископаемые отложения существенно уплотнены, к тому же для современных осадков приведены крайние значения скорости. Кроме того, при расчете интенсивности осадконакопления в историческое время не учитывались возможные размывы, денудация и перерывы в накоплении осадков.

Несомненно, что и в древние эпохи скорость накопления осадков в значительной мере определялась особенностями тектонического строения территорий (антиклинории, синклинории и т. д.) и связанными с ними формами рельефа. Максимальные мощности и, соответственно, скорости накопления осадков в крупных водных бассейнах характерны для областей компенсированного прогибания (впадины, прогибы). Такие области известны как в геосинклинальных, так и платформенных условиях.

Следует отметить, что скорость и мощность накопления осадков в значительной мере зависят от количества поступающего осадочного материала. В тех случаях, когда количество осадочного материала мало, никакое прогибание не в состоянии обеспечить большие скорости накопления и мощность осадка. При обильном поступлении осадочного материала, превышающем необходимое количество для компенсации прогибания, будет происходить обмеление бассейна и изменение условий осадконакопления, а в конечном итоге аккумуляция может смениться денудацией.

Тектонический режим в значительной мере определяет форму и размер осадочных тел. При региональном продолжительном погружении территории образуются мощные, огромные по площади пласты более или менее однородного состава. Примером этого могут служить известняки нижне-волжского подъяруса верхней юры Прикаспийской впадины, имеющие мощность 80—130 м и площадь распространения более 40 тыс. км². В краевых прогибах осадочные тела часто имеют значительную протяженность (до 1000 км и более), при относительно небольшой ширине.

С колебательными и разрывными тектоническими движениями связано образование рифовых тел, представляющих собой карбонатные органогенные постройки, возникающие в зонах прогибания дна морского бассейна. Рифовые постройки широко распространены в палеозойских отложениях Волго-Уральской, Ти-

мано-Печорской нефтегазоносных провинций, в верхнеюрских отложениях Западного Узбекистана и Восточной Туркмении, а также в других регионах. Вдоль крупных тектонических разломов на суше в результате деятельности рек нередко формируются рукавообразные осадочные тела.

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

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

Особенности рельефа определяют скорость течения и транспортирующие возможности водных потоков. В горных районах, с крутым уклоном ложа, они обладают значительной энергией и скоростью перемещения водной массы (до 7—10 м/с). В зонах деятельности горных рек и временных потоков переносится разнообразный обломочный материал, в том числе гравий, галька и даже валуны. При понижении энергетической способности потока наиболее крупные обломки переходят в осадок. Равнинные реки имеют небольшую скорость течения, обычно 0,2—0,5 м/с, и, как правило, не превосходят 1,0—1,5 м/с. В таких условиях переносится более мелкий материал — песок, алевит, пелит. В общем виде скорость течения и транспортирующие возможности большинства водных потоков убывают от истока к устью, что определяется в основном выполаживанием рельефа. Особенно отчетливо эта закономерность проявляется у горных рек при их выходе на равнинные участки.

Обломочный материал задерживается близ мест образования и находится в состоянии транспортировки в равнинных областях значительно дольше, чем в горных. В связи с этим, а также из-за большей дисперсности обломочные частицы в областях пенеплена (при прочих равных условиях) подвергаются более глубокому преобразованию при воздействии факторов химического разложения. В результате этого быстрее исчезают неустойчивые и малоустойчивые минералы (амфиболы, пиро-

ксены, основные плагиоклазы и др.), упрощается минеральный состав (происходит «созревание» обломочной части).

Рельеф поверхности отражается также и на составе и структурных особенностях осадков. Так например, в горных районах накапливаются пролювиальные и делювиальные отложения, представленные щебенкой, дресвой, сменяющимися вниз по склону более мелкозернистыми образованиями. Обломки обычно неокатанные, полуугловатые, слабо сортированные. В равнинных районах такие отложения не характерны. Здесь в континентальных водоемах в условиях аридного климата наряду с терригенными откладываются различные хемогенные осадки (доломиты, сульфаты, галоиды), а в гумидных областях — терригенные и органогенные (торфяники).

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

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

От величины уклона дна бассейна зависит размер частиц, слагающих осадок в том или ином пункте. При пологом дне морского бассейна галечный и песчаный материал слагает пляж и относительно узкую мелководную зону. При большем уклоне дна (25—30°) во время сильных волнений обломочный материал (галька, гравий, песок) скатывается вниз и задерживается лишь на уступах или в местах выполаживания поверхности дна. Такая картина наблюдалась на Черном море в районе мыса Пицунда. По подводным каньонам обломочный материал может скатываться на большие глубины. По данным Д. Хьюберта в тальвегах каньонов северо-западной Атлантики гравийный

материал находится на глубинах свыше 3000 м, на значительном удалении от береговой линии. Таким образом, крупный размер обломков не всегда является признаком прибрежности или мелководья, хотя в общем случае, в морских условиях по мере удаления от берега размер обломочных частиц в осадке уменьшается.

Влияние климата на литогенез. Климат планеты определяется множеством факторов. Это интенсивность солнечной радиации, положение участков поверхности относительно Солнца, прозрачность и состав атмосферы, гипсометрическое положение суши и дна Мирового океана, соотношение площадей суши и моря, излучение внутреннего тепла планеты, направление ветров, направление и температура морских течений и т. д. Из приведенного перечня следует, что часть факторов, определяющих климат, имеют тектоническую природу и, следовательно, имеется определенная подчиненность климата тектогенезу. Будучи последствием взаимодействий разнообразных факторов и природных явлений, климат существенно влияет на седиментогенез в целом и на облик будущей породы.

Исходя из основных климатических признаков выделяют три типа климата: нивальный гумидный и аридный. Нивальный климат присущ областям с низкой температурой (среднегодовая ниже -10°C). Большую часть года вода находится в виде льда и снега. В теплое время года снег и лед не успевают растаять, поэтому происходит их постепенное накопление. Типичный представитель такого климата — арктический. Гумидный климат — влажный, причем по крайней мере в течение теплой части года вода находится в жидкой фазе. К гумидному климатическому типу относятся тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные климаты. Для этой группы климатов характерно обильное развитие растительности. Аридный климат характеризуется сухостью воздуха, сильным прогревом поверхности суши в течение всего года или в отдельные его периоды. Количество атмосферных осадков обычно невелико (менее 150—200 мм/год). Флора представлена разреженными, засухоустойчивыми формами или отсутствует вообще. К аридному типу относятся климаты пустынь, полупустынь и сухих степей.

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

Ледовый (нивальный) тип литогенеза характеризуется нахождением воды преимущественно в твердой фазе (лед) и именно в таком состоянии она проявляет свою активность. Низкая температура вызывает существенное замедление химических процессов и подавляет жизнедеятельность организмов. В связи

с этим роль осадочного материала химического и органического происхождения при ледовом литогенезе весьма незначительна или не проявляется вообще. Основная часть осадочного материала, согласно представлениям Н. Н. Страхова (1960 г.), поставляется в первую очередь механическим (морозным) выветриванием скал, не покрытых льдом (или снегом), сам ледник, медленно передвигаясь, отрывает от ложа выступающие участки и уносит обломки с собой. Перенос осадочного материала осуществляется преимущественно ледниками и, в незначительной степени, водой подледниковых ручьев. Вследствие этого осадочная дифференциация проявляется очень слабо. В итоге накапливается совершенно неотсортированный осадочный материал, из которого образуются породы моренного типа — глины валунные, супеси, неотсортированные валуни.

Ледовый тип современного литогенеза развит на континентальных массивах высоких широт (Гренландия, Антарктида и др.) и в горных районах выше снеговой линии. Представление о распространенности ледового типа литогенеза в настоящее время можно получить исходя из следующих цифр: области арктического климата занимают сейчас около 17 % поверхности суши или примерно 19 % поверхности всей планеты. На протяжении геологического развития Земли эти соотношения существенно менялись.

Гумидный тип литогенеза осуществляется в обстановках тропического, субтропического, влажных умеренного и холодного климатов. В каждом из этих климатических режимов породообразование имеет свои специфические черты, при общности основных типовых признаков. Гумидный литогенез развит как на суше, так и в морских условиях. Генезис осадочного материала при таком типе литогенеза наиболее многообразен. Здесь активно проявляют себя факторы механического разрушения, химического разложения, а также биологические процессы. В связи с этим в осадок возможно поступление обломочной, хемогенной, органогенной и коллоидной частей. Поскольку в различных климатах гумидного типа температура, количество осадков, жизнедеятельность организмов неодинаковы, к тому же может существенно различаться и рельеф, то образовавшиеся осадки в каждом конкретном случае будут нести свои специфические особенности.

В условиях теплого климата (тропического и субтропического) при равнинном рельефе весьма интенсивно происходит химическое выветривание пород. В обстановке умеренного и холодного климатов из-за снижения среднегодовой температуры этот процесс совершается в значительно замедленном темпе. Если же выветривание происходит в условиях резко пересеченного рельефа (горные и предгорные области), то даже в зонах теплого климата механическое выветривание начинает

существенно преобладать над химическим. Жизнедеятельность организмов завершается образованием осадочного материала — минеральных скелетных остатков и неполностью разложившегося органического вещества, а продукты разложения последнего (в виде CO_2 и гуминовых кислот) способствуют механическому и химическому выветриванию пород.

В зоны осадконакопления при гумидном литогенезе, таким образом, поступает обломочный и органогенный материал, растворенная и коллоидная части. В зависимости от термобарических условий, pH, Eh солености вод бассейна осадконакопления и биохимической активности организмов, растворенная и коллоидная части могут оставаться в растворе или перейти в осадок в виде твердой фазы. Например, в современных холодноводных морях (Баренцево, Карское и др.) карбонат кальция может переходить в твердую фазу за счет жизнедеятельности организмов, строящих свои скелеты из кальцита (арагонита), однако после отмирания организмов их скелеты обычно растворяются из-за избытка углекислоты в воде. Хемогенный кальцит в таких условиях не образуется. Таким образом, в осадке накапливается в основном терригенный материал.

В современных тепловодных приэкваториальных бассейнах, наоборот, обстановка весьма благоприятна для накопления кальцита, который выделяется из вод как биогенным, так и химическим путем. Особенности распределения современных карбонатных осадков приводятся на рис. 5. Обращает на себя внимание их не совсем симметричное расположение относительно экватора, что объясняется неодинаковым распределением теплых вод в областях течений. Довольно четкая зависимость от климата наблюдается в распределении морских кремнистых осадков, эвапоритов (рис. 6) и других осадочных образований.

Многообразие обстановок в зонах гумидного климата предопределяет и разнообразие литологического состава пород — здесь возникают глинистые, обломочные (песчаники, алевроиты), хемогенные (карбонаты, бокситы и т. д.), органогенные (известняки, диатомиты, угли и др.) и смешанные осадочные образования. Гумидный тип литогенеза в геологическом прошлом резко преобладал над остальными. В современную эпоху этот тип литогенеза также преобладает над всеми остальными, охватывая примерно 57 % суши или 70 % поверхности всей планеты.

Аридный тип литогенеза — породообразование в обстановке повышенных температур, благодаря которым вода может находиться в жидкой фазе практически в течение всего года, однако ощущается ее острый дефицит. Аридный литогенез характерен для континентов (пустыни, полупустыни, сухие степи), но имеет развитие и в морских условиях (Красное, Каспийское моря и др.).

Рис. 5. Распределение современных морских карбонатов в зависимости от географической широты (по Р. В. Фейрбриджу, 1964 г.)

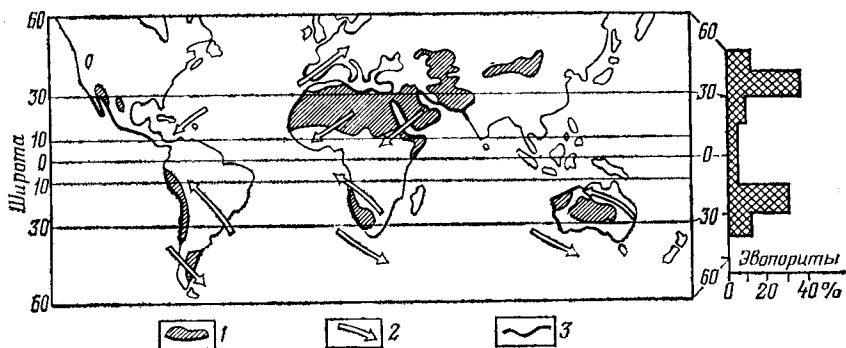
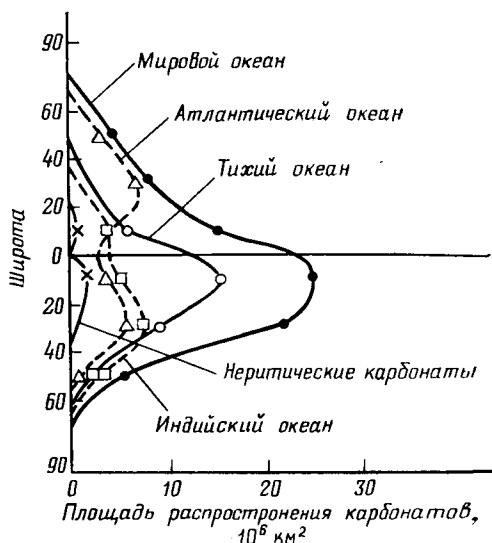


Рис. 6. Основные мировые пустыни и распространение современных эвапоритов (% от осадочных пород).

1 — основные пустыни; 2 — преобладающие ветры; 3 — границы сухих прибрежных областей (по Т. Шопфу)

В обстановке аридного климата на континентах осадочный материал поступает в виде обломочной и растворенной частей очень часто из располагающихся по соседству гумидных зон — с гор вместе с мощными временными потоками, ручьями и реками, возникающими при таянии ледников, или же с равнин — с полноводными реками. В пределах областей аридного литогенеза перенос осадочного материала осуществляется главным образом ветром. Этому способствует отсутствие или слабое развитие почвенного слоя и растительности. Благодаря перевесу терригенного материала ветром из аридных зон выносятся

алевритовый и глинистый материал, накапливается песчаный. Площади развития современных песчаных отложений огромны (Кара-Кумы ≈ 240 тыс. км², Сахара > 7 млн. км²).

В озерах, лагунах и морях аридной зоны осадконакопление может осуществляться за счет аутигенного минералообразования, приносимого ветром песчаного, алевритового и глинистого материала, а также продуктов жизнедеятельности растительных и животных организмов. Если происходит засоление водоемов, осадкообразование за счет жизнедеятельности организмов постепенно уменьшается и может совершенно прекратиться. Доминирующее значение тогда получает химическая седиментация, проявляющаяся в последовательном накоплении сульфатов кальция, хлоридов натрия, калия и магния и др. Значение терригенного материала при этом также становится незначительным. При опреснении водоемов (например за счет увеличения притока пресных вод) седиментация эволюционирует в обратном порядке, с постепенным возрастанием роли терригенного и органогенного материала. Таким образом, для аридного типа литогенеза характерен следующий набор пород: эоловые пески и песчаники, глинисто-алевритовые образования (нередко засоленные), известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, полигалиты, каменная соль.

Вулканогенно-осадочный тип литогенеза — аazonальный или аклиматический. Под этим типом литогенеза Н. М. Страхов понимал породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эффузивного процесса.

Отличительная черта этого типа литогенеза — осадочный материал в значительной степени поставляется вулканами, однако по мере удаления от очагов вулканизма в осадках все более возрастает роль обломочного и хемогенного материалов, образующихся за счет продуктов выветривания.

В составе продуктов вулканической деятельности вулканические бомбы, пепел, гидротермальные воды, газы (экспаляции). Твердые продукты извержения образуют вулканогенно-осадочные (пирокластические) породы, часть растворенных и газообразных компонентов в условиях земной поверхности или в толще морских и океанических вод (при подводных извержениях вулканов) в результате химических реакций также переходят в твердую фазу, а затем и в осадок.

Необходимо отметить недостаточную обоснованность выделения *вулканогенно-осадочного типа* литогенеза. Дело в том, что продукты вулканической деятельности осаждаются на поверхность планеты в зоне конкретного климата. В силу этого материал, перешедший в осадок, подвергается воздействию соответствующих климатических факторов, а образовавшиеся из него породы приобретают черты, присущие данному типу лито-

генеза. В случае массового накопления вулканогенного материала большой мощности в течение одного извержения факторы осадочного литогенеза возможно и не успеют наложить своего отпечатка, но тогда породы будут представлять туфы или подобные им образования, не относящиеся к осадочным.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите основные факторы, влияющие на осадкообразование.
2. Какова роль тектоники в процессе формирования осадочных пород?
3. Какова роль климата в стадии седиментогенеза и диагенеза?
4. Назовите типы литогенеза и характерные для них осадки.

Глава 5

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ (ВТОРИЧНЫЕ) ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы, образовавшиеся в результате диагенетических процессов, не представляют собой устойчивой системы. Под влиянием изменяющихся термобарических и геохимических факторов они преобразуются, приобретая новые признаки и свойства. Все изменения, совершающиеся в уже сформированной породе, называют вторичными или постдиагенетическими. Они осуществляются в нескольких стадиях. Направленность изменений в значительной мере регламентируется формой и интенсивностью тектонических движений. При погружении осадочных толщ стадия катагенеза¹ (стадия бытия или жизни) сменяется стадией метагенеза (стадией глубокого преобразования), а последняя — метаморфизмом. Восходящие тектонические движения могут вывести горные породы на поверхность или в приповерхностную зону. В этих условиях осадочные породы вступают в стадию гипергенеза и подвергаются новым изменениям и даже разрушению. Таким образом вторичные изменения осадочных пород осуществляются в трех стадиях: катагенез, метагенез и гипергенез, причем при завершении последних двух породы переходят в категорию метаморфических или разрушаются.

§ 1. СТАДИЯ КАТАГЕНЕЗА

Катагенез — основная стадия в жизни осадочных пород. Она начинается после диагенеза и продолжается до наступления стадий метагенеза или гипергенеза. Продолжительность стадии

¹ В литературе катагенез нередко именуется эпигенезом.

катагенеза колеблется в широком диапазоне, что определяется особенностями геологического развития территории. Породы, существующие в стабильной обстановке, могут находиться на стадии катагенеза длительное время даже в геологическом понимании. Возраст протерозойских осадочных толщ (синийский комплекс) на севере Китая оценивается, например, в 1185—740 млн. лет. Наряду с этим встречаются породы в 2—3 раза моложе, но уже прошедшие стадию катагенеза (палеозойские и мезозойские отложения Большого Кавказа). В локальных участках, там где в осадочные породы внедрился магматический расплав или проявился стресс, продолжительность жизни осадочных пород может быть еще короче.

Положение верхней и нижней границ зоны катагенеза и ее мощность непостоянны. Верхняя граница катагенеза совпадает с нижней границей диагенеза. Нижняя граница условно ограничивается положением изотермы 200°C. В связи с тем, что величина геотермического градиента в каждом регионе своя, глубинное положение нижней границы зоны катагенеза варьирует в широких пределах и по данным геофизических исследований достигает 20 км от поверхности (при геотермическом градиенте 1°C/100 м). Глубинная граница развития осадочных пород в Прикаспийской впадине по материалам сейсмических исследований определена примерно в 20—22 км. В таких условиях горное давление достигает 500 МПа, а пористость всех пород сближается и понижается до 1—2 %. Наибольшая глубина, на которую вскрыты осадочные породы скважинами с целью поисков нефти и газа, превышает 9 км (скв. Берта Роджерс—9586 м, в штате Оклахома, США). Самая глубокая в мире скважина бурится на Кольском полуострове, ее глубина превышает 12 км.

Интенсивность и последствия катагенеза определяются с одной стороны признаками и свойствами самих пород, с другой — движущими силами (внешними факторами). Основные признаки и свойства пород, отражающиеся на катагенетических преобразованиях: минеральный состав, структура и физико-химические свойства (химическая устойчивость, твердость, пластичность, пористость, проницаемость и др.). К числу главнейших движущих сил относятся температура, давление (литостатическое, стресс, гидростатическое), растворенные в воде минеральные и газообразные вещества, щелочно-кислотные свойства подземных вод, окислительно-восстановительная обстановка, естественная радиоактивность, а также продолжительность их воздействия, которая часто отражает геологический возраст пород.

В природных условиях значения каждого признака и свойства породы, интенсивность воздействия внешних сил варьируют в широком диапазоне. Все это предопределяет многообразие

форм проявления, четкость выражения и скорость течения вторичных изменений. Последние по существу сводятся к следующим процессам: уплотнению; отжатию воды; растворению неустойчивых соединений; минеральному новообразованию; перекристаллизации.

Уплотнение пород заключается в увеличении плотности горных пород за счет уменьшения объема порового пространства и увеличения роли твердой фазы. Процесс сопровождается изменением структуры и физических свойств осадочных образований. Уплотнение осадочных горных пород происходит в результате сближения и перегруппировки их составных частей или вследствие заполнения пустот минеральными новообразованиями. В начальные этапы катагенеза уплотнение происходит в результате перегруппировки частиц, более плотной их укладки под действием литостатического (горного) давления, возрастающего по мере увеличения глубины залегания осадочных толщ. Максимальное уплотнение пород за счет перегруппировки частиц и более плотной их укладки в каждом конкретном регионе, в зависимости от литологического состава, формы, прочности, отсортированности, характера поверхности частиц, происходит на разных глубинах. В мезозойских песчано-алевритовых породах Прикаспийской впадины, содержащих цемента менее 10 %, процесс завершается на глубине 1200—1300 м. Уплотнение подобного типа происходит и под действием стресса.

После перегруппировки частиц дальнейшее уплотнение за счет давления может происходить в результате растворения частиц в точках соприкосновения друг с другом по принципу Рикке¹ и приспособления их поверхностей друг к другу с образованием различных типов контактов (рис. 7). Перешедшие в раствор вещества могут здесь же перейти в твердую фазу, образуя каемки регенерации минеральных зерен. В процессе миграции подземные воды проходят области с различными термобарическими и геохимическими условиями. Изменение обстановок часто вызывает переход растворенных веществ в твердую фазу, заполняющую поры, каверны, трещины. Это приводит к дальнейшему уплотнению пород.

Степень уплотнения породы оценивают посредством плотности (δ), пористости (k_n), коэффициента метаморфичности (C) — по О. А. Черникову, коэффициента измененности (I) — по С. С. Савкевичу, коэффициента сообщаемости пор (J) — по П. А. Карпову. Есть и другие приемы оценки степени уплотнения пород, основанные на исследовании пород в шлифах под микроскопом. Все они, как и вышеотмеченные, имеют общие

¹ Принцип Рикке заключается в том, что минералы, слагающие горные породы, растворяются в точках касания друг с другом в направлении максимального давления (в направлении действия силы тяжести) и вновь кристаллизуются в соседних пустотах.

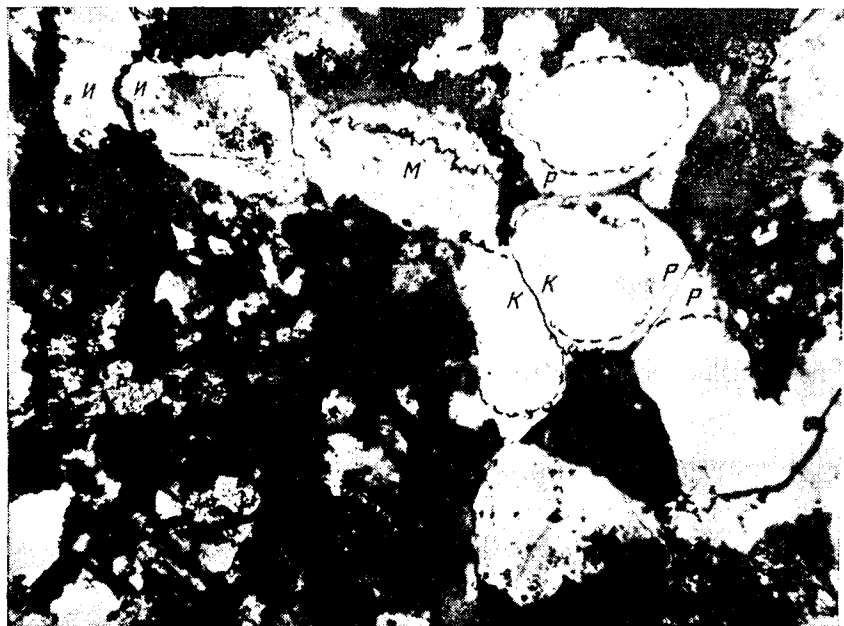


Рис. 7. Конформные (К), инкорпорационные (И), микрокристаллитовые (М) контакты между обломочными зернами; регенерация (Р)

недостатки — применимость только для обломочных пород, не содержащих цемента, небольшая площадь исследования и большая трудоемкость.

Для определения степени уплотнения пород предлагается также коэффициент уплотнения k_δ (Б. К. Прошляков, 1974), представляющий собой отношение плотности породы (δ_n) к плотности твердой фазы или минералогической плотности (δ_T):

$$k_\delta = \delta_n / \delta_T.$$

Коэффициент уплотнения представляет собой безразмерную величину, показывающую во сколько раз плотность породы меньше плотности слагающей ее твердой фазы. По мере уплотнения $\delta_n \rightarrow \delta_T$, а $k_\delta \rightarrow 1$. Коэффициент уплотнения связан с величиной полной пористости (k_n):

$$k_\delta = 1 - k_n.$$

Данный способ выражения уплотнения пород имеет то преимущество, что он может быть применен для любых осадочных пород (песчаник, известняк, каменная соль и т. д.). Он позволяет установить специфику, отличительные особенности уплот-

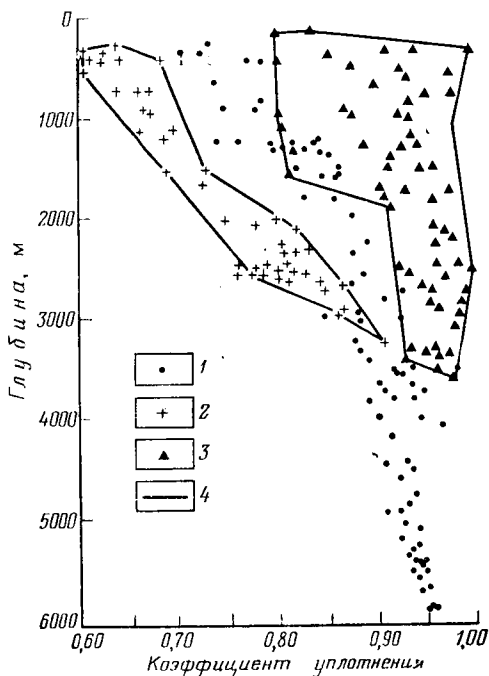


Рис. 8. Уплотнение пород с глубиной, мезозойские отложения Прикаспийской впадины.

1 — глины, аргиллиты; 2 — песчаники с содержанием цемента до 10 %; 3 — известняки, преимущественно хомогенные; 4 — контуры распространения типов пород

нения разных типов породы, показать влияние давления (через глубину залегания) на интенсивность уплотнения пород (рис. 8). По степени уплотнения породы разделяются на 5 групп (табл. 9).

Неуплотненные осадочные образования — лёсс, пляжевые пески — характеризуются коэффициентом уплотнения 0,4—0,5 %. При погружении песчаники и алевролиты уплотняются более или менее равномерно до значений $k_d = 0,90—0,95$, а затем в резко замедленном темпе. Глинистые породы быстро уплотняются до величины $k_d = 0,85—0,90$, а затем превращаются в аргиллиты и уплотняются в замедленном темпе. Быстрее всего уплотняются известняки. Например в Прикаспийской впадине коэффициент уплотнения юрских известняков уже на глубине 1800—2000 м составляет 0,90—0,97, тогда как у песчаников на этой же глубине — 0,70—0,77.

Отжатие воды из осадочных горных пород происходит практически в течение всей стадии катагенеза. Начальное содержание воды в породах довольно значительно. В песчаных и

Таблица

Классификация пород по степени уплотнения

Степень уплотнения	Коэффициент уплотнения k_d	Коэффициент полной пористости, k_n , %
Неуплотненные	$< 0,6$	> 40
Слабо уплотненные	$0,6-0,75$	$25-40$
Уплотненные	$0,75-0,85$	$15-25$
Сильно уплотненные	$0,85-0,95$	$5-15$
Очень сильно уплотненные	$> 0,95$	< 5

алевритовых породах она составляет до 50 % объема, а в глинистых еще больше.

По форме связи с твердой фазой породы, воды подразделяются на свободную (гравитационную), капиллярную и связанную (физически или химически). Свободная вода способна перемещаться в породах под действием силы тяжести или пластового давления, а капиллярная, кроме того, под действием капиллярных сил. Связанная вода не перемещается в породах (см. § 4, гл. 20). В лабораторных условиях повышение давления до 300 МПа и более может вызвать отделение от породы физически связанной воды. При уплотнении пород на стадии катагенеза может выделяться огромное количество воды. Например, при снижении пористости водоносного песчаника от 35 до 5 % из каждого кубического километра породы отжимается до 300 млн. т воды. Постепенно освобождающаяся вода в условиях высоких температур и давлений играет важную роль в перераспределении вещества осадочных пород.

Растворение составных частей пород. Составные части горных пород обладают устойчивостью в определенных термобарических и геохимических условиях. Изменение последних сопровождается нарушением равновесия между твердой (минеральной, органической), жидкой и газообразной фазами. Это приводит к тому, что некоторые минералы и органические соединения растворяются в подземных водах, нефтях, конденсате. Следствие этого — образование в породах каверн (рис. 9), расширение трещин, повышение минерализации подземных вод до 25—30 г/100 г раствора, а также присутствие в нефтях и конденсате широкого ассортимента химических элементов и металлоорганических соединений.

Растворимость минералов определяется целым рядом факторов: температурой, давлением, фильтрационными способностями пород, а также свойствами самих растворителей (воды, нефти, конденсата) — их минерализацией, солевым составом, Eh, pH, составом и количеством растворенных газов и др. Галлоиды, сульфаты, карбонаты наиболее легко растворимы в при-

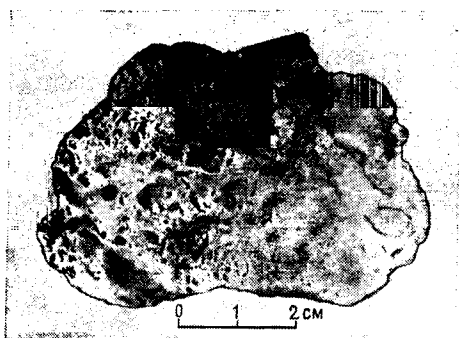


Рис. 9. Каверны в известняке, образовавшиеся в результате растворения кальцита. Уральская область, скважина Тепловская-1, глубина 2893—2898 м.

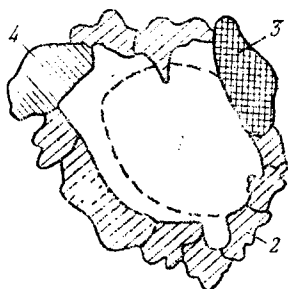


Рис. 10. Коррозия зерна кварца на контакте с кальцитом. Пунктиром показана докатагенетическая форма. Алевролит, Аралсорская скв. СГ-1, гл. 4420,6—2232,3 м. Увел. 200.

1 — кварц; 2 — кальцит; 3 — лейкоксен; 4 — глинисто-железистый материал

родных условиях и составляют основу солевой части подземных вод, а также занимают значительную долю среди веществ, содержащихся в жидких углеводородах. Кроме того во флюидах присутствуют кремний, стронций, алюминий, железо, марганец, микроэлементы (V, Ni, Co, Mo, Cu и многие другие).

Изучение пород под микроскопом показало, что многие минералы несут следы растворения. Поверхность кварца, полевых шпатов, кислых плагиоклазов нередко корродированы на границе с кальцитом (рис. 10). В породах, находящихся (или находившихся прежде) на больших глубинах, имеются структуры растворения под давлением — конформные, инкорпорационные, микростилолитовые. Изучение песчаных и алевритовых пород в мезозойских разрезах Прикаспийской впадины, Северного Кавказа и Туркмении показало, что содержание кальцита в них уменьшается с увеличением глубины до 1,5—2,5 км.

Значительную роль в процессе катагенеза играют органические соединения — битумоиды, карбоновые и гуминовые кислоты, присутствующие в подземных водах и способствующие растворению ряда минеральных образований. Роль нефти, в зависимости от ее соотношения с окружающей средой, бывает различной. На контакте с водой нефть может окислиться и частично разложиться с образованием углекислоты, вследствие этого вода становится более агрессивной по отношению к карбонатам, кварцу и другим минералам. Углеводороды могут

вызвать восстановление сульфатных ионов, благодаря чему пластовые воды оказываются недонасыщенными сульфатами. Это обстоятельство вызывает растворение новых порций гипса или ангидрита. Такие процессы характерны для стадий миграции и формирования залежей углеводородов, когда флюиды представляют собой смесь воды, нефти и газа. После разделения флюидов нефть выступает уже в качестве консерванта. Насыщая породы, она изолирует их от воды, тем самым препятствуя растворению минералов. Следует иметь в виду, что при разработке нефтяных месторождений происходит замещение нефти водой — пластовой или пресной, закачиваемой в пласт с целью поддержания пластового давления. Вследствие этого нарушается физико-химическое равновесие, что влечет за собой растворение минералов, их новообразование или преобразование.

Минеральные новообразования широко распространены в осадочных породах. Вторичные образования чаще всего представлены пороодообразующими минералами — кварцем, кальцитом, полевыми шпатами, кислыми плагиоклазами, халцедоном, гидрослюдой, хлоритом и др. Они образуются за счет веществ, растворенных в подземных водах, и газообразных соединений, содержащихся в пустотном пространстве пород.

Причина образования новых минералов — нарушение физико-химического равновесия в системе из-за поступления мигрирующих флюидов в иные термобарическую и геохимическую обстановки. Кроме того, новые соединения возникают при взаимодействии минеральных и органических соединений с подземными водами.

Аутигенный (новообразованный) кальцит выделяется из пластовых вод при повышенных температурах (выше 60—70 °C), заполняя при этом зияющие трещины (рис. 11), поры и каверны. Взаимодействие кальцита с водами, несущими магний, может вызвать образование доломита. Кремнезем образуется в зонах повышенных температур и давлений в нейтральной или слабо кислой среде. В песчаных и алевритовых породах он обычно выделяется в виде каемок регенерации, в доломитах — в виде более или менее идиоморфных кристаллов кварца или неправильных выделений халцедона. Для стадии катагенеза характерны вторичные образования удлиненно-пластинчатых гидрослюд, пачек каолинита и табличек хлорита. Их возникновение связано с зонами повышенных температур. Взаимодействие обугленных органических остатков, битумов с пластовыми водами приводит к образованию сульфидов железа (рис. 12) и других металлов. Воздействие богатых кислородом вод на сульфиды железа приводит к образованию гидроокислов железа и т. д.

Перекристаллизация вещества — типичный процесс стадии катагенеза. Она заключается в преобразовании кристалличе-



Рис. 11. Вторичный кальцит (белое) выполняет микротрещину в известняке оолитовом. Увел. 25

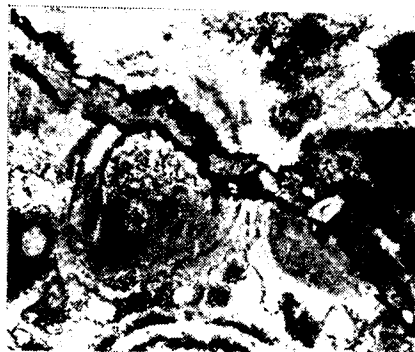


Рис. 12. Микротрещина в известняке, заполненная твердым керитоподобным битумоидом. На контакте между породой и битумоидом выделение сульфидов железа и других металлов (черное). Увел. 45

ских зерен без изменения их состава и структуры кристаллической решетки, в укрупнении кристаллов за счет слияния нескольких зерен, изменении формы кристаллов, приспособлении их к поверхностям соседних минералов, освобождении от примесей. Перекристаллизация минералов сопровождается уменьшением объема породы, ее уплотнением, увеличением устойчивости данной системы в новых термобарических условиях. Наиболее характерна перекристаллизация для хемогенных и органиогенных образований — кальцита, доломита, гипса и др. Аморфные вещества осадочных образований на стадии диагенеза и катагенеза могут подвергнуться девитрификации (раскристаллизации), что характерно для опаловых и фосфатных образований, обломков эффузивных пород.

Направленность катагенетических процессов нередко меняется на противоположную при изменении термобарических и геохимических условий, происходящих при погружении осадочных толщ. Так например, в мезозойских песчано-алевритовых породах Прикаспийской впадины содержание растворимой

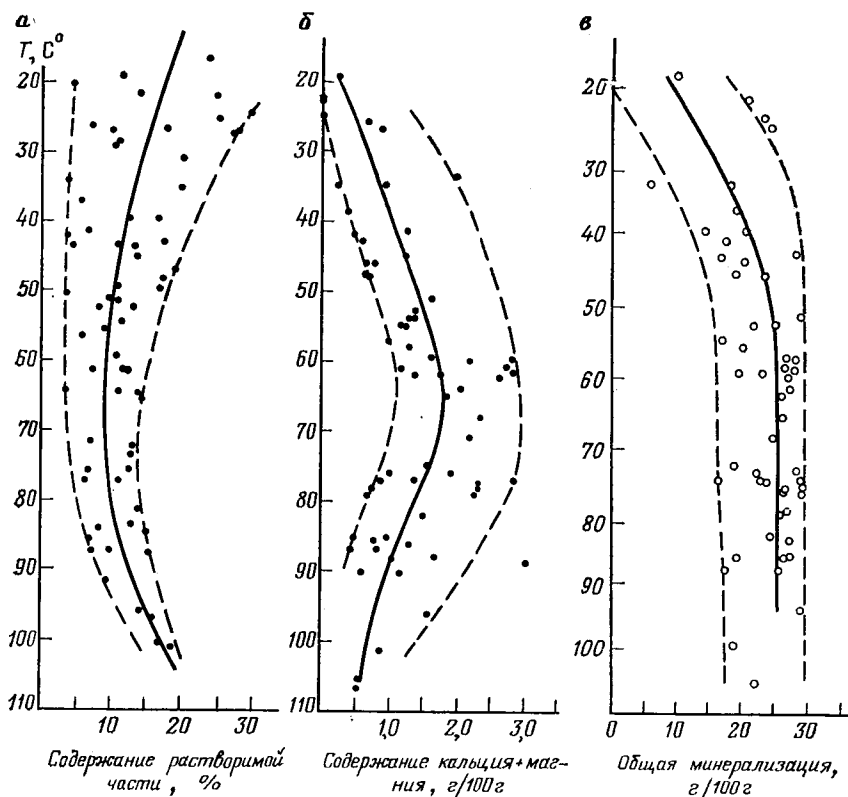


Рис. 13. Содержание в песчано-алевритовых породах растворимой (в 6 %-ной HCl части) (а), кальция+магния (б) и изменение общей минерализации пластовых вод (в) с повышением температуры (каждая точка — среднее арифметическое значение по 5—20 анализам)

в 6 %-ной HCl части, представленной главным образом кальцием, понижается с глубиной до температурной границы (55—60 °C (рис. 13). В интервале 60—75 °C положение медианы стабилизируется, а затем ее значение начинает возрастать. Противоположным образом с повышением температуры изменяется суммарное содержание кальция и магния в подземных водах (см. рис. 13). Изучение пород в шлифах позволило установить следы растворения кальцита на малых глубинах и минеральные новообразования на глубинах свыше 2,5—3 км, где температуры превышают 70—75 °C. В непроницаемых глинах признаков растворения кальцита на небольших глубинах не наблюдается, а вторичные выделения появляются в трещинах на глубинах 4—4,5 км там, где глины переходят в хрупкие, трещиноватые аргиллиты. Таким образом, в проницаемых породах при

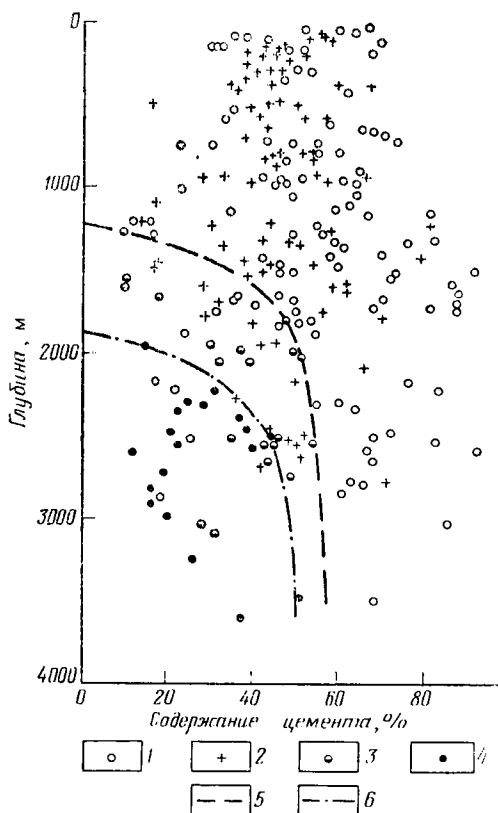


Рис. 14. Изменение обломочных зерен кварца в зависимости от глубины залегания и состава терригенных пород.

1 — неизменные зерна; 2 — корродированные зерна; 3 — зерна корродированные со структурами растворения (конформные); 4 — зерна корродированные со структурами растворения и регенерацией; 5 — верхняя граница развития структур растворения; 6 — верхняя граница развития регенерационных структур (по Б. К. Прошлякову, Т. И. Гальяновой)

низких температурах происходит растворение кальцитового цемента. Повышение температуры сначала приводит к прекращению этого процесса, а затем и к выделению кальцита в твердую фазу в поровом пространстве песчаных пород, и по трещинам — в аргиллитах.

Кварц также претерпевает существенные изменения при погружении осадочных толщ. При этом следует отметить, что наиболее интенсивные изменения зерен кварца происходят в проницаемых терригенных, песчано-глинистых породах, содержащих менее 40 % цемента. Изменения кварца, например, в Прикаспийской впадине на небольших глубинах заключаются в корродировании поверхности зерен (рис. 14). Ниже, на

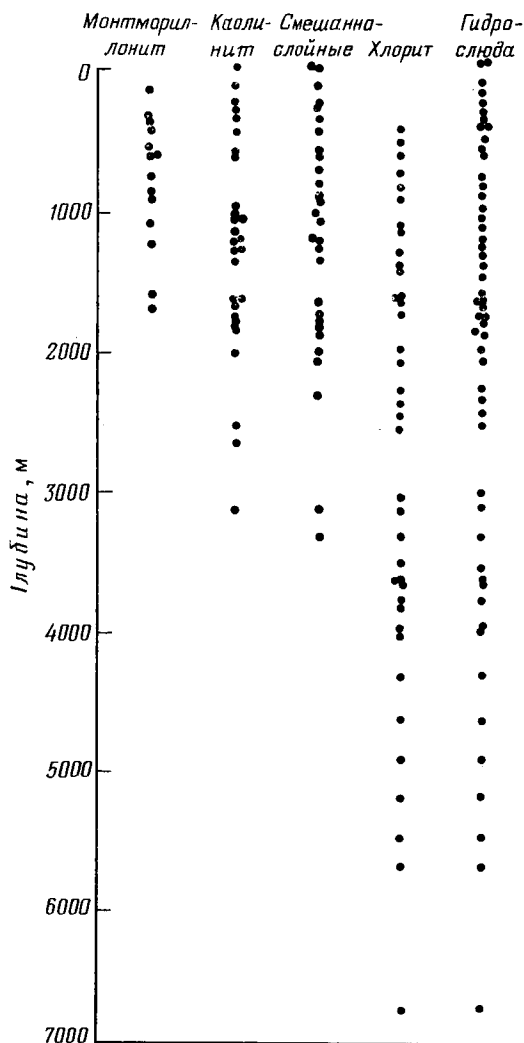


Рис. 15. Изменение ассоциации глинистых минералов с увеличением глубины залегания пород. Прикаспийская впадина, мезозойские отложения

глубине 1000—1200 м, к этому добавляются структуры растворения под давлением (конформные, инкорпорационные), а с глубины 1800—2000 м появляются признаки регенерации. В терригенных породах, содержащих свыше 40 % глинистого материала и кальцита, изменения кварца незначительны или отсутствуют вообще.

Глинистые минералы также могут изменяться на стадии катагенеза (рис. 15). Наименее устойчивыми при повышении температуры и давления с увеличением глубины оказываются монтмориллонит, далее каолинит, а самыми устойчивыми — минералы группы гидрослюд и хлорита.

Преобразование осадочных пород происходит при различных термобарических и геохимических условиях и осуществляется в отрезки времени различной продолжительности. Это предопределяет различия в степени изменения пород и вызывает необходимость выделения в составе стадии более мелких категорий — подстадий.

В настоящее время в советской научной литературе катагенез подразделяют на две или три подстадии. При двучленном делении различают начальный и конечный (глубинный) катагенез. Граница между подстадиями проводится по предложениям разных ученых в диапазоне температур 90—120 °С, при горном давлении около 100 МПа и понижении полной пористости до 15 %. Такие условия в большинстве случаев наблюдаются на глубине 2,5—5 км.

При трехчленном делении (Н. Б. Вассоевич, М. К. Калинин, А. А. Карцев и др., 1976 г.) различают протокатагенез (начальный), мезокатагенез (средний) и апокатагенез (конечный), причем последний примерно соответствует стадии метакатагенеза. Основанием для деления на подстадии служит характеристика органического вещества. Границей между протокатагенезом и мезокатагенезом является зона, где в углях исчезают гуминовые кислоты, а содержание углерода достигает 75 %, при этом учитывается и отражательная способность витринита¹. Глубинное положение этой границы 1—3 км. Нижняя граница зоны мезокатагенеза намечена в диапазоне 1—7,5 км. Она выделяется по достижении содержания углерода в органическом веществе 90 %, а само вещество теряет способность к взаимодействию с KMnO_4 . Нижняя граница зоны апокатагенеза соответствует переходу органического вещества в графит. Ее ориентировочное глубинное положение, по данным авторов трехчленного деления катагенеза, варьирует от 2,5 до 15 км. Использование степени преобразованности органического вещества и отражательной способности витринита для выделения подстадий катагенеза пород нефтегазоносных толщ осложнено трудностями, а порой и невозможностью накопления органического материала для исследования.

При определении подстадий катагенеза следует иметь в виду, что палеотемпературы в недрах были выше современных. Глубинное положение осадочных толщ в настоящее время может сильно отличаться от максимальных погружений

¹ Витринит — гелифицированный компонент ископаемых каменных углей.

в геологическом прошлом. В связи с этим пограничная зона между подстадиями может оказаться сильно приближенной к поверхности или даже отсутствовать вследствие денудации вместе с вышележащей толщей пород, находившейся на более поздней подстадии катагенеза. Особенно большие отклонения в положении границ могут быть у наиболее древних пород в районах, испытавших многократные вертикальные движения, размывы и перерывы в осадконакоплении. Тем не менее, можно выделить комплексы пород для каждой из подстадий катагенеза.

Подстадия начального катагенеза характеризуется относительно слабой уплотненностью пород ($k_d < 0,85$). Других общих литологических и физических признаков, характерных для всех литологических типов пород, на этой стадии не имеется. Глинистые породы на подстадии начального катагенеза характеризуются пластичностью, размокают в воде, полиминеральны, в них часто присутствует монтмориллонит. Песчаные и алевритовые породы слабо сцементированы, высокопористы ($k_n = 15—40\%$). В цементе могут присутствовать глинистые минералы всех групп. Известняки отличаются от других пород более высокой степенью уплотнения и вообще границы между подстадиями литологически у известняков выражены неотчетливо. На этой подстадии биоморфные органогенно-детритовые известняки отличаются повышенной пористостью. Хемогенные известняки имеют микрозернистую или тонкозернистую структуру, но достаточно сильно уплотнены (k_d до 0,93—0,95). Мел характерен именно для этой подстадии. Среди каустобиолитов распространены бурые угли, каменные угли низкой степени метаморфизации.

Породы, находящиеся в подстадии глубинного катагенеза, характеризуются сильным уплотнением ($k_d > 0,85$), физические признаки различных литологических типов пород отличаются меньше, чем при начальном катагенезе. Глинистые породы здесь представлены аргиллитами, хрупкими, не размокающими в воде образованиями. Роль монтмориллонита и смешаннослойных образований уменьшается, появляются новообразованные гидрослюда и хлориты. Пески, слабоуплотненные песчаники, алевриты приобретают высокую прочность; мел в подстадию глубинного катагенеза замещается известняками, структура известняков изменяется в направлении укрупнения зернистости, степень уплотнения различных разностей известняков сближается.

§ 2. СТАДИЯ МЕТАГЕНЕЗА

Завершающий этап в жизни осадочных пород при их погружении и переходный между стадиями катагенеза (при двучлен-

ном делении) и метаморфизма — метабенез. Согласно определению Н. В. Логвиненко, это стадия глубокого минералогического и структурного изменения осадочных пород в нижней части стратисферы, происходящего, главным образом, под влиянием повышенной температуры в условиях повышенного давления и присутствия минерализованных растворов. На общий ход процессов метабенеза накладывают свой отпечаток газы, окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные свойства флюидов. Таким образом, движущие силы метабенеза те же, что и при катагенезе.

Принято считать, что метабенез осуществляется в диапазоне температур 200—300 °С. Имея в виду, что геотермический градиент варьирует в широких пределах, глубина залегания пород и давления, которые породы испытывают, колеблется в широких пределах. При геотермическом градиенте 3 °С/100 м глубина залегания осадочных толщ должна составлять 7—10 км, а давление 180—270 МПа. При меньшем геотермическом градиенте эти цифры должны существенно возрасти, что, по данным геофизических исследований, имеет место в Прикаспийской, Южно-Каспийской впадинах (Азербайджан) и других регионах.

Исходя из теоретических предпосылок и экспериментальных данных природная свободная вода в зоне метабенеза должна иметь кислую реакцию, содержать много растворенных газов и солей. Общая характерная особенность пород — высокая степень уплотнения ($k_d=0,98—1,0$), минимальная пористость, преобразование органического вещества до состояния графита. Перемещение флюидов становится возможным только по трещинам или путем диффузии.

Метабенез осадочных пород заключается в изменении структуры пород и ассоциации минералов. В стадии метабенеза в глинистых породах исчезают минералы группы монтмориллонита, смешаннослойные образования. Преобладающее развитие приобретают гидрослюды высокой степени преобразованности (2 м) и хлорит. За счет глинистых минералов возможно образование серицита. В песчаных и алевритовых породах продолжается деформация зерен кварца. За счет растворения под действием давления и одновременной регенерации зерна кварца приобретают призматическую, линзовидную или таблитчатую формы с ориентировкой больших граней перпендикулярно к направлению давления. Вследствие этого в соответствующих сечениях шлифов наблюдаются листоватая, таблитчатая или волокнистая ориентированная структуры, нередко с зубчатыми, шиповидными окончаниями минеральных зерен. В карбонатных породах продолжаются перекристаллизация и укрупнение зерен, а от фаунстических остатков сохраняются неопределимые реликты. Для стадии метабенеза характерны глинистые сланцы, кварцитовид-

ные песчаники, мраморизованные известняки и доломиты, антрациты и другие сильно измененные осадочные породы.

§ 3. СТАДИЯ ГИПЕРГЕНЕЗА

Под гипергенезом понимают химические и физические преобразования горных пород и минералов, происходящие на поверхности Земли и в ее приповерхностной зоне. Эта стадия в осадочных породах протекает иначе, чем в магматических и метаморфических, что определяется различиями минерального состава, строения и физических свойств пород.

Толщина зоны гипергенеза осадочных пород определяется глубиной проникновения грунтовых вод, которая зависит в свою очередь от состава и свойств пород, рельефа местности, структурных и климатических условий. Она колеблется от единиц до десятков метров, а в отдельных случаях может составлять даже сотни. Гипергенез протекает в термобарических условиях, близких к условиям земной поверхности. Типичны для осадочных пород на этой стадии процессы окисления, восстановления, гидратации, гидролиза, растворения и катионного обмена. В зависимости от сочетания действующих факторов гипергенез может иметь различную направленность. Более того, даже в сходных условиях продукты гипергенных реакций не будут одинаковыми в случае различия литологического состава пород. Охарактеризуем гипергенные процессы осадочных пород.

Гидратация — процесс присоединения воды к химическому соединению в результате вхождения ее в кристаллическую решетку или адсорбции поверхностью частиц. Гидратация часто происходит одновременно с процессами окисления, карбонатизации и др. При гидратации окисных соединений железа, например гематита, образуется лимонит: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. При гидратации ангидрита образуется гипс: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

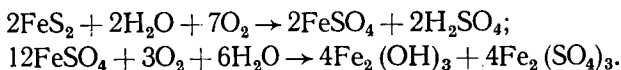
В процессе гидратации существенно увеличивается объем соединений — монтмориллонитовых глин, вермикулита и других соединений. При переходе ангидрита в гипс объем увеличивается примерно на 30 %.

Гидролиз — реакция взаимодействия вещества с водой в зоне гипергенеза. При этом вещество под действием воды расщепляется на более простые соединения, которые взаимодействуют с составными частями воды (OH^- , H^+). Реакции гидролиза характерны для силикатов, алюмосиликатов и ряда других минералов. Гидролиз ортоклаза или микроклина осуществляется по следующей схеме: $4\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 6\text{H}_2\text{O} \Rightarrow 4\text{KOH} + 8\text{SiO}_2 + \text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$, с образованием гидрата окиси калия, кремнезема и каолинита.

Нередко при гидролизе происходит и окисление: $4\text{FeCO}_3 + 6\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 + 4\text{CO}_2$. В результате двухвалентное железо сидерита переходит в трехвалентное. При гидролизе ионы OH^- образуют с щелочными и щелочноземельными металлами легко подвижные соединения, которые выносятся из пород. Глинистые, алюминистые, железистые окисные минералы, образовавшиеся при гидролизе, труднорастворимы (каолинит, гидрослюда, диаспор, гидраргиллит, лимониты и др.). Они выносятся в виде взвеси водой или ветром, а также могут оставаться на месте.

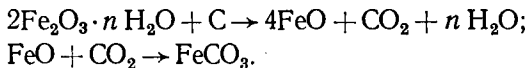
Окисление компонентов осадочных пород на стадии гипергеза широко развито. Оно заключается в потере электронов атомами или ионами окисляющегося вещества. При этом элементы с переменной валентностью переходят в состояние с более высокой валентностью: $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + e$. Процессы окисления глубоко затрагивают органические вещества — нефть, битумоиды, рассеянное органическое вещество, каменные угли различных марок. Конечный результат реакции — углекислота и, нередко, — вода, при этом выделяется значительное количество тепла: $\text{C} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2$.

Сульфиды железа окисляются по следующей схеме:

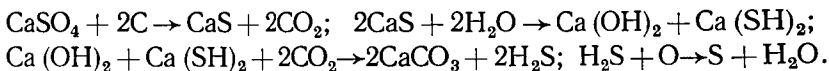


Процессы окисления сопровождаются изменением окраски пород. При окислении органических веществ породы осветляются, железистые соединения приобретают бурую или желтую окраску различных оттенков.

Восстановление — процесс, по своей природе противоположный окислению. Он проявляется понижением валентности катионов и, обычно, потерей кислорода восстанавливаемыми веществами. Восстановительная среда возникает в результате разложения органического вещества, жизнедеятельности организмов при застойном режиме грунтовых вод или же при окислении просачивающейся к поверхности нефти. Энергичные восстановители — углерод, водород, сероводород. Реакции восстановления протекают следующим образом:



Реакция восстановления сульфатов нефтями и битумами с образованием свободной серы протекает по следующей схеме:



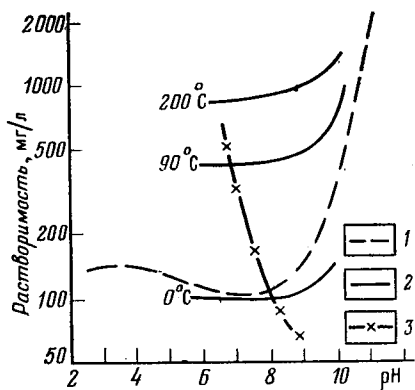


Рис. 16. Зависимость растворимости кремнезема и кальцита от pH и температуры.

1 — SiO_2 (по Г. Б. Александру и др.); 2 — SiO_2 (по Д. Окамото и др.); 3 — CaCO_3 (по К. Б. Краускопфу)

Восстановительные реакции в зоне гипергенеза нередко сопровождаются образованием различных сульфидов.

Катионный обмен заключается в изменении состава минералов без изменения их структуры. Это происходит за счет замещения одних катионов, непрочно удерживающихся в кристаллической решетке, другими. Основные обменные катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ . В результате катионного обмена одни катионы накапливаются в твердой фазе, другие переходят в раствор. Считают, что именно с этим процессом связано накопление калия в осадке и вынос натрия в океан. Очень характерен катионный обмен для глинистых минералов — монтмориллонита, гидрослюда и др.

Растворение в зоне гипергенеза — процесс весьма распространенный. Главный растворитель — вода. Растворимость в ней природных соединений колеблется в широких пределах — от единиц миллиграммов до десятков граммов в 100 г воды. Она определяется для каждого конкретного минерала термобарическими условиями и качеством растворителя (pH, Eh, минерализация, солевой состав и т. д.). Для большинства природных соединений растворимость в воде повышается с возрастанием температуры и давления. Однако есть и исключения. Например у каменной соли растворимость остается почти постоянной (36—40 г/100 г) при изменении температуры от 0 до 100° С, а у кальцита — понижается.

Большое влияние на растворимость минералов оказывает pH. Карбонаты (рис. 16), полевые шпаты и плагиоклазы энергично растворяются в кислых водах. Наоборот, растворению кремнезема благоприятствуют высокощелочные воды. Способствует растворению кальцита и кремнезема углекислота, образующаяся при химических реакциях и разложении органического вещества: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Присутствие в воде растворенных солей вызывает изменение растворимости

минералов. Обычно, если соединение не содержит элементов, тождественных находящимся в растворе ионам, то растворимость данного соединения повышается, и наоборот. В пресных водах высока растворимость галоидов, нитратов, ниже — сульфатов, карбонатов, фосфатов.

Процесс растворения вещества в зоне гипергенеза сопровождается выносом продуктов растворения из породы, образованием пор, каверн, крупных полостей, карстовых воронок, пещер. В результате этого возрастает емкость пород по отношению к флюидам и понижаются их прочность, устойчивость к механическим нагрузкам.

Конечный результат гипергенных процессов может быть различным. Первый вариант — находясь на поверхности породы полностью разрушается, а продукты, возникшие при этом, служат материалом для образования новых осадочных пород. Второй вариант — порода разрушилась еще не полностью, но начались нисходящие движения, в результате чего осадочные образования, подвергшиеся гипергенезу, будут захоронены новыми осадками. В них в значительной мере даже при погружении на глубину сохраняются высокие пористость и проницаемость. Эта особенность характерна для известняков и доломитов, а также песчаников с карбонатным цементом.

Вопросы для самопроверки

1. Расскажите о катагенезе и его подстадиях.
2. Каковы термобарическая характеристика и мощность зоны катагенеза?
3. Перечислите факторы катагенеза и последствия их действия.
4. Назовите подстадии катагенеза и их отличие друг от друга.
5. Что такое метагенез и его отличие от катагенеза?
6. Что такое гипергенез и предопределяющие его факторы?
7. Каковы последствия процесса гипергенеза?

Глава 6

ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Периодичность и эволюция осадконакопления — одни из основных литологических проблем на пути создания теории осадочного процесса. Первые упоминания об этих проблемах появились еще в прошлом веке, но широкое внимание литологов они привлекли только в конце 40-х годов текущего столетия. К настоящему времени многие положения этих проблем разрешены. Тем не менее существует еще целый ряд спорных вопросов, требующих своего решения.

§ 1. ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В разрезе осадочной оболочки Земли имеет место неоднократная повторяемость слоев пород или даже целых комплексов, близких по составу и внешнему облику. На это обстоятельство обращали внимание еще С. Д. Ньюберри (1873 г.), Б. Виллис (1893 г.) и другие ученые, но в планетарном масштабе это явление отметил и дал принципиальное толкование Л. В. Пустовалов в 1940 г. Повторяемость слоев и осадочных комплексов (пачек, толщ, формаций) в истории Земли происходит на фоне общего поступательного развития планеты и называется периодичностью осадконакопления. Периодичность имеет различные масштабы. Чередуются тонкие (сантиметры и их доли) литологически однородные слойки, пласты и литологические комплексы (толщи в десятки метров), состоящие из целого набора пород, залегающих в определенной последовательности. Высшую форму периодичности по Л. В. Пустовалову составляют осадочные формации, достигающие толщины сотен и тысяч метров.

Разномасштабность явления послужила основанием для выделения периодичности низшего и высшего порядков. К периодичности низшего порядка относят чередование элементарных слойков или слоев, имеющих толщину от долей до десятков сантиметров. Периодичность высшего порядка составляют литологические комплексы (толщи, формации) толщиной в десятки и сотни метров. В литературе периодичность низшего порядка называют ритмичностью, а периодичность высшего порядка — цикличностью, однако единства в терминологии нет. В работах Н. М. Страхова во всех случаях используется термин ритмичность, а Н. Б. Вассоевич обе категории называл цикличностью.

Материальное выражение периодичности осадконакопления — неоднократно и закономерно сменяющиеся в геологическом разрезе сочетания нескольких слойков, пластов, осадочных толщ и т. д. Одно из наиболее простых проявлений периодичности (ритмичности) — чередование тонких слойков двух каких-либо пород, например аргиллита и алевролита (рис. 17). Подобного рода периодичность наблюдается и в других сочетаниях: чередование слойков терригенных и карбонатных пород, чередование слойков хемогенных пород различного состава и т. д. Ритм может состоять также и из нескольких (три и более) слойков или слоев с суммарной толщиной до метра и более. Количество простейших ритмов в едином литологическом комплексе может достигать десятков тысяч. Пример такой ритмичности — флиш, в составе которого преобладают терригенные (песчаные, алевроитовые, глинистые) и карбонатные (известняки, мергели) породы. Ритм может состоять, например

(снизу вверх) из слоев песчаной, алевроитовой и глинистой пород, то есть снизу вверх размер частиц уменьшается. Нижний элемент ритма (песчаная порода) залегает на размытой поверхности последнего элемента (глинистая порода) предыдущего ритма. Отдельные элементы (слои) ритма могут выпадать. Толщина элементарных слоев непостоянна и составляет от долей до нескольких десятков сантиметров, а весь ритм может достигать 1—1,5 м. Суммарная мощность флишевых образований (формаций) достигает нескольких сотен метров и даже первых километров.

Среди причин, вызывающих ритмичность, прежде всего следует назвать сезонные годовичные и многолетние изменения климата, связанные с циклами солнечной активности: 11, 22, 35, 105, 150 лет и более.

Следует отметить, что подобная периодичность наблюдается при изучении срезов деревьев, известковых водорослей, кораллов и других организмов. Совершенно справедливо это явление Л. Н. Ботвинкина расценивает как свидетельство существования единой первопричины периодичности такого рода. На периодичность низших порядков влияют также изменения климата, связанные с периодичностью изменения ориентировки земной оси (21 тыс. лет), колебанием угла наклона земной оси в плоскости ее орбиты (~40 тыс. лет), изменением формы (эксцентриситета) последней (~92 тыс. лет). Масштабы влияния этих явлений на ритмичность пока недостаточно исследованы. Наконец, причинами периодичности низших порядков, например при образовании флиша, могут быть подводные землетрясения, вызывающие возникновение мутьевых (турбидных) потоков в морских и океанических бассейнах. Суспензия, возникшая в результате взмучивания осадка в зоне перехода шельфа в континентальный склон, имея большую плотность, чем вода, устремляется вниз, увлекая новые осадки. В зоне сочленения уклона с подводной равниной или в каньоне



Рис. 17. Ритмичность, выраженная чередованием слоев алевролита (серое) и аргиллита (черное). Прикаспийская впадина, триасовые отложения

скорость потока уменьшается и начинают осаждаться наиболее крупные зерна, постепенно сменяющиеся все более тонкими и, наконец, пелитовыми. Новый мутьевой поток размывает часть верхнего глинистого слоя, а затем из него на размывтую поверхность начинают осаждаться частицы в прежней последовательности. Не исключено, что в ряде случаев формирования флиша происходило под влиянием колебательных движений земной коры, вызывавших систематические регрессии и трансгрессии водных бассейнов. Возможно, что в формировании флиша определенную роль играли оледенения (например плейстоценовые), сопровождаемые регрессиями и сменяющиеся трансгрессиями в межледниковые периоды.

Периодичность высших порядков во временном понимании охватывает значительные отрезки геологической истории — каждый элемент периодичности составляет от десятков тысяч до десятков и даже сотен миллионов лет. Н. Б. Вассоевич предложил периодичность продолжительностью $5 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^6$ лет именовать мезоциклами, $1 \cdot 10^6$ — $6 \cdot 10^7$ лет — макроциклами и $6 \cdot 10^7$ — $1,5 \cdot 10^8$ лет — мегациклами; или серия циклов — мезоцикл, серия мезоциклов — макроцикл, серия макроциклов — мегацикл. Элемент периодичности высшего порядка — цикл, может состоять из десятков и сотен слоев и пластов, суммарной толщиной до 1—2 км и иногда более.

В качестве примера периодичности высшего порядка рассмотрим формирование наиболее полно изученных угленосных циклов (рис. 18). На фоне медленного регионального погружения земной коры происходят относительно кратковременные движения положительного знака, сопровождаемые регрессией моря. На возникшей суше при этом происходит формирование речной сети и накопление аллювиальных осадков, но преобладают эрозия и денудация. За счет разрушающихся отложений в прибрежной части водоема накапливаются более грубозернистые осадки, чем прежде. Таким образом происходит общая нивелировка местности с образованием лагун и болот. Последующее погружение территории сопровождается трансгрессией моря.

В каждой из отмеченных обстановок в условиях конкретного климата накапливался осадок определенного состава и строения. В описанном примере, в основании цикла залегает регрессивная серия отложений, представленная в пределах бывшей суши, как правило, аллювиальными отложениями, нередко залегающими на размывтой поверхности более древних пород. В прибрежной части моря в то же время накапливаются песчаные и алевритовые осадки, нередко с обильными растительными остатками. Их перекрывают лагунные, а затем болотные отложения, представленные глинистыми или алевритово-глинистыми породами с обилием обугленной растительной

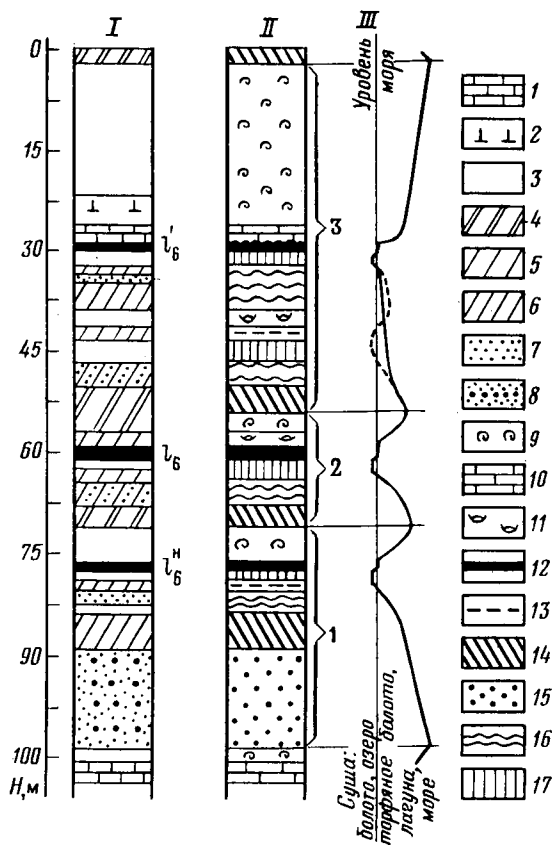


Рис. 18. Циклическое строение угленосных отложений Донбасса (по Л. Н. Ботвинкиной).

I — литологическая колонка (l_6^H , l_6 , l_6' — угольные пласты); II — колонка фаций (1, 2, 3 — циклы осадконакопления); III — кривая цикличности. 1 — известняк; 2 — известково-глинистый аргиллит; 3 — аргиллит; 4 — переслаивание алевролитов; 5 — алевролит; 6 — чередование тонких слоев песчаника и алевролита; 7 — песчаник мелкозернистый; 8 — песчаник среднезернистый. Отложения: 9 — морские глинистые, 10 — морские известковистые, 11 — лагунные глинисто-алевритовые, 12 — торфяного болота, 13 — озерные, 14 — морские алевритовые зоны волнений, 15 — морские песчаные зоны течений; 16 — лагунные алевритово-песчаные зоны волнений, 17 — болотные

органики и пластами углей. Завершается цикл трансгрессивной серией, в нижней части обычно представленной глинистыми породами с остатками прибрежно-морской и морской фауны, выше по разрезу замещаемыми мергелями и известняками морского генезиса. Все эти отложения и составляют цикл. В дальнейшем, на фоне продолжающегося регионального погружения, вновь проявляются кратковременные восходящие движения, дающие начало новому циклу. Серия циклов подобного рода,

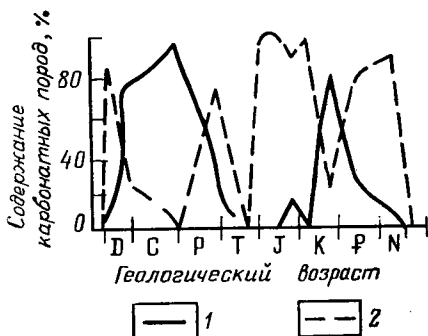


Рис. 19. Интенсивность образования карбонатных и обломочных пород на Русской платформе (по А. Б. Ронову, 1949 г.).

Породы: 1 — карбонатные; 2 — обломочные

последовательно сменяющих друг друга, образует угленосную формацию.

В других ландшафтно-климатических условиях образуются циклы иного литологического состава и строения. Цикличность в разрезе кунгурского яруса нижней перми по материалам бурения Биикжальской сверхглубокой скважины (Прикаспийская впадина) выражена чередованием пластов ангидрита толщиной 5—20 м с пластами доломита и глин толщиной 2—7 м. Общая мощность цикла колеблется в пределах 9—23 м.

В послерифейских отложениях Н. М. Страхов выделил 12—13 основных осадочных ритмов (макроциклов по Н. Б. Вассоевичу) продолжительностью 40—60 млн. лет. Возникновение их он связывает с орогеническими фазами, при этом последовательно происходят трансгрессия бассейна (океана), стабилизация режима, регрессия и вновь стабилизация. В каждый из этапов ритма накапливается свой комплекс осадков. Вместе с тем, в каждом ритме одноименные стадии повторяются, поэтому набор осадков и последовательность их залегания в каждом последующем комплексе имеют большое сходство с предыдущим.

Периодичность осадконакопления самого высшего порядка впервые была намечена Л. В. Пустоваловым в фанерозойских отложениях (1940 г.). По его представлениям периоды осадконакопления продолжительностью 150—200 млн. лет разделяются крупнейшими тектоническими фазами — каледонской, герцинской и альпийской (рис. 19). Следует отметить, что периодичность этого вида проявляется менее четко, чем рассмотренные выше. Это отражает общую закономерность периодичности — чем выше ее порядок, тем менее четко она выражена. Одна из основных причин этой закономерности — эволюция осадочного процесса.

Первопричиной периодичности высшего порядка считают возмущающее влияние центральных масс Галактики на Солнечную систему (в которой на массу самого Солнца прихо-

дится 99,87 %). Происходящие в результате этого изменения формы орбиты, скорости движения, активности физических процессов на Солнце, влияют на параметры движения, тектоническую активность и климат Земли. Последние в свою очередь вызывают изменение условий седиментогенеза и состава откладывающегося осадка.

§ 2. ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Образование осадочных пород на протяжении геологической истории Земли происходило в обстановке постепенного и постоянного изменения формы движения планеты, тектонической активности, физических условий в ее недрах и на поверхности, развития органического мира. Все это вызывало определенные качественные и количественные изменения в составе возникавших осадков. Такие изменения являются выражением философского закона (понятия) «отрицание отрицания». Его сущность заключается в том, что развитие (мира) происходит от низшего к высшему, от простого к сложному. Новое возникает на базе уже существующего, достигнутого ранее на предыдущих этапах развития. Таким образом новое является более высокой ступенью по сравнению со старым на пути поступательного развития (по восходящей спирали).

Для объяснения природных явлений и процессов Ч. Лайель (1830—1833 гг.) ввел в геологию принцип актуализма, согласно которому в геологическом прошлом действовали те же силы и с такой же интенсивностью, как в настоящее время, а ход геологических процессов был таким же, как и сейчас. Л. В. Пустановалов, рассматривая сильные и слабые стороны метода актуализма в геологии уже в 1940 г., отмечал, что нельзя автоматически переносить условия образования современных осадков на древние отложения. Он считал, что выявление геологических обстановок по материалам изучения современных отложений возможно, но необходимы «поправки на время».

Развивая актуализм как метод исследования, Н. М. Страхов отметил его ограниченную применимость к различным сторонам геологической жизни Земли. Он считал, что метод актуализма в литологии может быть использован при изучении осадочного процесса в фанерозойское время — от (500—600) · 10⁶ лет до современности. На более древние осадочные образования распространение метода нецелесообразно в связи с (хотя и медленной) эволюцией форм осадочного процесса и, как следствие, возможными большими погрешностями.

Практически эволюция осадочного процесса заключается в том, что со временем образование одних осадков постепенно затухает, но взамен из тех же компонентов образуются другие,

Таблица 10

Состав атмосферы планет, %

Газы атмосферы	Венера	Земля	Марс
Азот	2	78,084	2—3
Кислород	0,1	20,946	0,1—0,4
Углекислый газ	97	0,033	95
Аргон	—	0,934	1—2
Пары воды	0,01	1—7	0,2
Прочие	1	0,003	?
Давление, гПа	91170	1013	6,1

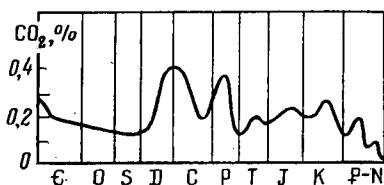
отличающиеся по минеральному составу, строению и физико-химическим свойствам. Такие преобразования обусловлены всем ходом развития Земли и связаны с эволюцией ее внешних оболочек, атмосферы, гидросферы, литосферы, а позднее и биосферы.

Атмосфера Земли по современным представлениям, возникла из продуктов дегазации верхней мантии при ее зонной плавке. Из недр планеты выделялись пары воды, углекислота, окись углерода, водород, аммиак, сероводород, метан, хлористый водород и некоторые другие газы, которые и образовали первичную атмосферу. Ее состав существенно отличался от современной. По-видимому, первичная атмосфера Земли по составу была близка к современной газовой оболочке планет земной группы (табл. 10). Последующее существенное понижение содержания углекислого газа в атмосфере Земли может быть объяснено переходом его в связанное состояние.

Огромное количество CO_2 вошло в состав карбонатных минералов, главным образом кальцита и доломита, которые, как известно, образуют мощные толщи (в сотни и даже тысячи метров) известняков, доломитов, мела. Кроме того, углерод, входящий в состав CO_2 , — один из основных компонентов углеводородов, каменных углей, горючих сланцев, торфа и т. д. Повышение доли азота и кислорода в атмосфере в значительной мере произошло из-за перехода углекислоты из атмосферы в связанное состояние. Кроме того, в результате фотосинтеза зеленые растения извлекают углерод из углекислого газа и освобождают кислород. Приближенные расчеты свидетельствуют о сходстве первичной атмосферы Земли и современной атмосферы Венеры.

Изменение содержания углекислоты в атмосфере Земли оказало огромное влияние на физико-химические и биологиче-

Рис. 20. Содержание CO_2 в атмосфере Земли в фанерозое (по М. И. Будыко).



ские процессы. Известно, что углекислый газ и пары воды адсорбируют инфракрасную радиацию, создавая так называемый парниковый эффект. Подсчитано, что увеличение содержания этого газа в атмосфере в 3 раза по сравнению с современным должно повысить среднюю годовую температуру на поверхности Земли на 7,3—9,3 °С. По расчетам, содержание углекислоты в атмосфере на протяжении фанерозоя существенно колебалось (рис. 20), имея явную тенденцию к понижению. В связи с этим большой интерес представляет эксперимент американского биолога Р. Фарнелиуса, показавшего, что в атмосфере, содержащей 0,5 % CO_2 (вместо 0,033 % в естественных условиях), темп роста кукурузы и подсолнечника увеличивается примерно в 10 раз. Подобное, по-видимому, происходило и в геологическом прошлом. Таким образом надо полагать, что только за счет снижения содержания углекислоты обстановка осадконакопления на планете в течение геологической истории существенно изменялась.

Высвобождение кислорода из углекислоты в результате жизнедеятельности зеленых растений способствовало постепенному его накоплению в атмосфере. Ультрафиолетовая солнечная радиация высокой энергии, воздействуя на молекулу кислорода (O_2), вызывает образование двух атомов кислорода повышенной активности. Взаимодействуя с молекулой кислорода, они образуют озон (O_3), который распространен в широком диапазоне высот, но максимальные концентрации приурочены к озоновому слою, расположенному на высоте 20—25 км над поверхностью Земли. Толщина озонового слоя непостоянна. Считалось, что она увеличивается, однако в 1979 г. было обнаружено, что количество озона над некоторыми участками планеты существенно сократилось, особенно это заметно над Антарктидой, где образовалась «озонная дыра» площадью почти 5 млн. км² («Правда» 19.12.1987 г.) и имеется тенденция к ее увеличению. Это составляет определенную угрозу всему живому, так как озоновый слой поглощает часть ультрафиолетовой солнечной радиации и словно щит защищает от нее жизнь на Земле. Основными причинами сокращения озона ученые считают взаимодействие солнечной активности и облачного стратосферного аэрозоля (особенно фреонов), вырабатываемого промышленностью, и в результате деятельности человека поступающего в атмосферу. В связи с этим к началу 1988 г. до

20 развитых стран мира, в том числе Советский Союз, приняли решение о запрещении производства и применения фреонов.

Постепенное увеличение кислорода в атмосфере на протяжении фанерозоя обуславливало интенсификацию окислительных процессов и посредством этого влияло и влияет на эволюцию осадочного процесса.

Гидросфера в настоящее время составляет 0,025 % массы Земли и покрывает 70,8 % поверхности земного шара. Она представляет собой совокупность океанов, морей, континентальных водоемов и ледяных покровов. В современную эпоху 98,3 % массы гидросферы приходится на моря и океаны, 1,6 % — на материковые льды. Несомненно, что в иные геологические эпохи объем и количественные соотношения между различными формами гидросферы были иными. Полагают, что океаны, в очертаниях близких к современным, возникли 150—160 млн. лет назад. Протоокеаны существовали всегда — с момента появления воды и коры океанического типа, но имели иные границы распространения. Индикаторы самых древних — докембрийских и палеозойских океанов обнаружены на суше (А. П. Лисицин, 1980 г.).

Соленость природных вод весьма разнообразна, но в Мировом океане, составляющем основную часть гидросферы, она составляет в среднем 3,5 % при вариации от 3,3 до 3,7 %. Максимальная соленость наблюдается в зонах, тяготеющих к приэкваториальным засушливым областям континентов. В столбе океанической воды также наблюдаются небольшие колебания солености, с общей тенденцией к повышению минерализации с увеличением глубины. Воды рек, большинства озер, континентальные и морские льды имеют значительно меньшую соленость (табл. 11). В связи с этим в прибрежных зонах морей, вблизи впадения крупных рек соленость вод также нередко бывает значительно ниже нормы. Повышенной соленостью отличаются некоторые водоемы, располагающиеся в областях жаркого засушливого климата (оз. Эльтон, Большое Соленое в США, лагуна Кара-Богаз-Гол, внутриконтинентальное Мертвое море).

Солевой состав морских и океанических вод в различных частях современного Мирового океана довольно постоянен. Состав основных ионов, содержащихся в водах континентальных водоемов такой же, как и в океанических (см. табл. 11), но количественные соотношения между ионами существенно отличаются. Минерализация и солевой состав вод континентальных водоемов в течение геологического и даже более коротких отрезков времени могут существенно изменяться в результате изменения климата, изоляции водоемов, притока вод иного состава, деятельности человека и т. д. Воды Мирового океана

Таблица 11

Концентрация ионов в водах естественных водоемов, мг/л

Водоем	Катионы				Анионы			Сумма ионов
	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	
Река Енисей	1,1	0,4	4,0	19,3	2,6	73,2	4,0	104,6
Река Дунай	4,4	0,9	13,5	58,2	2,6	236	15,4	331,0
Мировой океан	10 760	387	1294	413	19 353	142	2712	35 000
Оз. Иссык-Куль	1475	1475	294	114	1585	240	2115	5823
Каспийское море	3112	76	732	326	5298	248	2881	12 670
Мертвое море	25 810	4450	23 220	7810	126 320	610	730	188 450

менее подвержены изменениям, но в течение геологического времени изменились и они.

Согласно существующим представлениям, гидросфера образовалась из водяных паров и газов, отделившихся при дегазации материала, выплавляемого из верхней мантии Земли. По представлениям академика А. П. Виноградова, первоначально воды были кислыми вследствие растворения в них газообразных HCl, HF, H₂S, HBr, CO₂ и других соединений, послуживших источником анионов Cl⁻, F⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻. В результате взаимодействия таких вод с горными породами Мировой океан постепенно пополнился катионами Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ и другими, менее распространенными. Постепенно к началу фанерозоя в значительной мере за счет понижения содержания углекислоты, реакция вод стала щелочной (по Н. М. Страхову). Существуют разные точки зрения о последующей эволюции вод океана, но большинство советских геологов считают, что уже к концу палеозоя — началу мезозоя солевой состав океанской воды был близок к современному. Состав растворенных в воде газов был, по-видимому, несколько иным. Была выше доля углекислого газа и несколько ниже — кислорода. Соленость Мирового океана в эти эпохи могла в небольших пределах колебаться хотя бы за счет оледенений, когда уровень воды в океанах понижался на 100—150 м, а значительная часть шельфа становилась сушей.

Температура вод Мирового океана тоже не оставалась постоянной. На этот счет существуют различные точки зрения. По данным исследования изотопов кислорода Е. К. Перри (Perry E. C.) с соавторами (1978 г.), анализа изменения гравитационной постоянной Ф. Хойлем (Hoyle F., 1972 г.) температура океана 3—3,8 млрд. лет назад составляла около 100 °С, 2—3 млрд. лет — 70 °С, 1 млрд. лет — 40 °С. Начиная с палеозоя температура вод на поверхности стабилизировалась и составляла 30—40 °С.

Земная кора — верхняя часть литосферы — один из важнейших источников материала для формирования осадочных пород. Она состоит (снизу вверх) из базальтового, гранитного (включающего и метаморфические породы) и осадочного слоев. Естественно, что в течение геологической истории земная кора поставляла осадочный материал различного состава. Первоначально основным источником осадочного материала были лавы и вулканический туф. Со временем появились метаморфические породы. После появления воды на планете стали формироваться хемогенные осадочные образования, а затем и биогенные. Многие из них со временем попадали в область денудации, вследствие чего осадочный материал усложнялся, становился многообразнее. Интеграция и дифференциация осадочного материала на путях переноса, неоднократное его переотложение и созревание стали важными факторами эволюции осадочного процесса.

Биосфера играет существенную роль в процессе эволюции осадкообразования. Начиная с протерозоя роль организмов в формировании осадков со временем все больше прогрессировала. Органический мир постепенно развивался, что знаменовалось появлением все более высокоорганизованных организмов. К настоящему времени на Земле существуют около 500 тыс. видов растений и до 1500 тыс. видов животных организмов (в том числе свыше 1000 тыс. насекомых). Вместе с развитием органического мира биосфера охватывала все новые пространства — прибрежные зоны морей, пелагиаль, поверхность прибрежной, а затем и внутриконтинентальной суши, внутренние водоемы, атмосферу и верхние толщи земной коры. Биосфера заселена неравномерно. Организмы обитают преимущественно в верхнем этаже гидросферы (примерно до глубины 100 м), на поверхности суши и в почвах, при этом в областях оледенения материков и в пустынях органическая жизнь угнетена и скудна.

Минеральные скелетные остатки и органическое вещество, представляющее собой продукты жизнедеятельности организмов — важные составные части осадочных пород. Биомасса, производимая организмами в течение геологической истории Земли, количественно существенно колебалась, но в целом, по видимому, постепенно возрастала. По приближенной оценке академика А. П. Виноградова, органическая продукция Мирового океана в современную эпоху составляет $8,9 \cdot 10^{11}$ т/год (что соответствует примерно $2,5 \text{ кг/м}^2$ водного зеркала), а растительности суши — $2 \cdot 10^{10}$ т/год. По мере эволюции жизни менялись и продукты жизнедеятельности организмов, накапливающихся в осадках. Это обусловило появление и эволюцию целых групп пород — карбонатных, кремнистых, каустобиолитов и др.

Таблица 12

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

Возраст отложений (временной интервал, млрд. лет)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Криптозой								
Нижний докембрий (3,2—2,5)	66,0	14,5	1,4	3,9	2,2	2,8	3,0	1,4
Средний докембрий (2,5—1,8)	62,2	14,1	1,7	2,9	2,3	3,1	2,8	2,6
Фанерозой (0,6—0)	58,8	13,6	3,5	2,1	2,7	6,0	1,2	2,9

Изменение вещественного состава и физико-химических параметров геосфер в течение геологической истории Земли стали приводными рычагами эволюции осадочного процесса на планете. С этой позиции весьма интересны материалы об изменении содержания главных элементов в осадочных толщах Северной Америки, опубликованные А. Энгелем (табл. 12).

Табличные данные показывают, что содержание главных элементов в осадочной оболочке постепенно менялось. Роль трехвалентного железа повысилась за счет окисления двухвалентного. Количество калия и кальция в породах увеличилось, по-видимому, за счет «запасов», накопившихся ранее в кислых океанических водах. После ощелачивания вод кальция переходил в осадок химическим путем и в результате жизнедеятельности организмов, а калий входил в состав гидролитов.

На Русской платформе распределение кальция и магния в карбонатных породах изучали А. П. Виноградов, А. Б. Ронов, В. М. Ратынский (1952 г.). По их данным, начиная с протерозоя, наблюдается постепенное возрастание роли кальция и снижение доли доломита (рис. 21). Карбонатные осадочные породы известны в земной коре с архейского времени. Самые ранние карбонаты, по представлениям Н. М. Страхова и А. Б. Ронина, состояли из хемогенных доломитов. Причиной этого считают высокие содержание и парциальное давление углекислого газа. Постепенное уменьшение количества углекислоты привело к тому, что в протерозойско-рифейский этап наряду с хемогенными доломитами появились биогенные — водорослевые доломиты и известняки. В начале кембрия доломиты постепенно отступают на второй план, уступая ведущую роль известнякам. Сами доломиты все более тяготеют к областям аридного литогенеза. Известняки формируются в областях гумидного и аридного климатов, при этом хемогенное осадкооб-

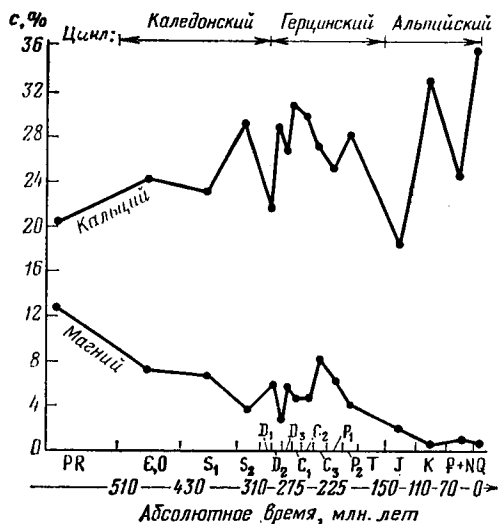


Рис. 21. Содержание (с, %) кальция и магния в карбонатных породах Русской платформы

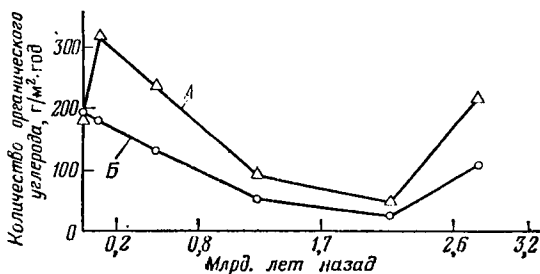
разование уступает место биогенному. С наступлением мезозойской эры биогенные известняки образуются не только в мелководной прибрежной зоне морей, но и в глубоководной за счет широкого распространения планктонных организмов, строящих свои скелеты из кальцита (фораминиферы, кокколитофориды и др.). Весьма интересен факт появления в верхнемеловую эпоху белого писчего мела — породы, не повторяющейся в других стратиграфических комплексах. Такова в общих чертах эволюция осадочного процесса на примере карбонатных пород.

Содержание органического вещества в осадочных породах изменяется на протяжении истории Земли. На заре геологической истории, когда жизнь на Земле только зарождалась (возраст самых древних органических остатков определен в 3,7 млрд. лет), осадки практически не содержали органического вещества. В последующем количество органического углерода изменялось несколько необычно (рис. 22). Т. Шопф объясняет высокое содержание $C_{орг}$ в породах архея (возраст старше 2,6 млрд. лет) высокой степенью сохранности органического вещества в восстановительной обстановке. Значительное снижение органического вещества в нижнем протерозое не является признаком упадка органического мира. Вероятно это знаменует начало формирования атмосферы и гидросферы содержащих кислород, окисляющее действие которого резко снизило долю сохранившегося (но не продуцируемого!) органического вещества. Последующее увеличение $C_{орг}$ в породах (при повышении доли разложившегося органического вещества вследствие увеличения содержания кислорода) свидетельствует о том, что продуктивность органического мира устойчиво возрастает от протерозоя до настоящего времени.

Необходимо отметить, что первоначально в осадках накапливался планктонногенный органический материал, за счет которого сформировались первые протерозойские горючие сланцы.

Рис. 22. Эволюция содержания органического углерода в геологическом времени (по Т. Шопфу).

А — древние глинистые отложения, соответствующие отложениям современных континентальных склонов; Б — древние глинистые сланцы, соответствующие отложениям современных дельт



С развитием придонных организмов их отмершая органическая часть вместе с планктоном играет все возрастающую роль в формировании осадков и повышении доли горючих сланцев в геологических разрезах. В палеозойскую эпоху, когда растительность стала интенсивно развиваться и на суше, создались условия для формирования осадка, почти полностью состоящего из органического вещества. Подобные осадки стали накапливаться и в прибрежно-морских заболоченных участках. Количественные изменения соотношений органической и минеральной частей в пользу первой привели к качественным — наряду с горючими сланцами стали образовываться лигниты, бурые угли, которые на стадии катагенеза преобразовались в каменные, а затем в антрациты.

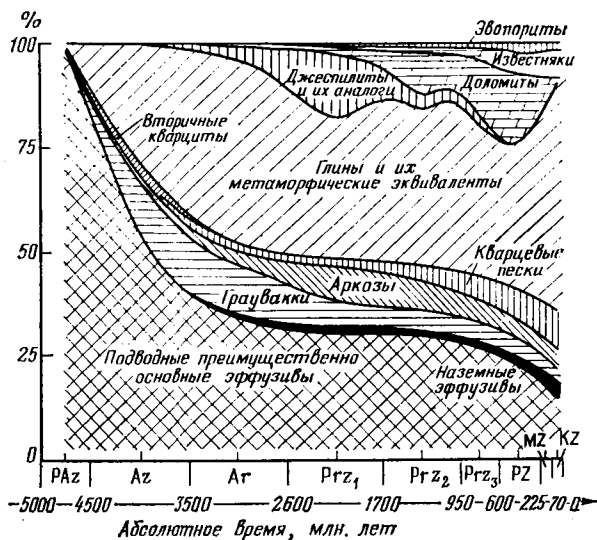


Рис. 23. Схема эволюции осадочных пород (по А. Б. Ронову)

Эволюцию, подобную рассмотренным, можно проследить и у других типов пород. Предложен ряд схем эволюции осадочного процесса в целом (Н. М. Страхов, А. Б. Ронов и др.). Однако все они, как показали открытия последних лет, имеют целый ряд неточностей и неоправданных приближений. Одна из таких схем (рис. 23) приводится ниже. Она дает наглядное, хотя и не во всем точное представление об эволюции главных типов осадочных пород. Из этой схемы видны этапы их развития, расцвета, деградации и исчезновения. В целом же в процессе формирования осадочной оболочки нашей планеты происходит постепенное расширение комплекса пород, усложнение литологического состава и строения осадочных толщ.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое периодичность осадконакопления?
2. Расскажите о ритмичности и цикличности, их условных различиях?
3. Каковы причины ритмичности и цикличности?
4. Расскажите об эволюции в осадочном процессе.
5. Какова эволюция внешних геосфер Земли?
6. Приведите примеры эволюции отдельных типов пород.

Глава 7

КЛАССИФИКАЦИЯ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Знание состава и строения осадочных горных пород, умение их систематизировать являются одними из необходимых условий для успешного использования литологии при изучении и освоении недр Земли.

§ 1. КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Классификации осадочных пород по значимости и масштабам разделяются на общие и частные. Общие классификации охватывают все осадочные породы, при этом последние объединяются в классы и подклассы на основании состава, генезиса и некоторых других признаков. Частные классификации составлены применительно к классам пород. Они предназначены для определения точного положения породы внутри класса или подкласса. Такие классификации базируются на характерных признаках, свойственных данному классу пород. Например, для обломочных пород главные классификационные признаки — структура обломочной части и количественные соотно-

Таблица 13

Состав осадочных пород (по Н. В. Логвиненко)

Генезис пород	Конгломераты, песчаники, алев- ролиты	Глинистые	Алюминистые	Железистые	Марганцевые	Фосфатные	Кремнистые	Известняки и доломиты	Сульфатные, хлоридные и другие соли	Каустобиолиты
Обломочный	+	+	+	+	—	—	—	+	—	—
Химический	—	+	+	+	+	+	+	+	—	—
Хеомобиогенный	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—
Биогенный	—	—	—	—	—	+	+	+	—	+

Примечание. «Плюс» — характерные для пород данного генезиса признаки, «минус» — не характерные.

шения между составными частями. Для карбонатных пород ведущие признаки при классификации — химико-минералогический состав и структура.

Общепризнанных классификаций осадочных горных пород нет, что связано с целым рядом трудностей, в частности с полигенетичностью основных составных частей (табл. 13). Например кальцит — основная составная часть известняков, может быть хеомогенным, биогенным и обломочным. Затрудняют создание классификации и некоторые устоявшиеся представления о количественных соотношениях отдельных компонентов пород. Например к фосфатам относят такие породы, в которых фосфатные минералы составляют менее половины (25—35 %), то же относится и к ряду других пород.

Среди множества классификаций отметим предложенные Ж. Лаппараном (1923 г.), Л. В. Пустоваловым (1940 г.), Твенхофелом (1950 г.), Н. М. Страховым (1960 г.), М. С. Швецовым (1934, 1968 гг.), Р. С. Безбородовым (1968 г.), С. В. Тихомировым (1978 г.). Не обсуждая их достоинств и недостатков, рассмотренных в специальной литературе, рекомендуем сравнительно простую схему классификации осадочных горных пород, в основу которой положена классификация М. С. Швецова.

Обломочные: грубообломочные (обломки крупнее 1 мм); песчаные (обломки 0,1—0,1 мм); алевритовые (обломки 0,01—0,1 мм); пелитовые (обломки мельче 0,01 мм); вулканогенно-осадочные.

Глинистые: полиминеральные; гидрослюдистые; каолинитовые; монтмориллонитовые.

Хемотропные и биотропные: алюминистые; железистые; марганцевые; кремнистые; фосфатные; карбонатные; сульфатные; галлоидные.

Каустобиолиты: каменные угли; нефти; озокериты; асфальты; горючие сланцы.

Рассматриваемая классификация базируется на различиях генезиса основных составных частей пород. Класс обломочных пород выделен на основании того, что их главная составная часть — продукты механического разрушения — обломки горных пород и минералов. Глинистые породы выделены в самостоятельный класс вследствие специфики генезиса их составных частей — химического разложения алюмосиликатов, сопровождающегося образованием глинистых минералов, перетолжения глинистых минералов, освободившихся при выветривании глинистых толщ и тончайшего механического раздробления химически стойких минералов. Хемотропные и биотропные породы объединены в один класс. Основанием для этого послужило то, что и те и другие могут иметь одинаковый химический и минеральный состав, при этом хемотропная и биотропная (минеральная) части часто находятся совместно и в случае тонкого раздробления биотропная часть неотличима от химической. К классу каустобиолитов относятся биотропные породы, состоящие из продуктов преобразования органического вещества.

Каждый из выделенных классов пород занимает в стратиферии неравнозначное положение. Наиболее распространены глинистые породы (по ориентировочной оценке 55—60 %); примерно равное положение занимают класс обломочных пород и класс хемотропных и биотропных пород (по 20—25 %). Небольшая часть (не более 2 %) приходится на каустобиолиты.

Как уже отмечалось, осадочные породы могут состоять из нескольких составных частей. Для отнесения породы к тому или другому классу (или подклассу) основанием служат количественные соотношения между этими частями. К обломочным относят породы на 50 % и более состоящие из обломочного материала; соответственно в класс хемотропных и биотропных пород включены породы, содержащие более 50 % химических и биотропных компонентов; глинистые породы состоят на 50 % и более из глинистых минералов и пелитовой части. Класс каустобиолитов¹ представляют породы, практически целиком состоящие из продуктов преобразования органического вещества. Имея в виду поликомпонентность, близкие по составу породы могут оказаться в различных классах. Например, песчаники

¹ В данной книге этот класс пород не рассматривается, поскольку в вузах нефтегазового профиля он изучается в специальном курсе «Геология и геохимия нефти и газа».

известковые и известняки песчаные, или опоки и алевролиты с опаловым цементом.

Название пород определяется по преобладающему компоненту. Например, при содержании в породе более 50 % галек ее называют галечником (если она рыхлая) или конгломератом (если порода сцементирована). В тех случаях, когда породу составляют два компонента, присутствующие, примерно, в равных количествах, применяют двойное название, например, песчано-глинистая порода, известково-алевритовая порода и т. д. При наличии в породе существенных количеств трех компонентов, например: песок мелкий — 60 %, кальцит — 25 %, глина — 15 %, в название включаются все три. Такая порода называется песчаник мелкозернистый, глинисто-известковый (из компонентов-примесей количественно преобладающий в названии располагается последним).

§ 2. ТЕКСТУРА, СТРУКТУРА, ЦВЕТ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Строение осадочных пород характеризуется текстурой и структурой.

Текстура — это черты строения осадочной горной породы, определяемые способом выполнения пространства, расположением составных частей и ориентировкой их относительно друг друга. Текстура породы формируется с этапа накопления осадка. Возникшие в процессе осадконакопления первичные текстуры отражают состояние среды в момент накопления осадочного материала и результаты ее взаимодействия с осадком. Они могут трансформироваться в постседиментационные стадии. Вторичные текстуры возникают в уже сформировавшейся горной породе при процессах катагенеза, гипергенеза и метagenеза.

Текстуры в значительной степени предопределяют многие физические свойства пород, в том числе неодинаковые в разных направлениях прочность, сжимаемость, фильтрационную способность и т. д. Изучают текстуры, в основном, визуально — в обнажениях, штучках, образцах керна, иногда и под микроскопом.

Структура осадочной породы — это особенности ее строения, которые определяются размером, формой, степенью однородности составных частей, а также количеством, размером и степенью сохранности органических остатков. Элементы структуры породы формируются на протяжении всех этапов образования и жизни породы. Наиболее чувствительны к изменению структуры хемогенная и биогенная составляющие пород, впрочем с увеличением глубины залегания структура изменяется и за

счет обломочной части. Структура отражается на свойствах породы, в частности она в значительной мере влияет на ее способность аккумулировать флюиды (нефть, газ, воду) и отдавать их при разработке месторождений.

Текстуры. Текстуры пород отчетливо видны в обнажениях и шурфах, поэтому в большинстве случаев нет проблемы в их определении. Сложнее обстоит дело при изучении разрезов скважин. Вследствие ограниченного извлечения керна и малого размера образцов, наличие некоторых текстур фиксируется редко, а видовая принадлежность других не всегда устанавливается достоверно. Различают текстуры поверхности слоя и внутри-слоевые.

Текстуры поверхности слоя возникают на поверхности осадка при кратковременном изменении состояния среды осадконакопления, при выпадении осадков и жизнедеятельности организмов. Последующие изменения состояния среды нередко приводят к их полному уничтожению. В связи с этим необходимое условие сохранения таких текстур — быстрое захоронение их под новыми осадками. К текстурам поверхности слоя относятся знаки ряби, трещины усыхания, отпечатки капель дождя, града, пузырьков газа, следы жизнедеятельности животных.

Знаки ряби представляют собой систему параллельных валков на поверхности осадка, перпендикулярных направлению водного или воздушного потоков (см. рис. 93). Они образуются на поверхности песчаных, алевроитовых, глинисто-известковых и доломитовых осадков. По особенностям формы различают симметричные и асимметричные знаки ряби.

Асимметричные знаки образуются в воздушной и водной средах под влиянием ветра или течений, а симметричная рябь возникает в результате волнений. Золовая рябь отличается значительным преобладанием длины поперечного сечения валика над его высотой, тогда как у ряби течений эти величины отличаются не столь резко. Длина волны ряби составляет преимущественно 10—20 см, но иногда превышает 100 см. Рябь волнений (симметричная) представляет собой чередование пологих желобков и острых гребней. Она возникает под влиянием колебаний водной массы преимущественно на небольших глубинах (до 150—200 м). Расстояние между гребнями ряби волнений колеблется от единиц до десятков сантиметров, возраста с увеличением глубины.

Трещины усыхания образуются в глинистом или известковом осадке, накопившемся в водной среде при последующем высыхании его на воздухе. Заполнены полости трещин инородным материалом. В плане трещины образуют многоугольники (рис. 24), профиль — это клиновидные полости, простирающиеся вниз от поверхности осадка. Глубина их проникновения

Рис. 24. Трещины усыхания (светлые) в глинистом осадке

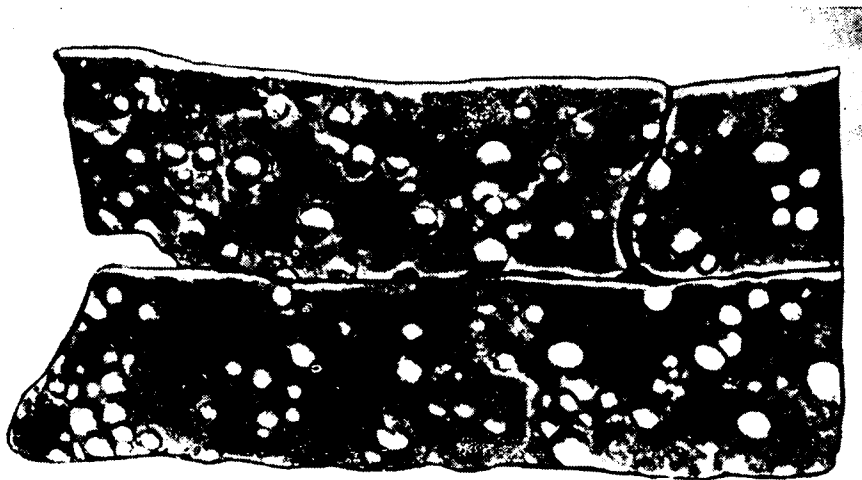
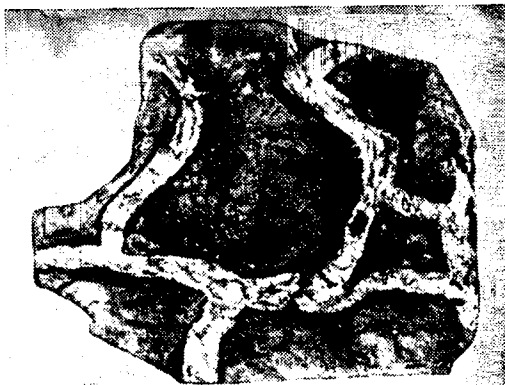


Рис. 25. Отпечатки капель дождя на поверхности алевролита и их контр-отпечаток (верхняя половина рисунка), $\frac{1}{2}$ натуральной величины. Из коллекции С. Н. Колядного

от долей сантиметра до метра и более. Ширина трещин на поверхности может достигать 3—5 см.

Отпечатки капель дождя и града представляют собой округлые углубления с бортиками по периферии. Диаметр отпечатков до 12—15 мм (для града иногда и больше), глубина до нескольких миллиметров. Образуются они преимущественно



Рис. 26. Гиероглифы. Слесток следов течения на нижней поверхности известкового алевролита, $\frac{2}{3}$ натуральной величины. Из коллекции Н. Б. Вассоевича

на поверхности глинистых осадков (рис. 25).

Следы выделения газов напоминают отпечатки капель дождя. Диаметр их достигает нескольких сантиметров. Вниз от этих следов иногда идут каналы, похожие на ходы червей. Следы выделения газов сохраняются на поверхности песчано-глинистых и глинисто-алевритовых отложений.

Следы жизнедеятельности животных сохраняются на влажных, преимущественно известковых или глинистых осадках в виде отпечатков лап, ног, следов ползания, волочения хвостов и т. п. Они часто сохраняются и после преобразования осадка в породу.

Знаки, связанные с деформацией поверхности осадка. В результате деятельности водных потоков, морских течений,

волновых движений, перемещения различных предметов, растворения кристаллов, жизнедеятельности животных и растительных организмов на поверхности осадка возникают желоба, углубления, борозды, царапины и другие образования. После перекрытия их тонкозернистыми (песчаными, алевритовыми, глинистыми, известковыми и др.) отложениями на нижней поверхности нового пласта образуются слепки (барельефные знаки), сохраняющиеся после литификации осадка.

Барельефные знаки, возникшие на нижней (реже верхней) поверхности пласта, называют гиероглифы (иное написание слова «иероглифы», что в переводе означает священные письмена, поскольку природа многих из них долгое время оставалась неизвестной). Эти знаки (слепки), при правильной их интерпретации, позволяют получить дополнительные сведения об обстановке осадкообразования. На рис. 26 показан слесток следов течения. Установлено, что своими суженными концами следы направлены против течения.

Внутрислойные текстуры весьма многообразны. Наиболее распространены среди них слоистые и массивные, реже встречаются текстуры, связанные с жизнедеятельностью организмов, с оползневыми и другими явлениями.

Массивная текстура характеризуется беспорядочным расположением в породе ее составных частей. Благодаря этому породе имеет одинаковые физические свойства в различных направлениях. При расколе образуются обломки неправильной формы.

Слоистые текстуры обусловлены чередованием слоев нескольких разновидностей осадочных пород. Слоистость может быть вызвана резким изменением размера обломочных частиц или вещественного состава пород, одинаковой ориентировкой осадочного материала, наличием в неслоистой толще на одном стратиграфическом уровне осадочных образований, отличающихся от вмещающих пород (конкреций, скоплений органического вещества, раковин и т. п.) и др. На основании особенностей расположения осадочного материала в породах выделяют горизонтальную и косую слоистость.

Горизонтальная слоистость — типичная текстура осадочных пород. Она проявляется в том, что элементарные слои ориентированы параллельно друг другу и плоскостям наслоения (см. рис. 17, 92 а). Такая слоистость образуется при смене обстановок осадконакопления в условиях медленного, равномерного движения или в состоянии относительного покоя среды. На основании различий в толщине чередующихся слоев выделяют следующие текстуры: массивнослоистые (толщина каждого из слоев более 50 см), толстослоистые (более 5 см), среднеслоистые (2—5 см), тонкослоистые (0,1—2 см) и микрослоистые (менее 0,1 см). Горизонтальная слоистость встречается в породах самого различного состава.

Косая слоистость менее распространена, чем горизонтальная. Она встречается преимущественно в песчаниках, алевроитовых и карбонатных породах. Характерные ее особенности — расположение элементарных слоев под углом к плоскостям наслоения, при этом ориентировка слоев может меняться на небольшом отрезке пути. Возникает этот тип слоистости в водной и воздушной средах. Косая слоистость очень многообразна, поскольку она регламентируется многими факторами: величиной и стабильностью скорости движения среды, плотностью среды, уклоном поверхности, глубиной водоема, количеством осаждающегося материала. Различают косую слоистость прибрежно-морскую, дельтовую, речных русел, временных потоков, золовую и другие (рис. 27). Их подробное описание приводится в разделе II.

Текстуры подводного оползания могут сформироваться в различных незатвердевших осадках, но наиболее характерны они для тонкого переслаивания песчаных, алевроитовых, глинистых или известковых отложений. Оползание осадков может начаться при незначительном уклоне дна 1—3°. В результате могут образоваться небольшие складочки размером от единицы

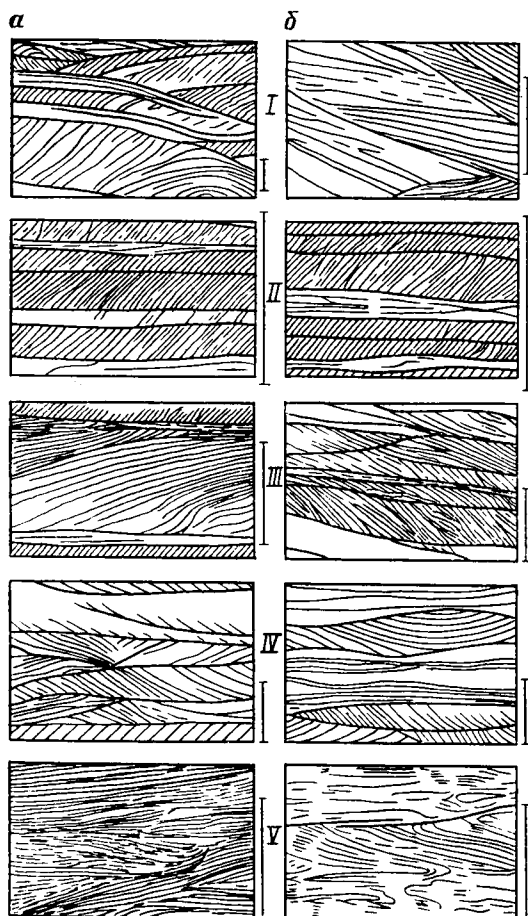


Рис. 27. Косая слоистость различных видов в современных (а) и древних (б) осадочных толщах; масштаб линейки у рисунков соответствует 1 м (по Л. В. Хабакову, 1951 г.).

I — эоловая; II — периодических потоков; III — крупных рек; IV — дельта; V — прибрежно-морских течений

до десятков сантиметров (рис. 28), но могут возникнуть и крупные складки размером в десятки и сотни метров.

Текстуры биогенные, возникшие в результате жизнедеятельности организмов, широко развиты в современных и ископаемых отложениях. Обычно такие текстуры возникают в глинистых, известковых, алевритовых и песчаных осадках при деятельном участии червей, илоедов, ракообразных, иглокожих, моллюсков, некоторых водорослей и других организмов. Биогенные текстуры чаще всего представлены норами и следами ползания,

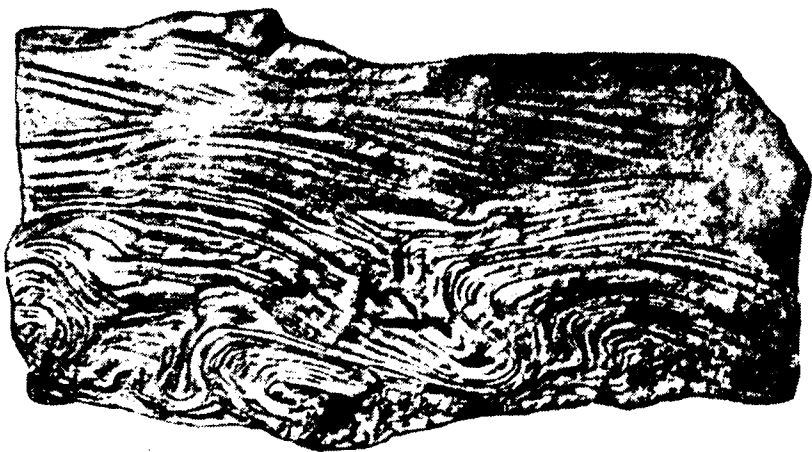


Рис. 28. Текстуры подводного оползания в среднезернистом слонстом песчанике, $\frac{1}{2}$ натуральной величины. Фото А. И. Гусева



Рис. 29. Биогенная текстура. Норы сверлящих червей и роющих организмов в известняке

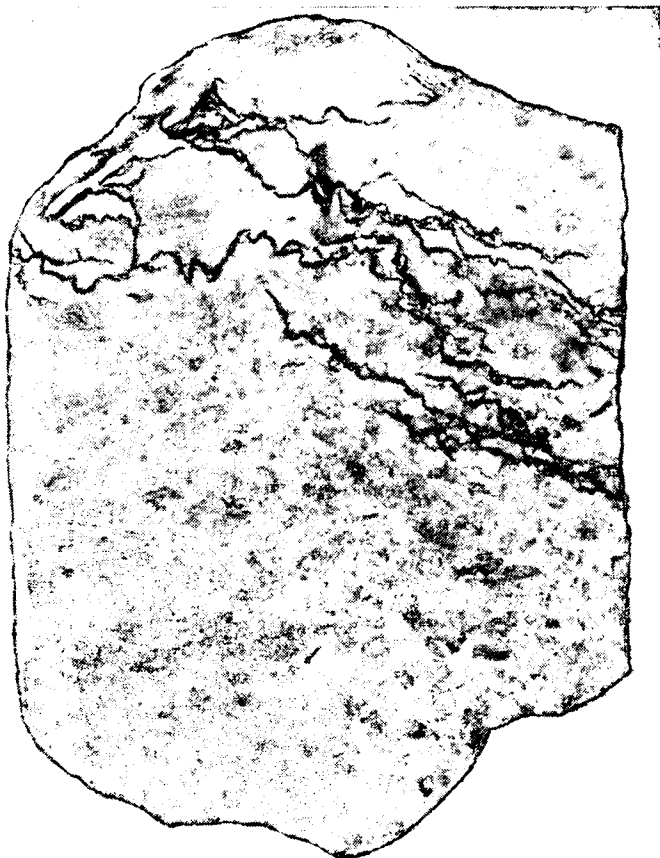


Рис. 30. Стилолитовые швы, натуральная величина. Верхнекаменноугольные отложения Прикаспийской впадины.

возникшими в незатвердевшем осадке и заполненных материалом иного состава. Эти биогенные образования имеют различную ориентировку и размеры (рис. 29). Некоторые породы, например мел, образовались из осадков, почти полностью переработанными илоедами.

Среди внутрислоевых текстур есть постдиагенетические, возникшие в уже сформировавшихся породах. Наиболее распространены из них стилолитовые и фунтиковые.

Стилолитовая текстура в сечении, перпендикулярном к наслению, представляется пилообразными швами, пересекающими породу (рис. 30) и ориентированными преимущественно параллельно наслению, хотя встречаются вертикальные и диагональные. Высота зубьев колеблется от долей до

2—3 см и даже более. В плоскости разъема шва стилолитовые текстуры представляют мелкобугорчатые поверхности. Сами швы часто заполнены труднорастворимым тонкодисперсным обломочным материалом, глиной, органическим обугленным веществом, сульфидами или оксидами железа.

Стилолитовые текстуры характерны для карбонатных пород, но иногда встречаются и в обломочных. При малой высоте зубцов (до 5 мм) такие структуры называются сутурными. Существует несколько точек зрения относительно генезиса стилолитовых текстур, однако большинство исследователей считают, что они возникли вследствие избирательного растворения пород под давлением, а нерастворимые компоненты сконцентрировались в полости шва.

Фунтиковая текстура в некотором роде напоминает стилолитовую. Это одна из редких форм сочленения подстилающих и перекрывающих слоев. На одной из контактирующих поверхностей имеются выступы конической формы, а на второй в соответствующих местах — углубления такой же формы («фунтики»). Высота конусов составляет от долей до нескольких сантиметров. Такие текстуры охватывают слои толщиной до полуметра. Они характерны для мергелей, глинистых известняков и глин. Считают, что фунтиковые текстуры возникают при перекристаллизации и уменьшении объема породы.

Структуры осадочных пород (исключая грубообломочные и крупнозернистые хемогенные) выявляются преимущественно под микроскопом. В каждом классе пород в зависимости от состава, условий образования и вторичных преобразований, они имеют свои характерные черты.

Структуры обломочных пород определяются главным образом размером и отчасти формой слагающих их частиц.

Структура	Размер преобладающих обломков, мм
Галечная (окатанные обломки)	10—100
Щебеночная (остроугольные обломки)	10—100
Гравийная (окатанные обломки)	1—10
Дресвяная (остроугольные обломки)	1—10
Псаммитовая крупнозернистая	0,5—1
Псаммитовая среднезернистая	0,25—0,5
Псаммитовая мелкозернистая	0,1—0,25
Алевропсаммитовая	0,1—1,0
Псаммоалевритовая	с заметной примесью <0,1 0,01—0,1
Алевритовая крупнозернистая	с заметной примесью >0,1 0,05—0,1
Алевритовая среднезернистая	0,025—0,05
Алевритовая мелкозернистая	0,01—0,025
Алевропелитовая	<0,01 с примесью >0,01
Пелитовая крупная	0,005—0,001
Пелитовая тонкая	<0,001

Т а б л и ц а 14

Классификация структур хомогенных пород

Критерий выделения структур	Структура	Краткая характеристика
Размер зерен	Крупнозернистая Среднезернистая Мелкозернистая Тонкозернистая Микрозернистая (пелитоморфная) Разнозернистая (гетеробластовая) Порфиробластовая	Преобладают зерна величиной, мм: $>0,5$ $0,5-0,1$ $0,1-0,05$ $0,05-0,01$ $<0,01$ В массовом количестве имеются зерна различных размеров На фоне однородной мелкозернистой массы выделяются более крупные зерна
Форма зерен и их агрегатов	Волокнистая ориентированная Волокнистая беспорядочная Листоватая Оолитовая Сферолитовая Пизолитовая Бобовая	Зерна удлиненной формы, однонаправленно ориентированные Зерна удлиненной формы, беспорядочно расположенные Зерна листоватые, беспорядочно расположенные В массовом количестве присутствуют оолиты, диаметр зерен обычно $0,1-1,0$ мм Внешне неотличима от оолитовой, но в разрезе сферолита (под микроскопом) видно радиальное строение В массовом количестве присутствуют пизолиты — округлые образования концентрического строения, диаметр зерен >1 мм Внешне подобна пизолитовой, но бобовины имеют однородное неконцентрическое строение
Степень кристаллизации	Аморфная	Образована аморфной бесцветной или слабо окрашенной массой, угасающей в шлифах под микроскопом при скрещенных поляроидах

Для хомогенных пород характерно кристаллически-зернистое строение. Единой классификации их структур не существует. Одна из наиболее распространенных схем, применяемая в нефтегазовой геологии разработана также с учетом размера и формы кристаллов и их агрегатов. Для дифференциации структур по величине агрегатов могут быть введены дополнительные градации. Оолитовые и сферолитовые структуры подразделяются на мелкооолитовые (сферолитовые) при размере оолитов мельче $0,5$ мм и крупнооолитовые (сферолитовые) при размере $0,5-1$ мм. Подобным же образом разделяют бобовые и пизо-

литовые структуры (табл. 14); границей между мелко- и крупнобобовой (мелко- и крупнопизолитовой) принята величина 5 мм.

Структуры пород, в составе которых большое участие принимают остатки организмов (свыше 20—30 % объема породы), определяются степенью сохранности этих остатков и их количеством. Выделяются следующие структуры: биоморфная — в случае хорошей сохранности скелетных остатков организмов; детритовая — порода почти полностью состоит из скелетных обломков размером крупнее 0,1 мм (обычно более 1 мм); биогенно-шламовая — скелетные остатки находятся в раздробленном состоянии (обломки мельче 0,1 мм).

Чрезвычайно многообразны структуры глинистых пород. Рассмотрим некоторые из них (по М. Ф. Викуловой):

пелитовая структура характеризует породу, состоящую почти нацело (>95 %) из частиц размером <0,01 мм;

алевропелитовая структура (рис. 31) свойственна глинам, содержащим примесь обломочного, преимущественно алевритового материала в количестве от 5 до 50 %.

псаммопелитовая структура характеризует глины, содержащие примесь песка в количестве от 5 до 10 %;

порфиروبластовая структура выделяется по наличию хорошо развитых кристаллов и минеральных агрегатов в однородной тонкодисперсной глинистой массе;



Рис. 31. Алевропелитовая структура глин; увел. 50, поляриод 1. Из коллекции Н. М. Страхова.

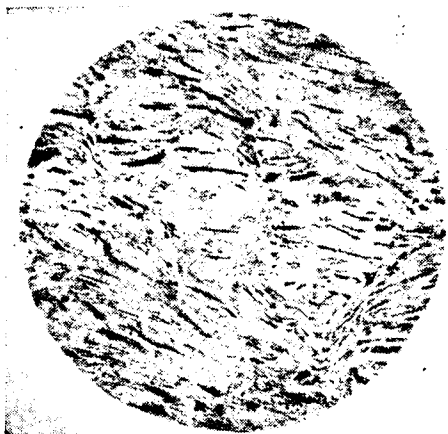


Рис. 32. Фитопелитовая структура глин. Увел. 47, поляриод 1. Из коллекции М. Ф. Викуловой.



Рис. 33. Пачки вторичного каолинита в поровом пространстве песчаника. Растровый электронный микроскоп. Увел. 500. Самотлор, глубина 1767—1768 м. Из коллекции В. А. Кузьмина.

ооидная структура представляет собой тонкодисперсную глинистую массу, в которой рассеяны округлые образования (ооиды) разной величины, сложенные таким же, как и основная масса, или отличным от нее материалом, часто пигментированные органическим веществом;

реликтовая структура представляет собой однородную глинистую массу, на фоне которой выделяются остатки неразложившейся первоначальной минеральной массы или отдельных минералов. Структура характерна для аллювиальных глин и продуктов гальмиролиза вулканического пепла;

фитопелитовая структура характеризуется наличием растительных остатков (обугленных тканей, спор и др.) в основной глинистой массе породы (рис. 32).

При визуальном изучении пород глинистые частички обычно неразличимы. Представление об их облике можно получить с помощью электронных микроскопов, особенно растровых (сканирующих) при увеличении в 500—10 000 раз (рис. 33).

Один из ярких диагностических и генетических признаков пород — окраска. В естественных условиях цвет пород весьма разнообразен, но обычно тусклых тонов. Эта особенность объясняется смешением различных цветов и в частности примесью серого компонента. Определение цвета пород производится визуально или с помощью фотометра. Визуальное определение окраски пород осуществляется на основании общепринятых представлений или посредством сравнения с эталоном. Фотометрически определение цвета можно производить по методике В. И. Данчева. Принципиально она заключается в том, что после снятия отсчетов с фотометра пересчитывают цифровые данные с определением участия (доли) каждого цвета в формировании окраски, в %. В сумме все цвета составляют 100 %.

Диагностическое значение окраски обусловлено ее связью с каким-либо компонентом — хромофором, что и облегчает определение породы. В ряде случаев окраска пород определяется окрашенными обломочными минералами или обломками пород. Так, светлую серовато-розовую окраску имеют аркозовые песчаники за счет минерала микроклина, белую с сероватым оттенком — кварцевые и т. д.

Генетическое значение цвета осадочных пород заключается в том, что по окраске в ряде случаев можно установить окислительно-восстановительную обстановку. В общем виде первичные бурые, коричневые, красные, оранжевые, желтые цвета и всевозможные их сочетания — признак окислительной среды. Эти окраски определяются нахождением самого распространенного элемента-хромофора — железа в трехвалентной форме и количеством воды в соединениях железа. Следует однако иметь в виду возможность возникновения подобных цветов и в стадии катагенеза. В этих случаях окраска часто бывает неравномерной: пятнистой, зональной, полосчатой. Черные и серые цвета различной интенсивности с синим, голубым и зеленым оттенками характерны для пород, сформировавшихся в восстановительной обстановке. Главные хромофоры при этом — тонкодисперсные, равномерно-рассеянные остатки обугленного органического вещества и сульфиды металлов, в основном железа (пирит, марказит). Есть здесь и отклонения. Окислы марганца, например, также имеют черный или темно-серый цвет, но образуются они в окислительной обстановке. Граувакковые песчаники, формируясь в окислительной обстановке, часто имеют серый или зеленовато-серый цвет исключительно за счет обломочной части. Приведенные примеры напоминают о том, что при определении окислительно-восстановительной обстановки осадкообразования необходимо учитывать и окраску, и минеральный состав пород.

Вопросы для самопроверки

1. Объясните сущность и значение классификации осадочных пород.
2. Перечислите виды классификаций осадочных пород.
3. Дайте понятие структуры и текстуры осадочных пород.
4. Расскажите о значении структуры и текстуры для выявления условий формирования пород.
5. Приведите примеры текстур поверхности слоя и внутрислоевых.
6. Расскажите о классификации структур обломочных и хомогенных пород.
7. Каково диагностическое и генетическое значение цвета пород?

ОБЛОМОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Обломочные породы — одни из основных представителей осадочных образований и составляют около 20 % объема осадочной оболочки Земли. К этой группе относятся породы, в которых обломочная часть составляет более 50 % от суммы всех составных компонентов. Классификации обломочных пород базируются на минеральном составе и структуре обломков. Чаще применяются классификации, в основу которых положены структурные признаки — размер и форма обломков. Применительно к отдельным отраслям геологии составлены свои классификации. В нефтегазовой геологии используют преимущественно схему классификации обломочных пород (табл. 15), предложенную Московским нефтяным институтом (ныне — Московский институт нефти и газа им. И. М. Губкина).

Основа грубообломочных пород — обломки горных пород различного минерального состава и генезиса: магматические, метаморфические, осадочные. В песчаных породах, а тем более в алевритовых и пелитовых, обломочная часть представлена, главным образом, обломками минералов. По минеральному составу среди обломочных пород различают мономинеральные (мономиктовые), олигомиктовые и полимиктовые. К мономинеральным относятся образования, в которых один какой-либо минерал составляет не менее 95 % породы. В олигомиктовых породах количественно преобладающий минерал должен составлять 75—95 %. Породы, в которых ни один из минералов не достигает 75 % от их общей массы, называют полимиктовыми. Такое деление обломочных пород обычно используется при характеристике песчаных и алевритовых образований, и иногда при изучении грубообломочных и пелитовых.

Обломки минералов и пород, возникшие при механическом выветривании, на поверхности суши или в водной среде имеют разнообразную форму — изометричного многоугольника, листоватую, плитчатую, игольчатую, шестоватую и т. д. В процессе перемещения по поверхности суши или дну водоема частицы ударяются друг о друга, а также о породы или осадок, по которому они перекатываются. Вследствие этого обломки шлифуются, окатываются, их ребра и вершины сглаживаются, а размер уменьшается. Быстрее всех окатываются грубообломочные частицы, медленнее — песчаные, а алевритовые даже при длительном переносе часто сохраняют свою первоначальную форму. Это объясняется прежде всего тем, что алевритовые, а также и пелитовые частицы переносятся преимущественно во взвешенном состоянии.

Классификация обломочных пород

Группа пород	Размер обломков, мм	Название обломков	Рыхлые породы		Сцементированные породы	
			Окатанные обломки	Угловатые обломки	Окатанные обломки	Угловатые обломки
Грубообломочные	>1000	Глыба	Скопление глыбовых валунов	Скопление глыб	Глыбовый мерат	Глыбовая брекчия
	100—1000	Валун:	Валунник:	Неокатанный валунник:	Валунный мерат:	Валунная брекчия:
	500—1000	крупный	крупный	крупный	крупновалунный	крупновалунная
	250—500	средний	средний	средний	средневалунный	средневалунная
	100—250	мелкий	мелкий	мелкий	мелковалунный	мелковалунная
Песчаные	10—100	Галька (щебень):	Галечник:	Щебенка:	Конгломерат:	Брекчия:
	50—100	крупная	крупный	крупная	крупногалечный	крупнощебеночная
	25—50	средняя	средний	средняя	среднегалечный	среднещебеночная
	10—25	мелкая	мелкий	мелкая	мелкогалечный	мелкощебеночная
	1—10	Гравий (дресва):	Гравийник:	Дресвяник:	Гравелит:	Дресвит:
Алевритовые	5—10	крупный	крупный	крупный	крупнообломочный	крупнообломочный
	2,5—5	средний	средний	средний	среднеобломочный	среднеобломочный
	1—2,5	мелкий	мелкий	мелкий	мелкообломочный	мелкообломочный
	0,1—1	Песок:	Песок:	Песок:	Песчаник:	Песчаник:
	0,5—1	крупный	крупнозернистый	крупнозернистый	крупнозернистый	крупнозернистый
Пелитовые	0,25—0,5	средний	среднезернистый	среднезернистый	мелкозернистый	мелкозернистый
	0,1—0,25	мелкий	мелкозернистый	мелкозернистый	Алевролит:	Алевролит:
	0,01—0,1	Алевролит:	Алевролит:	Алевролит:	крупнозернистый	крупнозернистый
	0,05—0,1	крупный	крупнозернистый	крупнозернистый	среднезернистый	среднезернистый
	0,025—0,05	средний	мелкозернистый	мелкозернистый	мелкозернистый	мелкозернистый
0,01—0,025	мелкий	Глина	Глина	Аргиллит	Аргиллит	
<0,01	Пелит					

Примечание: без скобок даны названия окатанных обломков, в скобках — угловатых.

§ 1. ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Обломочные породы, в которых присутствует свыше 25 % обломков размером >1 мм по длинной стороне, принято называть грубообломочными. Существует много типов таких пород, но распространены они неодинаково и их роль в геологическом строении стратисферы Земли и значение как полезных ископаемых далеко неравнозначны.

Глыбовые породы встречаются исключительно в горных районах. Их возникновение связано с крупными землетрясениями, сопровождающимися обвалами.

Валунные породы состоят из крупных обломков (100—1000 мм) слабо сцементированных песчано-глинистым материалом (см. табл. 15). В ряде случаев в составе цемента присутствует значительное количество кальцита, кремнезема и некоторых других соединений. В этом случае породы прочно сцементированы. Образование валунных пород связано с деятельностью ледников, горных рек, селевых потоков. В процессе транспортировки обломки обычно окатываются, при отложении на месте они имеют угловатую форму. Мощность валунных отложений невелика, обычно это единицы метров.

Галечные и щебеночные породы представляют собой скопление продуктов механического разрушения различных горных пород — магматических, метаморфических, осадочных. Основные по значимости в них обломки размером 10—100 мм, содержание которых более 25 %. Щебеночные породы состоят из остроугольными, неотсортированными по размеру обломками, галечные — отсортированными и окатанными (шаровидной, эллипсоидальной или чечевицеобразной формы). Такое различие определяется тем, что щебеночные породы образуются поблизости от источника обломочного материала и поэтому обломки не окатываются. Гальки образуются из щебня или мелких неокатанных валунов вследствие окатывания в процессе транспортировки.

Щебеночные породы — *щебенка* и *брекчия*, отличаются друг от друга тем, что в первых обломки несцементированы, а во вторых — сцементированы. Формируются эти породы за счет материала, образовавшегося в результате обвалов, осыпей, оползней (подводных и на суше), карстообразования, деятельности ледников и других геологических процессов. При формировании пород на суше цементом или материалом, заполняющим пустоты между щебнем, чаще всего служит песчано-глинистая, неотсортированная смесь. В морских условиях цементом могут быть и карбонаты — кальцит, доломит, а также кремнезем. Щебеночные породы имеют ограниченное распространение и небольшую мощность отложений. В зависимости от

Рис. 34. Конгломерат полимиктовый, среднего-лечный с песчано-глинистым цементом, $\frac{1}{3}$ натуральной величины. Из коллекции Т. И. Забокрицкого



генезиса различают брекчии (щебенку) обвалов, карстовую, осыпей и т. д.

Галечные породы — *галечник* и *конгломерат* (рис. 34) отличаются друг от друга тем, что первый представляет собой скопление несцементированных галек, а второй — сцементированных. Деление пород по размеру галек приводится в табл. 15. Гальки состоят из магматических, метаморфических и осадочных (главным образом известняков, прочных песчаников, кремнистых образований) пород. Наряду с галькой в породах могут быть окатанные обломки более крупного и более мелкого размера. Цементом в конгломератах служит песчано-глинистый, известково-глинистый, карбонатный, кремнистый или иной материал. Мощность галечников и конгломератов варьирует в широких пределах. В платформенных условиях она составляет доли и единицы метра. В геосинклинальных областях и межгорных впадинах она может быть весьма значительной, например неогеновые конгломераты в Северной Фергане имеют мощность до 3 км.

По положению в разрезе галечные породы разделяют на базальные и внутриформационные. Базальные породы залегают в основании крупных стратиграфических комплексов и широко распространены территориально. Внутриформационные галечники и конгломераты имеют локальное распространение, залегают в виде линз и маломощных пластов среди других осадочных образований. Условия образования этих пород весьма разнообразны. По этому признаку галечники и конгломераты подразделяют на прибрежно-морские, речные, временных потоков, ледниковые и эоловые. Этот тип пород среди грубообломочных пользуется наибольшим распространением.

Дресвяные и гравийные породы слагаются обломками различных пород и реже — минералов с преобладающим размером 1—10 мм. Дресвяные породы состоят преимущественно из

дресвы — остроугольных обломков, а гравийные — из окатанных. Среди дресвяных пород различают рыхлые, несцементированные — *дресвяники* и прочные, сцементированные — дресвиты. Как правило эти породы ассоциируют с щебеночными, располагаясь несколько дальше от области сноса. Цементом в дресвитах чаще всего служит неотсортированный песчано-глинистый материал. Гравийные породы разделяют на гравийники — несцементированные осадочные образования и *гравелиты* — сцементированные карбонатным, карбонатно-глинистым и песчано-глинистым материалом. Породы обычно ассоциируют с галечниками и конгломератами.

Окраска дресвяных и гравийных пород определяется цветом слагающих их обломков и элементов-хромофоров, присутствующих в цементе. Гравелиты обычно светлее дресвяных пород, нередко среди них встречаются серовато-бурые и желтовато-серые разности. Породы распространены ограниченно, а слагаемые ими разрезы имеют небольшую мощность — десятки сантиметров — первые метры. Рыхлые породы — мелкие галечники, щебенка, а также гравийник — ценный строительный материал. Они используются при дорожном строительстве (железные, автомобильные дороги), постройке гидростанций. Мелкий гравий входит в состав некоторых бетонов, красивые разности конгломератов и брекчий идут на облицовку зданий. Иногда крупнообломочные породы содержат ценные полезные ископаемые — железо, золото, уран и др.

§ 2. ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ

Песчаные породы — одни из наиболее распространенных среди обломочных осадочных образований. Они состоят на 50 % и более из частиц величиной 0,1—1,0 мм. В соответствии со схемой классификации выделяют крупно-, средне- и мелкозернистые песчаные породы (см. табл. 15). В отличие от крупнообломочных пород, в строении песчаных образований принимают участие преимущественно обломки минералов, хотя могут встречаться обломки тонко- и микрозернистых пород. Рыхлые песчаные образования называют песками, а прочные, сцементированные — песчаниками.

Первоначальная форма обломков минералов может быть различной — изометричной, листоватой, шестоватой и т. д. При транспортировке в зависимости от продолжительности переноса, размера зерен, их механической и химической устойчивости они в разной степени окатываются. Зерна разделяют по характеру окатанности (рис. 35). Угловатыми считают обломки с острыми углами, тонкими, режущими краями. Полуугловатые зерна имеют несколько сглаженные углы и края. В полуокатанных

частицах углы практически отсутствуют, но сохраняются прямолинейные и вогнутые поверхности. Окатанные обломки имеют шаровидную или эллипсоидальную форму.

Обломочная часть песчаных пород неодинакова по составу, что определяется различием исходного материала, поступающего из области сноса, степенью его переработки на стадиях разрушения, переноса, а также при диагенезе и категенезе. В результате этого происходит обогащение обломочной части минералами, устойчивыми к механическому и химическому воздействию. Это явление известно как минералогическое созревание обломочного материала. В итоге при многократном переотложении обломочных зерен из породобразующих минералов сохраняется только кварц.

Среди породобразующих обломочных минералов существенно преобладает кварц, далее идут калиевые полевые шпаты, слюды, халцедон, глауконит, кислые плагиоклазы, а также гидрослюда и каолинит. В сообществе акцессорных минералов наиболее характерны циркон, гранаты, турмалин, ставролит, рутил, титанит, монацит, дистен. В роли акцессорных в осадочных породах выступают также роговые обманки, пироксены, оливин и некоторые другие минералы. Рудные непрозрачные минералы обычно составляют до 1—1,5 % обломочной части. Они представлены магнетитом, ильменитом, лейкоксеном, гематитом, пиритом, марказитом. Последние два минерала нередко являются диагенетическими или катагенетическими. В составе обломочной части могут присутствовать обломки тонко- и микрозернистых пород — эффузивных магматических, метаморфических (глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, филлитов и др.).

Существенную роль в строении и составе песчаных пород играют вторичные (постдиагенетические) минералы. Среди них наиболее важное значение имеют регенерированные кварц, микроклин, ортоклаз, плагиоклазы, а также новообразования кальцита, доломита, халцедона, каолинита, гидрослюда, альбита, хлоритов, оксидов и сульфидов железа.

Цементирующая часть песчаных пород чаще всего представлена глинистым материалом и кальцитом, реже доломитом, гипсом, ангидритом, опалом, оксидами железа. Встречаются также галитовый, фосфатный, сидеритовый и некоторые другие виды цемента. Структуры цементирующего материала весьма разнообразны. Они определяются размером и формой состав-

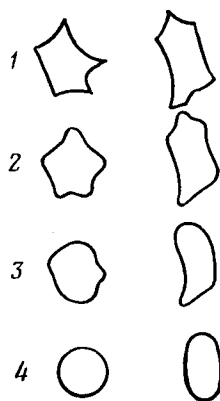


Рис. 35. Форма обломочных частиц.

1 — угловатые; 2 — полуугловатые; 3 — полуокатанные; 4 — окатанные

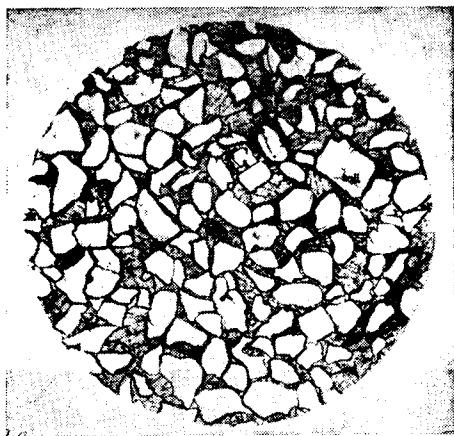


Рис. 36. Песчаник мелкозернистый, олигомиктовый с кальцитовым базальным цементом



Рис. 37. Песчаник кварцевый с железистым цементом порового типа

ляющих его частиц. Наиболее распространены крупнозернистая (размер частиц $>0,5$ мм), среднезернистая ($0,1-0,5$ мм), мелкозернистая ($0,05-0,1$ мм), тонкозернистая ($0,01-0,05$ мм), микрозернистая или пелитоморфная ($<0,01$ мм), разнозернистая, волокнистая и аморфная структуры.

По соотношению обломочной и цементирующей частей, а также по способу выполнения порового пространства различают пять типов цемента: 1) базальный — обломочные частицы, не соприкасаясь друг с другом, как бы «плавают» в цементе (рис. 36); 2) поровый — обломочные зерна, соприкасаясь друг с другом, образуют каркас, а промежутки между ними (поры) заполнены цементом (рис. 37); 3) контактный — цементирующий материал имеется лишь в зоне контакта обломочных зерен, а часть пространства между ними остается свободной; 4) пленочный — цемент образует тонкие пленки вокруг обломочных зерен, с помощью которых последние скрепляются друг с другом (рис. 38),

как и при контактном типе цемента, здесь сохраняется свободное поровое пространство; 5) сгустковый — цемент распределен в породе неравномерно, поэтому в различных ее участках наблюдаются неодинаковые типы цементации; имеется свободное поровое пространство. Кроме того, существует еще несколько формирующихся исключительно в постседиментационные стадии типов цемента: регенерационный (рис. 39), коррозионный, кристификационный, пойкилитовый.

Текстуры песчаников весьма разнообразны. Для них характерны различные виды косой и горизонтальной слоистости, знаки ряби, следы жизнедеятельности животных и т. д. (см. рис. 17, 27, 92-А, 93).

По соотношению между основными составными компонентами — кварцем, полевыми шпатами и обломками пород выделяют три главные группы песчаных пород — мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые (табл. 16).

Мономинеральные песчаные породы представлены преимущественно кварцевыми образованиями. Олигомиктовые породы также состоят в основном из кварца (более 75 %), но содержат значительные примеси (до 20 % и более) полевых шпатов, глауконита, обломков кремнистых пород. Изредка в качестве ведущего минерала может выступать глауконит.

Полимиктовые песчаники разделяют на аркозовые и граувакковые. Их общий признак — пониженное содержание основного минерала (<75 %) или отсутствие такового, причем несколько минералов могут присутствовать примерно в равных количествах (табл. 16). Аркозовые песчаные породы или аркозы образуются за счет продуктов разрушения гранитов, гнейсов и других близких по составу пород. Преобладающие обломочные минералы — кварц, реже — полевой шпат, присутствуют также слюды, оксиды железа, хлорит, глауконит. В небольшом количестве (до 15 %) могут присутствовать обломки пород. Для аркозовых пород характерна светлая, розовато-серая или серовато-желтая окраска. Граувакковые песчаные породы так же как и аркозовые состоят из



Рис. 38. Песчаник разномзернистый с глинистым цементом пленочного типа

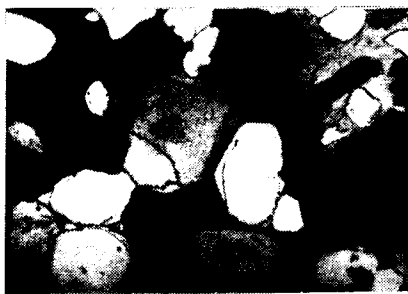


Рис. 39. Песчаник с регенерационным цементом

Таблица 16

Минеральный состав обломочных пород. %

Типы пород	Кварц	Полевые шпаты	Глауко-нит	Слюды	Глинистые минералы	Карбонаты	Обломки пород	Прочие компоненты
Мономинеральные								
Песок кварцевый, J_3 , Люберцы Московской обл.	99,1	0,4	—	0,4	—	—	—	0,1
Песок кварцевый Р. Камышин Волгоградской обл.	95,2	2,0	1,7	—	0,9	—	—	0,2
Олигомиктовые								
Песчаник олигомиктовый, мелкозернистый, J_2 , Прикаспийская впадина	76,3	20,3	—	3,2	1,5	—	—	1,7
Песчаник олигомиктовый, К. Северный Кавказ	78,6	13,0	6,2	0,9	1,1	—	—	0,2
Полимиктовые								
Песчаник аркозовый, P_2 , Актюбинское Приуралье	51,2	29,7	—	9,1	4,4	1,8	1,7	2,1
Алеврит аркозовый, N, Апшеронский п-ов (по А. Г. Алиеву и Э. Л. Дайдбековой)	35,0	60,5	—	0,2	4,5	—	—	0,8
Песчаник граувакковый, Донбасс (по Н. В. Логвиненко)	39,2	5,18	—	10,83	—	0,76	42,52	1,52

кварца, полевых шпатов, слюд, хлоритов, но в отличие от них содержат значительное количество ($>15\%$) обломков пород, преимущественно темноцветных. Из метаморфических пород поступают обломки глинистых, глинисто-кремнистых, углито-кремнистых сланцев. Магматические породы представлены обломками андезитов, базальтов, иногда обломками их глубинных аналогов. Обломочная часть обычно слабо отсортирована, плохо окатана. Характерная окраска граувакковых пород — серая, зеленовато-серая, темно-серая до черной. В американской литературе разности песчаников с высоким содержанием обломков пород при малом содержании кварца называют лититовым.

Химический состав песчаных и алевритовых пород основных литологических подразделений в общем сходны. Отличия заключаются в количественном соотношении отдельных химических элементов (табл. 17).

Таблица 17

Средний химический состав (%) песчаников (по Ф. Петтиджону, П. Поттеру и Р. Сиверу, с сокращениями)

Оксиды	Кварцевые	Лититовые	Граувакковые	Аркозовые
SiO ₂	95,4	66,1	66,7	77,1
Al ₂ O ₃	1,1	8,1	13,5	8,7
Fe ₂ O ₃	0,4	3,8	1,6	1,5
FeO	0,2	1,4	3,5	0,7
MgO	0,1	2,4	2,1	0,5
CaO	1,6	6,2	2,5	2,7
Na ₂ O	0,1	0,9	2,9	1,5
K ₂ O	0,2	1,3	2,0	2,8
H ₂ O	0,3	3,6	2,4	0,9
TiO ₂	0,2	0,3	0,6	0,3
P ₂ O ₅	—	0,1	0,2	0,1
MnO	—	0,1	0,1	0,2
CO ₂	1,1	5,0	1,2	3,0
SO ₃	—	—	0,3	—
Прочие	—	—	0,2	—

Резко выделяется высоким содержанием SiO₂, повышено также количество глинозема и оксидов железа. Такое соотношение соответствует кларкам кислорода, кремния, алюминия и железа в земной коре.

Обстановки образования наряду с источниками питания накладывают существенный отпечаток на гранулометрический состав, строение, физические свойства и внешний облик осадочных обломочных пород. Особо следует отметить, что палеогеофизические условия образования вместе с тектоническим режимом определяют размеры, форму и толщину коллекторских тел.

Прибрежно-морские песчаные породы представлены преимущественно средне- и мелкозернистыми разностями. Отложения, формирующие породы, образуются в прибрежной мелководной части морских бассейнов и в узкой зоне суши прилегающей к морю. Постоянное перемещение осадка и его аэрации под действием ветра, течений и волнений моря способствуют окатыванию и сортировке обломочных частиц, выносу тонкодисперсных терригенных фракций и органического материала. Главнейшими пороодообразующими минералами в этих условиях являются кварц, ортоклаз, микроклин и обломки кремнистых пород. Глинистый цементирующий материал обычно содержится в незначительном количестве, а порой и вообще не обнаруживается. Цементом песчаных пород чаще всего служит аутигенный материал — кальцит, кварц, однако нередко, особенно на небольших глубинах, цемент отсутствует вообще.

Морские песчаные породы широко известны в ископаемых отложениях. Они образуют значительные по размеру геологические тела более или менее однородного литологического состава. Наряду с этим, следует отметить, что на состав и облик песчаных пород существенное влияние оказывали палеогеографические условия, в том числе наличие течений, неровности рельефа и уклон морского дна, состав пород в области питания, расстояние от области питания до места седиментации. В зоне течения обычно наблюдается в целом более крупный, отсортированный материал, в пониженных участках рельефа морского дна накапливается менее отсортированный обломочный материал — вместе с песчаными зернами присутствуют алевритовые и глинистые.

Песчаные тела, возникающие в морских условиях, чаще всего имеют форму пласта с постепенно возрастающей мощностью в направлении моря и замещающегося прибрежно-морскими отложениями в сторону берега. На фоне пластов регионального развития встречаются локальные тела — бары. Современные бары выполнены песчаным материалом с примесью битой ракушки, гравия и других компонентов. Бары обычно протягиваются параллельно береговым линиям в виде валов протяженностью до нескольких десятков километров, при ширине до 2—5 км и высотой несколько метров. При разрушении расположенных поблизости магматических и метаморфических пород морские песчаные отложения имеют полимиктовый состав — аркозовые и граувакковые, а также кварц-полевошпатовый. В случае разрушения обломочных осадочных пород и перетоков их составных частей состав может упроститься, при этом могут образоваться олигомиктовые и даже мономинеральные породы при существенном преобладании кварца.

Цементом морских песчаных пород служит обычно глинистый материал, кальцит и их смеси. Глинистый материал обычно седиментогенный, но может быть и постдиагенетическим. Кальцит может быть диагенетическим и катагенным. В стадию катагенеза при изменении термобарических условий содержание кальцита в обломочных песчаных и алевритовых породах может существенно колебаться.

Ископаемые морские песчаные породы имеют преимущественно серую окраску, светло-серую, реже темно-серую. Близ поверхности, вследствие фильтрации по порам, трещинам и разломам инфильтрационных вод происходит окисление тонкодисперсной органики, сульфидов и изменение окраски на серовато-желтую, почти белую и бурую. Полимиктовые, кварц-полевошпатовые песчаные породы могут изначально иметь серовато-розовую или серовато-желтую окраску (за счет цвета зерен полевых шпатов). Очень близки к морским по составу и внешнему облику озерные песчаные породы — отложения круп-

ных озер, охватывающих территории в десятки и сотни тысяч квадратных километров (Великие озера в Северной Америке, Аральское, Каспийское— в СССР).

Речные пески и песчаники отсортированы слабее морских. Размер частиц, слагающих песчаное тело, может значительно колебаться. Наряду с песчаными зернами нередко присутствуют алевритовые и глинистые частички, остатки неразложившегося растительного материала, иногда обломки фауны. Пески и песчаники, образовавшиеся в результате деятельности горных рек, нередко содержат в своем составе крупнообломочный (гравийный и даже галечный) материал. Окраска пород сильно варьирует в зависимости от вещественного состава. Среди речных песчаников и песков встречаются олигомиктовые и полимиктовые. Текстура пород косослоистая и горизонтальнослоистая, иногда массивная. Геологические тела, сформировавшиеся за счет речных песчаных пород, имеют значительную протяженность (сотни и тысячи км) при относительно небольшой ширине. Толщина отложений также невелика—единицы метров.

Дельтовые песчаные породы образуются из осадков, отложившихся в зоне впадения рек в моря (или озера). Скорость течения воды в море постепенно уменьшается с удалением от устья реки. Вследствие этого песчаные отложения в прибрежной части будут в целом более крупнозернистыми, а сам обломочный материал слабее отсортированным, чем на удаленной периферии дельты. По мере удаления от морского побережья в песчаных отложениях возрастает роль алевритового и глинистого материала. Кроме того под поверхностью морских вод речной поток разделяется на ряд рукавов, в которых скорость течения существенно больше, чем в разделяющих их водных пространствах. В связи с этим на дне водных рукавов откладывается более крупнозернистый обломочный материал, чем на участках между ними.

Таким образом дельтовые песчаные породы слагают геологические тела сложной формы, резко меняющейся мощности. Сами породы непостоянны по гранулометрическому составу и содержанию глинистого цемента. Окраска пород в большинстве случаев серая, различных оттенков, причем в тонкозернистых глинистых разностях более темная из-за повышенного содержания органического материала.

Флювиогляциальные пески и песчаники распространены среди ледниковых отложений. Они характеризуются низкой отсортированностью и слабой окатанностью обломочного материала. Песчаные образования этого типа обычно слагают линзовидные тела небольшого размера и толщины.

Эоловые отложения встречаются во многих стратиграфических комплексах. Они формируются в областях с сильными

ветрами в условиях отсутствия или при слабом развитии почвенного слоя. Песчаные золотые отложения наиболее характерны для пустынь, полупустынь, островов и прибрежных частей суши (дюны). Окраска золотых отложений обычно светло-серая или желтовато-бурая, определяется цветом породообразующих минералов и тонкодисперсными железистыми образованиями, иногда покрывающими поверхность зерен.

Песчаные золотые отложения характеризуются значительной однородностью обломочных зерен. Во многих случаях преобладают зерна размером 0,1—0,25 мм, что характерно и для песчаников, сформировавшихся в водной среде. Обломочные частицы нередко хорошо окатаны, зерна часто имеют полированную поверхность. Глинистая и алевритовая части в песках и песчаниках обычно отсутствуют. В золотых песчаных отложениях наблюдается пологая волнистая и косая слоистости, встречаются редкие, тонкие прослои глинисто-алевритовых пород.

Площадь развития золотых песчаников, судя по современным отложениям, может быть весьма значительной (площадь Сахары ~7 000 000 км²). Мощность золотых отложений, как правило, составляет первые десятки метров, однако описаны случаи, когда она достигала несколько сотен метров. На побережьях морей песчаные тела формируются в виде одиночных дюн или их систем, располагающихся рядами параллельно береговой линии. Ширина зон, занимаемая дюнами, может составлять до 10 км. Высота современных дюн достигает 100 м. Для пустынь характерны песчаные тела в виде барханов. Дюны и барханы известны в ископаемом состоянии. В золотых песчаниках цемент обычно хемогенный и представлен вторичными карбонатами и сульфатами.

Песчаные породы — важное полезное ископаемое. Кварцевые песчаники служат сырьем для получения динаса — огнеупорного материала, применяемого в стекольной и металлургической промышленности для постройки плавильных печей. Пески и песчаники, содержащие не менее 98,5 % кремнезема, используются для получения оконного стекла, а самые чистые кварцевые пески ($\text{SiO}_2 > 99,8\%$) — для изготовления оптического стекла. Большое количество кварцевых песков и песчаников потребляют керамическое и литейное производство. Значительная часть добываемых песчаных пород используется для изготовления кирпича и бетона, а также в дорожном строительстве. С песчаными породами связаны промышленные скопления углеводородов и россыпные месторождения золота, тория, титана, олова и других металлов.

§ 3. АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Алевритовые породы, как и песчаные, относятся к числу широко распространенных осадочных образований. Их основная часть, составляющая 50 % и более, — обломочные частицы величиной 0,01—0,1 мм. Сыпучие или слабосцементированные породы называют алевритами, а крепкие, сцементированные — алевролитами. Среди них различают крупно-, средне- и мелкозернистые (см. табл. 17).

Минеральный состав обломочной части примерно такой же, как и в песчаных породах, но здесь выше доля устойчивых минералов — кварца, мусковита, халцедона. Роль калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, а также обломков пород в алевритовых образованиях заметно ниже. В них больше глинистого материала, устойчивых аксессуарных минералов, оксидов и гидроксидов железа. Для этих пород характерно присутствие органического вещества. По минеральному составу среди алевритовых пород, как и среди песчаных, выделяют мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые разновидности. Строение алевритовых пород (текстура, структура), тип и состав цемента во многом сходны с песчаными образованиями. Для алевритов характерна тонкая горизонтальная слоистость, реже наблюдается косая слоистость. Окраска пород в зависимости от примесей может быть самой различной — светло-серой, черной, кирпично-красной, бурой, зеленой.

Алевритовые породы, как и песчаные, образуются в различных палеогеографических условиях. Наиболее распространены их морские, озерные, речные и эоловые разновидности. К современным представителям последних относятся некоторые виды лёсса.

Таблица 18

Классификация пород смешанного состава

Содержание песка, %	Порода ряда песчаник — алевролит	Содержание алеврита, %	Порода ряда алевролит — глина	Содержание глины, %
95—100	Песчаник	0—5	Глина	95—100
75—95	Песчаник алевритистый	5—25	Глина алевритистая	75—95
50—75	Песчаник алевритовый	25—50	Глина алевритовая	50—75
25—50	Алевролит песчаный	50—75	Алевролит пелитовый	25—50
5—25	Алевролит песчанистый	75—95	Алевролит пелитистый	5—25
0—5	Алевролит	95—100	Алевролит	0—5

При совместном нахождении обломочных частиц различного размера образуются породы промежуточного состава. Для их систематики предложены специальные классификации, одна из которых приведена в табл. 18.

Возможно совместное присутствие в породе трех и более компонентов. В этом случае ее называют по наименованию преобладающих частиц (не менее 50 %), а названия остальных компонентов используют в качестве уточняющего прилагательного, например песчаник глинисто-алевритовый. Это означает, что в песчанике присутствует значительное количество глинистого и алевритового материала, при этом последний преобладает. В тех случаях, когда три компонента и более находятся примерно в равных количественных соотношениях, осадочное образование называют хлидолитом или паттумом.

§ 4. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканогенно-осадочные породы весьма разнообразны по составу и строению. К ним относят породы, состоящие из продуктов вулканической деятельности смешанных с обломочным, хемогенным, биогенным или глинистым материалом. Некоторые исследователи относят к вулканогенно-осадочным тефрогенные породы, представляющие собой перемыйтый вулканический туф, а также гиалокластические¹ породы, представленные гравелитами, песчаниками, алевролитами, состоящими в основном из осколков базальтового стекла, образовавшегося из лав, излившихся под водой.

По соотношению между вулканогенной частью и осадочным материалом различают: туфы, в которых наряду с основой — вулканическим пеплом, присутствует до 10 % осадочного материала; туффиты — состоящие на 50—90 % из вулканогенного и на 10—50 % из осадочного материала; туфогенные породы — сформированные, в основном, осадочным материалом (50—90 %) и содержащие 10—50 % вулканогенной части. Горные породы, в которых вулканогенный материал составляет менее 10 %, а основа — обломочная, хемогенная, биогенная или глинистая части, относят к осадочным.

Размер и форма вулканогенных частиц могут быть различными, в связи с этим деление пород, состоящих из вулканогенной и обломочной частей производится как и обломочных осадочных — туффитовый или туфогенный песчаник (гравелит, алевролит и т. д.). Широко распространены туфопелиты, состоящие из пелитового материала и вулканического пепла, ча-

¹ Гиалёс — стекло.

сто сильно измененного. Изменения сопровождаются образованием монтмориллонита, цеолитов, хлорита и других минералов.

В случае сочетания вулканогенного, биогенного и хемогенного материала ($>50\%$) в название породы отражаются обе части, например, туфодиазомиты, туфосилициты, туфокарбонаты и т. д. В принципе пепловый материал может попасть в осадок различного состава, но чаще всего он сочетается с кремнистыми осадочными образованиями. Окраска вулканогенно-осадочных пород весьма разнообразна. При высоком содержании вулканического пепла преобладают серовато-зеленые и бурые цвета различных оттенков, встречаются также желтые, фиолетовые, черные породы. В случае присутствия небольших количеств вулканогенного материала, окраска пород определяется осадочными компонентами. Вулканогенно-осадочные породы образуются преимущественно в областях с интенсивной вулканической деятельностью в результате совместного накопления и дальнейшего преобразования вулканогенного и нормального осадочного материала. Наряду с этим известны случаи образования таких пород в районах, удаленных от вулканических очагов на сотни и даже тысячи километров. Например, линзы и прослои туфогенных пород, составная часть которых вулканический пепел, принесенный воздушными потоками с Кавказа, установлены в кайнозойских и четвертичных отложениях в Воронежской и Тамбовской областях. Количество твердых вулканических продуктов, выбрасываемых при извержении, может быть огромным. По оценке специалистов, при извержении в 1815 г. вулкана Тамбора (Зондские острова) на поверхность Земли и в атмосферу поступило $100\text{—}150\text{ км}^3$ твердых частиц. Воздушные потоки разнесли пепловые частицы по всему околоземному пространству, а затем они осели в различных районах мира.

Влияние вулканической деятельности на осадкообразование не ограничивается выпадением в осадок твердых продуктов извержений. Выбросы газов, излияние терминальных вод (с температурой до 350°C и выше) и лавы при деятельности подводных вулканов существенно изменяют солевой состав вод и тепловой режим водоемов. Эти изменения согласно ряда исследователей, могут приводить к выпадению из морских вод некоторых химических соединений, в частности кремнезема, фосфатов и др.

Практическое значение вулканогенно-осадочных пород невелико. Лишь некоторые из них используются в качестве строительного материала.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы классификация и распространенность обломочных пород?
2. Назовите главные составные части обломочных пород.
3. Приведите общую характеристику грубообломочных пород.
4. Назовите виды песчаных пород (по минеральному составу) и дайте их характеристику.
5. Назовите алевритовые породы и дайте их характеристики.
6. Перечислите характерные особенности вулканогенно-осадочных пород.
7. Каково практическое значение обломочных пород?

Глава 9

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые породы — одни из самых распространенных осадочных образований. По объему они составляют до 60 % всех осадочных горных пород. Их главнейшие составные части — глинистые минералы и тонкодисперсный обломочный материал — пелит (размер частиц $<0,01$ мм). Глинистые частицы в основной своей массе имеют размер менее 0,004 мм. В качестве примесей в глинистых породах присутствуют алевритовые, в меньшей степени песчаные зерна кварца, полевых шпатов, мусковита, кальцит, доломит, оксиды и сульфиды железа, углифицированные растительные остатки, фосфаты и некоторые другие соединения. Наиболее обычные примеси — алеврит, песок, кальцит. Суммарное количество примесей в глинах может составлять до 50 %. По физическим признакам — прочности, плотности, пластичности, размокаемости в воде различают глины и аргиллиты.

Глинистые минералы — основа глинистых пород — главным образом представители слоистых силикатов. Они состоят из тетраэдрических, октаэдрических, иногда бруситовых и других кристаллических сеток, чередующихся определенным образом в каждом из минералов. Основные элементы глинистых минералов — кислород, кремний, алюминий, кроме того возможно присутствие кальция, магния, железа, калия и натрия. На основании различий в строении, составе и свойствах глинистые минералы объединяются в четыре основные группы: каолинита, гидрослюды, монтмориллонита и хлорита, получившие название по ведущему минералу. Кроме того выделяют смешанослойные образования, состоящие из структурных слоев нескольких типов (например гидрослюдистых и монтмориллонитовых), и представляющие собой переходные разности от одного минерала к другому. В группу каолинита входят каолинит, диккит, накрит и галлуазит. Представители группы гидрослюды — гидрослюда (иллит) и глауконит, группы монтмо-

риллонита — монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, волконскоит и сапонит. В группу хлорита входят шамозит и хлориты, среди которых различают железистую, железисто-магнезиальную и магнезиальную разновидности.

Глинистые минералы, участвующие в строении осадочных горных пород, имеют различный генезис. Наиболее часто они возникают в результате: разложения алюмосиликатов, магматических и метаморфических пород в коре выветривания¹; подводного химического выветривания (гальмиролиз); химического осаждения из растворов. Кроме того они образуются в осадках и породах на стадии диагенеза и катагенеза.

В коре выветривания при разложении алюмосиликатов магматических и метаморфических пород в кислой среде образуются минералы группы каолинита, а в щелочной среде — гидрослюда и хлориты. Монтмориллонит также может возникать в коре выветривания, но он неустойчив и быстро разлагается из-за выщелачивания катионов. Чаше монтмориллонит образуется при подводном химическом выветривании вулканического пепла в слабощелочной среде. Он широко распространен среди морских и озерно-лагунных отложений. Гидрослюда и хлорит также известны как продукты гальмиролиза.

В щелочной среде возможно образование ряда глинистых минералов при непосредственном химическом взаимодействии растворенных веществ. Таким путем образуются монтмориллонит, палыгорскит, сепиолит, глауконит, шамозит. Одним из возможных путей образования глинистых минералов представляется коагуляция гелей кремнезема и глинозема с адсорбцией ими катионов из морской воды.

Глинистые минералы могут генерироваться при диагенезе осадка и катагенезе пород. В пористых, проницаемых терригенных породах при фильтрации сквозь них кислых вод возможно взаимодействие глинозема и кремнезема, приводящее к образованию каолинита. Широко распространены в пористых песчано-алевритовых породах аутигенные (новообразованные) гидрослюда и хлориты. Их возникновение связывают в основном с действием повышенных температур и минерализованных подземных вод.

Кроме аутигенного минерального новообразования на стадии катагенеза одни глинистые минералы трансформируются в другие. Например с увеличением глубины залегания осадочных толщ (а следовательно, температуры и давления, которым они подвергаются) постепенно уменьшается роль монтморилло-

¹ Кора выветривания — совокупность горных пород, образовавшихся в континентальных условиях в приповерхностной части литосферы вследствие физического, химического и биологического выветривания магматических, метаморфических и осадочных образований.

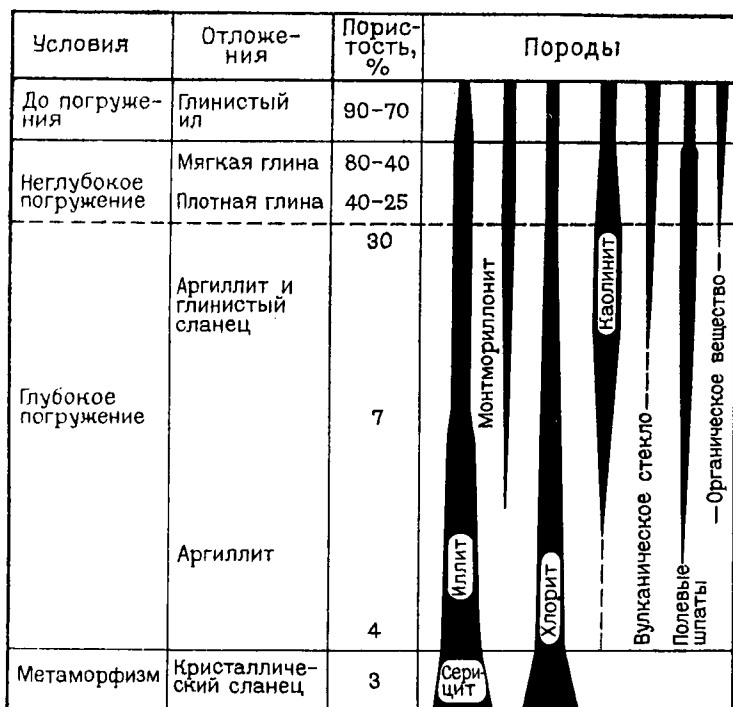


Рис. 40. Изменение пористости и минерального состава глинистых пород в постседиментационную стадию (по Дж. Гринсмиту).

нитовых глин, возрастает значение смешанослойных и гидрослюдистых образований. Еще глубже исчезает каолинит, остаются преимущественно гидрослюды, хлориты и смешанослойные глинистые минералы. На конечных стадиях катагенеза сохраняются лишь самые устойчивые образования—гидрослюды, серицит и хлорит (магнезиальная разновидность). Эти минералы сохраняются и в метаморфических породах. Особенности распределения глинистых минералов в породах мезозойского разреза Прикаспийской впадины в связи с глубиной их залегания (Б. К. Прошляков, 1969 г.) показаны на рис. 15. Позднее (1978 г.) подобная картина распределения глинистых минералов была установлена Дж. Гринсмитом в Великобритании (рис. 40). Наряду с описанными закономерностями отмечены случаи сохранения монтмориллонита на глубинах свыше 5 км (юго-восток Прикаспийской впадины, Азербайджан). Возможно, что такие аномалии связаны с отсутствием в окружающей среде реакцеспособного калия, без которого монтмориллонит не переходит в гидрослюду.

§ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В природных условиях существует много видов глинистых пород, различающихся по составу, строению, генезису, физическим признакам и оптическим свойствам. Поскольку их основные компоненты глинистые минералы, естественно, что названия пород определяются наименованием преобладающих в них минералов, например каолинитовые глины, монтмориллонитовые глины и т. д. Нередко глины бывают образованы несколькими глинистыми минералами (полиминеральные глины), в этом случае название породы образуется из нескольких слов, например монтмориллонит-гидрофлюидистые глины. Точно назвать глинистую породу можно лишь после проведения определенного комплекса исследований, что не всегда удается, например в полевых условиях, на нефтеразведках и в нефтегазодобывающих управлениях.

В глинистых породах обнаружены почти все химические элементы. Оксиды кремния и алюминия в сумме составляют не менее 70 %. В заметных количествах присутствуют железо, кальций, магний, калий, натрий, титан и водород (последний в составе воды и органических соединений). Содержание остальных элементов обычно не превышает десятых долей процента. Химический состав некоторых глин приведен в табл. 19.

Глинистые породы обладают рядом свойств и признаков, отличающих их от остальных осадочных образований. Глины могут размокать в воде, во влажном состоянии им свойственна пластичность — способность под влиянием внешних сил приобретать различную форму (без нарушения целостности) и сохранять ее. При прочих равных условиях наиболее пластичен монтмориллонит. Глины способны поглощать воду преимущественно пресную и за счет этого значительно увеличиваться в объеме. При высыхании они растрескиваются, а в некоторых случаях превращаются в мелкую щебенку. Глины обладают способностью скреплять различные тела и это свойство используется при приготовлении различных цементов, применяемых в строительстве. Они обладают адсорбцией — свойством поверхностного слоя поглощать отдельные компоненты из жидкой или газовой фаз. В приповерхностной зоне и на небольших глубинах (до 500—1000 м) породы имеют высокую пористость — 25—40 %, иногда достигающую 50 % и более. Глины слабо проницаемы для жидкостей и газов.

В стадию катагенеза, под действием возрастающих температур, давлений, химически активных компонентов глины превращаются в аргиллиты — сильно уплотненные, хрупкие, не размокающие в воде породы. В процессе такого превращения, в платформенных условиях решающую роль играет литостатическое (горное) давление, а в тектонически активных обла-

Таблица 19

Химический состав глинистых пород, %

Порода, место отбора образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Каолинитовая глина, Прикаспийская впадина	46,87	0,64	37,85
Монтмориллонитовая глина (бентонит), АзССР (по М. Ф. Викуловой)	65,04	0,21	17,07
Гидрослюдистая глина, Ленинградская область (по М. Ф. Викуловой)	51,21	0,33	21,23
Гидрослюдистая глина, Прикаспийская впадина	53,13	0,46	22,71
Полиминеральная глина, Южный Мангышлак	52,15	0,23	22,82

¹ п. п. п. — потери при прокаливании.

стях, наряду с ним и стресс. Глины, как уже отмечено, разнообразны по составу глинистых минералов, аргиллиты же слагаются в основной своей массе гидрослюдами и хлоритами с примесью смешаннослойных образований. Пелитовая часть в аргиллитах, также как и в глинах, представлена кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Дальнейшее воздействие физических и химических факторов приводит к превращению аргиллитов в глинистые или кровельные сланцы, филлиты и другие образования.

Глинистые минералы в чистом виде белые или бесцветные, поэтому в отсутствии хромофоров породы имеют белую окраску иногда с желтым или светло-серым оттенком. Бурый и красный цвета разной интенсивности и оттенков обусловлены присутствием окисных соединений железа. Черная и серая окраски различной интенсивности и оттенков присущи породам, содержащим повышенные количества органического вещества или тонкодисперсных сульфидов железа. Присутствие повышенных количеств хлорита и зеленых гидрослюдов часто придает породам серовато-зеленую окраску.

В природных условиях глинистые породы залегают в виде ограниченных по размерам прослоев, линз, а также мощных, в несколько десятков и даже сотен метров пластов и пачек, имеющих региональное распространение. Нередко наблюдается тонкое переслаивание глинистых пород с обломочными и карбонатными, при этом мощность отдельных прослоев может составлять доли сантиметра.

По минеральному составу различают следующие типы глин: каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые и полиминеральные. Хлоритовые глины не выделяются в связи с относительно небольшим количеством хлоритов в породах.

Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	п. п. п. ¹
1,98	—	0,67	1,18	0,51	0,38	7,31	2,72
3,39	0,21	0,83	3,53	0,15	2,37	5,17	6,11
4,90	2,94	1,29	4,24	6,23	0,33	4,36	7,23
3,20	2,16	1,18	3,43	5,96	0,29	5,62	1,87
2,17	3,22	4,73	3,11	2,82	0,27	4,61	3,85

Каолинитовые глины образуются в результате выветривания алюмосиликатов при образовании кор выветривания, и в частности за счет полевых шпатов. Первоначально образовавшиеся продукты кроме каолинита содержат значительное количество устойчивых реликтовых минералов коренных пород — кварца, мусковита и др. В результате размыва кор выветривания и дифференциации осадочного материала в процессе переноса образуются переотложенные каолинитовые глины более однородные, обогащенные тонкодисперсной фракцией (до 80 % фракции, мельче 0,001 мм). Они характерны для континентальных угленосных отложений. Морская щелочная среда неблагоприятна для сохранения каолинита.

Монтмориллонитовые глины встречаются относительно редко. Они имеют жирный блеск, легко разбухают в воде с увеличением объема, во влажном состоянии жирны на ощупь, обладают высокой адсорбционной способностью, составляющей 50—150 мг-экв/100 г. Высушенные глины распадаются на мелкие остроугольные обломки. Окраска монтмориллонитовых глин светлая — кремовая, зеленовато-серая и желтовато-серая. Основные скопления монтмориллонитовых глин образуются за счет морского подводного химического разложения вулканического пепла. В связи с этим в них встречаются в небольшом количестве стекловатые зерна и другие устойчивые компоненты вулканического пепла, а также аллотигенные глинистые минералы иного состава. Монтмориллонитовые глинистые породы залегают в виде пластов небольшой мощности — единицы или десятки сантиметров, редко больше, но широко распространены по площади. Благодаря специфической окраске, физическим свойствам и распространенности они используются для корреляции геологических разрезов.

Гидрослюдистые глины распространены значительно шире, чем каолиновые и монтмориллонитовые. Помимо пелитовой части в них содержатся в виде примесей алевритовый и иногда песчаный материал, а также соединения железа, карбонаты кальция, магния и другие соли. В гидрослюдистых глинах также могут присутствовать другие глинистые минералы — монтмориллонит, каолинит, хлорит. В зависимости от состава, количества примесей и степени катагенетического изменения пластичность этих пород варьирует в широком диапазоне—от бесконечности до 2—3 (аргиллиты) по шкале Л. А. Шрейнера. Пластичность глин обычно снижается с увеличением уплотнения (при погружении). Пластичные глинистые породы легко размокают в воде, хрупкие (аргиллиты) с водой не взаимодействуют. Гидрослюдистые глины по адсорбционной способности занимают промежуточное положение (20—40 мг-экв/100 г) между каолиновыми и монтмориллонитовыми.

Гидрослюдистые глинистые минералы могут оставаться на месте своего образования или же переотлагаться. Большинство гидрослюдистых глинистых пород возникает в результате переотложения ранее возникших глинистых минералов вместе с тонкодисперсными обломочными частицами и имеет осадочный генезис. В них часто содержатся, в виде примеси, другие глинистые минералы. Породы, образовавшиеся в окислительной обстановке (на суше и в водной среде) из-за присутствия соединений железа в окисной форме имеют кирпично-красную, бурую (триас Прикаспийской впадины), малиновую (сумсарские глины Ферганы), оранжевую и реже фиолетовую окраски. В восстановительной среде образуются черные, серые, зеленые, голубые породы различной интенсивности и оттенков. При отсутствии пигментирующих примесей глины могут быть белыми. Глинистые гидрослюдистые породы залегают в виде пластов различной мощности и линз.

Полиминеральные глинистые породы пользуются наибольшим распространением среди глинистых образований. В их составе имеются различные глинистые минералы, среди которых преобладают гидрослюды. Эти породы возникают в результате переотложения продуктов механического разрушения терригенных образований, в том числе глинистых и коры выветривания. Внешние признаки и физические свойства полиминеральных глинистых пород определяются количественными соотношениями глинистых минералов и обстановками осадконакопления. Эти породы характерны для открытых и внутриконтинентальных морей.

По мере увеличения глубины залегания глинистых пород состав глинистых минералов упрощается, постепенно исчезают минералы групп монтмориллонита и каолинита, возрастает роль хлоритов и различных модификаций гидрослюды. Глини-

стые породы могут образовываться в различных условиях, но обычно в водной среде. В связи с этим среди них выделяют морские, дельтовые, лагунные, озерные, болотные, речные пойменные. Наибольшим распространением пользуются морские глинистые породы.

Морские глинистые породы широко распространены в отложениях различного геологического возраста. В значительной своей части они полиминеральны, что свидетельствует об аллотигенности большей части глинистых минералов. Кроме глинистых минералов в составе глин большое количество обломочного пелитового материала в виде кварца, полевых шпатов, слюд, нередко присутствуют обломки алевритовой размерности. Характерная особенность глинистых пород — повышенные содержания тонкодисперсного сапропелевого или гумусового органического вещества, что придает породам сероцветную окраску различной интенсивности. При содержании органического углерода более 3—4 % породы приобретают черную окраску. Присутствие значительных количеств зеленой гидрослюды придает породам зеленовато-серый или голубовато-серый цвет. Весьма обычной примесью в глинистых породах является кальцит. Химический состав морских глинистых пород близок к среднему химическому составу пород литосферы.

Морские глинистые породы формировались во внутриконтинентальных и открытых морях — там, где даже при сильных волнениях не происходило интенсивное взмучивание осадков. В современных условиях глинистые осадки накапливаются также на континентальном склоне, в океанической абиссальной равнине и глубинных желобах. Среди современных океанических глинистых отложений на глубинах, превышающих 4,5—5 км, широко развиты шоколадно-бурые глины, известные в литературе как красные глубоководные глины.

Глинистые породы, содержащие тонкодисперсное рассеянное органическое вещество, часто содержат повышенные концентрации некоторых малых элементов — урана, ванадия, молибдена, никеля, кобальта, меди, причем нередко наблюдается прямая количественная зависимость между органическим углеродом и этими элементами.

Иногда среди морских глинистых образований встречаются почти мономинеральные, монтмориллонитовые глины, известные под названием бентониты. Это светлоокрашенные кремневые, светло-зеленые или желтовато-серые породы. При незначительной мощности — от единиц до десятков сантиметров, редко несколько более, они имеют широкое распространение по площади. Считают, что такие монтмориллонитовые глины возникли в результате гальмиролиза вулканического пепла. Морские глинистые породы распространены, как правило,

регионально. Они залегают в виде пластов различной мощности и осадочных толщ в несколько сотен метров.

Дельтовые глинистые породы по минеральному составу относятся преимущественно к полиминеральным, хотя среди них встречаются и гидрослюдистые. В этих породах доля пелитового материала и алевритовых частиц больше, чем в морских. По мере удаления от устья реки роль обломочного материала в глинах понижается. Нередко в дельтовых глинистых породах наблюдаются микрослои, обогащенные песчано-алевритовым обломочным материалом, что, по-видимому, связано с сезонным изменением режима рек. Окраска пород серая и темно-серая — определяется присутствием обугленного аллохтонного и автохтонного органического вещества. Геологические тела, слагаемые дельтовыми глинистыми породами, представляют собой пласты непостоянной мощности на дальних окончаниях дельты и линзы, разделяемые друг от друга песчано-алевритовыми породами. Мощность глинистых отложений колеблется от единиц до нескольких десятков метров.

Лагунные глинистые породы формируются в гумидных и в аридных условиях. В глинистых породах опресненных лагун один из основных глинистых минералов — гидрослюда, хотя присутствуют также каолинит и монтмориллонит. В лагунных глинистых породах присутствует часто повышенное количество органического вещества гумусового или сапропелевого ряда. Окраска пород серая, темно-серая, черная. Обломочный материал присутствует в незначительном количестве; карбонатная часть содержится обычно лишь в глинистых породах сформировавшихся в условиях аридного климата, в щелочной обстановке. В этих случаях в глинах встречаются остатки пресноводной или морской фауны и флоры.

Глины засоленных лагун слагаются гидрослюдами, хлоритом, монтмориллонитом, а также палыгорскитом и сепиолитом. В них могут присутствовать аутигенные минералы, характерные для аридных обстановок осадкообразования: кальцит, доломит, гипс, ангидрит, эпсомит и другие. Фаунистические остатки в таких породах обычно отсутствуют. Геологические тела, сформированные глинистыми лагунными отложениями нередко имеют удлиненную форму и ориентированы параллельно береговой линии. Мощность лагунных глин измеряется единицами и первыми десятками метров.

Озерные глины чаще всего полиминеральны. В них встречается весь комплекс типов глинистых минералов — каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, хлоритовые. Описаны также каолинитовые озерные образования. Породы обычно содержат незначительную примесь алевритового материала. Они могут быть сероцветными и красноцветными. Сероцветная окраска характерна для пород, сформировавшихся

в областях гумидного климата, особенно в прибрежных частях озер, где интенсивно развита растительность, разложение которой способствует поддержанию восстановительной обстановки. В засоленных водоемах аридной климатической зоны нередко образуются красноцветные и пестроцветные глины полиминерального состава (монтмориллонит, сепионит, хлорит, гидрослюда и др.). Встречаются при этом и сероцветные глины. В качестве примесей в глинистых породах аридного климата присутствуют кальцит, доломит, сульфаты, хлориды и оксиды железа.

В центральных участках глубоких озер глины нередко обладают микро- или тонкослоистостью, что обычно связано с сезонными изменениями режима водоемов и вариациями поступления терригенного осадочного материала. В ледниковых озерах образуются ленточные глины с четко выраженной тонкой слоистостью. Глинистый материал представляет собой тонкодисперсные продукты физического разрушения материнских пород, которые поступают в водоем после таяния льда и снега. Более крупные частицы взвеси быстрее, чем мелкие переходят в осадок, образуя тонкий слой алевритового осадка. Осаждение пелитового материала, как известно, происходит очень медленно и продолжается даже после ледостава, в результате образуется тонкий слой глины. С наступлением теплого периода времени все повторяется сначала.

Глины озерно-болотные слагаются глинистыми аллотигенными минералами различного состава, но среди аутигенных минералов встречается обычно только каолинит. Пелитовая часть присутствует, как правило, в небольшом количестве. В глинах этого типа часто наблюдается значительное количество обугленных растительных остатков и тонкодисперсного органического вещества, которые придают породам темно-серый или черный цвет. Соединения железа представлены пиритом и сидеритом.

Глины элювиальные разнообразны по составу глинистых минералов, часто преобладает какой-либо один. В этих глинах значительна примесь песчано-алевритового материала, нередко более крупного. Элювиальные глины образуются в континентальных условиях в результате механического разрушения и химического разложения горных пород, залегают на месте образования и поэтому в вертикальном разрезе наблюдается постепенный переход от глин к подстилающим материнским породам, основа которых — алюмосиликаты. Примеси в глинах представляют собой химически наиболее устойчивые минералы (кварц, мусковит и др.). Элювиальные глины характерны для областей теплого гумидного климата, хотя могут формироваться и в условиях умеренного гумидного климата. Слоистость в породах обычно отсутствует. Мощность варьирует от

сантиметров до десятков метров, в зависимости от интенсивности и продолжительности выветривания. Следует также учитывать возможность частичного удаления продуктов выветривания.

Глинистые породы имеют большое практическое значение в различных областях нашей деятельности. Гидрослюдистые глины широко используются для изготовления строительного кирпича, черепицы, цемента. Разности с повышенной жаростойкостью применяются для производства канализационных труб, метлахских плиток, кислотоупорных изделий. Каолинитовые глины—важнейшая составная часть при производстве фаянсовых и фарфоровых изделий; жаростойкие разности глин используются для изготовления жаростойкого кирпича. Широкое применение каолинитовые глины находят в мыловаренной и резиновой промышленности как наполнитель; в парфюмерии эти глины являются важным компонентом при изготовлении пудры, помады, кремов и т. д. Наконец, каолинитовые глины используются для производства бумаги повышенного качества. Монтмориллонитовые глины благодаря высокой адсорбционной способности используются для очистки нефтепродуктов, различных масел и других веществ. Они широко используются для приготовления промывочных жидкостей (глинистых растворов), применяемых при бурении нефтяных и газовых скважин. С помощью этих жидкостей укрепляют стенки скважин и выносятся продукты разрушения (шлам).

Вопросы для самопроверки

1. Назовите главные группы глинистых пород и их распространенность.
2. Каков минеральный состав глинистых пород?
3. Перечислите характерные отличия глин и аргиллитов.
4. Расскажите о генезисе глинистых пород и местах преимущественного накопления глинистых осадков.
5. Каково практическое значение глинистых пород?

Глава 10

ХЕМОГЕННЫЕ И БИОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Хемотрогенные и биогенные породы, согласно принятой в учебнике классификации, образуют единый иерархический класс. Они играют значительную роль в строении осадочной оболочки планеты, составляя до 25 % всей массы осадочных пород. Наиболее развиты карбонатные породы, широко распространены соляные, остальные имеют ограниченное распространение. Породы этого класса практически все поликомпонентны, за исклю-

чением некоторых разновидностей известняков, доломитов и солей. Они служат важным сырьем для выплавки металлов, находят широкое применение в строительном деле, химической промышленности, сельском хозяйстве и других сферах деятельности человека.

§ 1. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные породы, вслед за глинистыми и песчано-алевритовыми, относятся к числу наиболее распространенных. По оценке разных авторов они составляют 15—20 % всей массы осадочных образований. Основные составные части карбонатных пород — кальцит (CaCO_3) и доломит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Кроме того могут присутствовать арагонит, магнезит, сидерит. Иногда в значительном количестве (до 50 %) присутствует глинистый материал. В некоторых разностях карбонатных пород встречаются обломочные зерна песчаной и алевритовой размерностей, тонкодисперсное обугленное органическое вещество, аутигенные кварц и халцедон, оксиды и сульфиды железа, сульфаты и другие образования. К карбонатным породам относятся такие, в которых карбонатные минералы составляют 50 % и более. При всем многообразии карбонатных пород, наиболее характерны из них известняки, доломиты, мел, мергели и смешанные известково-доломитовые образования. Классификация и состав основных представителей карбонатных пород приведен в табл. 20.

Известняк — одна из наиболее распространенных карбонатных пород. Их основная составная часть — кальцит. Главнейшие примеси в известняках представлены доломитом, магнезитом, глинистыми минералами, тонкодисперсным органическим веществом. Реже присутствуют алевритовый и песчаный материал (табл. 21), содержание которых незначительно в известняках платформенных областей, но может составлять несколько десятков процентов в отложениях геосинклинальных областей.

Окраска известняков весьма многообразна, но преобладает серая различной интенсивности, что обычно определяется присутствием разных количеств органического вещества — чем больше последнего, тем темнее окраска. Нередко встречаются светло-серые известняки с желтым, бурым, зеленым и розовым оттенками. Нефтеносные известняки имеют черный или буровато-черный цвет.

Известняки имеют различное строение. Среди седиментогенных текстур обычны массивная и слоистая. Вторичные текстуры — стилолитовая, сутурная и более редкая — фунтиковая. Структура пород определяется их генезисом, в соответствии

Т а б л и ц а 20

Классификация карбонатных пород (по С. Г. Вишнякову)

Содержание СаMg (CO ₃) ₂ , %	Порода ряда доломит — известняк	Содержание, СаСО ₃ , %	Порода ряда известняк — глина	Содержание глины, %
0—5	Известняк	95—100	Известняк	0—5
5—25	Известняк доломитистый	75—95	Известняк глинистый	5—25
25—50	Известняк доломитовый	50—75	Мергель	25—50
50—75	Доломит известковый	25—50	Мергель глинистый	50—75
75—95	Доломит известковистый	5—25	Глина известковистая	75—95
95—100	Доломит	0—5	Глина	95—100

с этим различают биоморфные, детритовые, шламовые, зернистые, обломочные и некоторые другие.

Физические свойства известняков, вследствие различий в составе, структуре и текстуре изменяются в широком диапазоне — есть очень плотные, прочные и наоборот — низкой плотности, пористые, непрочные.

В стадию катагенеза кальцит в известняках может частично замещаться доломитом. Такие породы называют доломитизированными известняками, подчеркивая этим вторичность явления.

По генетическим признакам различают три подгруппы известняков: биогенные, хемогенные и обломочные.

Биогенные известняки начиная с палеозойского времени пользуются преобладающим распространением. Они состоят в значительной части (более 30 %) из кальцитовых, реже арагонитовых раковин, их обломков, скелетных образований кораллов, криноидей и других организмов, внутренних слепков раковин, остатков окаменевших водорослей, сложенных кальцитом. Кроме того в известняках присутствует значительная доля хемогенного кальцита, а также обломочные и глинистые минералы, органическое вещество. В зависимости от степени сохранности органических остатков различают известняки биоморфные и биогенно-обломочные (детритовые и шламовые).

Формы залегания биогенных известняков разнообразны — пластовая, линзовидная, а также специфическая — характерная только для данного типа известняков — в виде рифовых тел, построенных скелетными кальцитовыми остатками преимущественно бентосных, прикрепленных колониальных организмов — кораллов, мшанок, строматопор и др. Обычны в рифовых постройках остатки брахиопод, пеллеципод, иглокожих,

Т а б л и ц а 21

Химический состав карбонатных пород, %

Порода, место отбора образца	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O + Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H. O.
Мел, Куйбышевская область (по Л. В. Пустовалову)	52,10	1,15	41,2	3,26	0,95	0,70	—	—	Следы	—	—
Белый мел, Англия (по Дж. Гринсмиуту)	52,84	0,30	43,27	0,85	0,18	0,13	0,04	—	—	—	—
Известняк органогенно-шламовый, нижний карбон, Прикаспийская впа- дина	55,64	0,02	43,38	0,16	0,07	—	—	—	—	Следы	—
Известняк разнотерристый, палеоген, Ферганская долина	46,50	0,26	36,58	2,29	0,27	1,30	—	—	—	—	12,68
Известняк, Мячково, Московская об- ласть (по Л. В. Пустовалову)	53,25	0,59	39,95	Не опр.	0,11	0,08	—	—	—	—	—
Мергель, верхняя юра, Прикаспий- ская впадина	37,81	0,28	29,73	Не опр.	Не опр.	0,62	—	—	—	—	31,57
Доломит, Мячково, Московская область (по Л. В. Пустовалову)	30,95	16,87	38,28	1,05	0,71	0,32	—	0,10	0,51	0,03	4,06
Доломит, средний карбон, Оренбург- ская область	30,35	21,13	46,91	1,44	0,61	0,09	0,09	—	0,06	0,01	—



Рис. 41. Биоморфный известняк (гастроподовый) из коллекции Т. А. Лапинской

сине-зеленых водорослей. Последние нередко образуют самостоятельные постройки — пласты строматолитовых известняков. Рифовые тела имеют значительные размеры — площадь их распространения составляет от единиц до нескольких сотен квадратных километров, а высота до 800—1000 м. Современные барьерные рифы протягиваются на тысячи километров.

Биоморфные известняки слагаются хорошо сохранившимися раковинами и другими скелетными остатками организмов, которые цементируются кальцитом различной структуры (рис. 41). Размер наиболее крупных фрагментов (раковин) составляет от долей миллиметра (фораминиферы, остракоды и др.) до

нескольких сантиметров (гастроподы, пелициподы и другие). Крупные остатки фауны легко обнаруживаются в полевых условиях и поэтому сложности в названии пород обычно не возникает. Мелкие раковинки, обычно преобладающие в известняках, не всегда можно обнаружить без помощи микроскопа, поэтому для точного названия породы необходимы лабораторные исследования.

Наиболее характерные скелетные образования в осадочных карбонатных породах — кальцитовые раковины гастропод, пелиципод, брахиопод, фораминифер, остракод, фрагменты иглокожих, кораллов, известковых водорослей. Видовой состав организмов — важный признак пород, поэтому он находит отражение в названии биоморфных известняков, например коралловые известняки, фораминиферовые известняки. Когда присутствуют несколько видов фауны в значительном количестве, породы соответственно называют гастроподово-фораминиферовые, подчеркивая этим преобладание в известняках фораминифер.

Широко распространены в протерозое и нижнем палеозое известняки, в строении которых важное место занимают окаменевшие остатки водорослей. Среди них выделяются строматолитовые известняки, образовавшиеся в результате жизнедеятельности сине-зеленых и других водорослей. Формируются

такие известняки в прибрежных мелководных частях морских бассейнов.

Биоморфные известняки выделяются среди других разновидностей небольшим содержанием глинистого и обломочного материала.

Биогенно-обломочные (органогенно-обломочные) известняки представляют собой породы, состоящие из обломков и осколков раковин, а также других скелетных образований. Сцементированы органогенные остатки хемогенным кальцитом. Структура хемогенного кальцита различна, однако имеется тенденция перехода микрозернистых и тонкозернистых разновидностей кальцита в более крупнозернистый с увеличением глубины залегания пород. Степень дробления минеральных органогенных остатков различна, поэтому их разделяют на две подгруппы — детритовые, состоящие из обломков крупнее 0,1 мм и шламовые, состоящие из обломков мельче 0,1 мм. Детрит иногда дает возможность установить видовую принадлежность фауны. По органогенному шламу этого сделать практически невозможно. Скелетные остатки планктонных организмов (фораминиферы, кокколиты и др.) имеют лучшую сохранность, чем бентосные.

Биогенно-обломочные карбонатные породы образуются за счет материала, перенесенного течениями и волнениями. Гидродинамическая активность среды способствовала дроблению, окатыванию и ориентированному расположению остатков фауны в осадке. Подвижность среды обусловила и более высокие, чем в биоморфных породах, содержания обломочного и глинистого материала.

Хемогенные известняки слагаются преимущественно хемогенным кальцитом, хотя в них могут присутствовать кальцитовые и арагонитовые остатки фауны и флоры. В качестве примесей в хемогенных известняках возможно присутствие алевролита, песка, глинистых частиц и обугленного тонкодисперсного органического вещества. Высокие содержания обломочной части характерны для известняков, образовавшихся в геосинклинальных областях и межгорных впадинах. Например, в некоторых разновидностях хемогенных палеогеновых известняков из Ферганской долины содержится до 30 % песка и алевролита. Окраска преимущественно сероцветная, различной интенсивности, определяемая, в основном, присутствием обугленного органического вещества и рассеянных сульфидов железа. Структура различна. На стадии диагенеза формируются микрозернистые (пелитоморфные) разновидности, которые позднее, при погружении на умеренные и большие глубины, в результате перекристаллизации превращаются в более крупнозернистые. На стадии метагенеза структура известняков становится грубозернистой, мраморовидной.

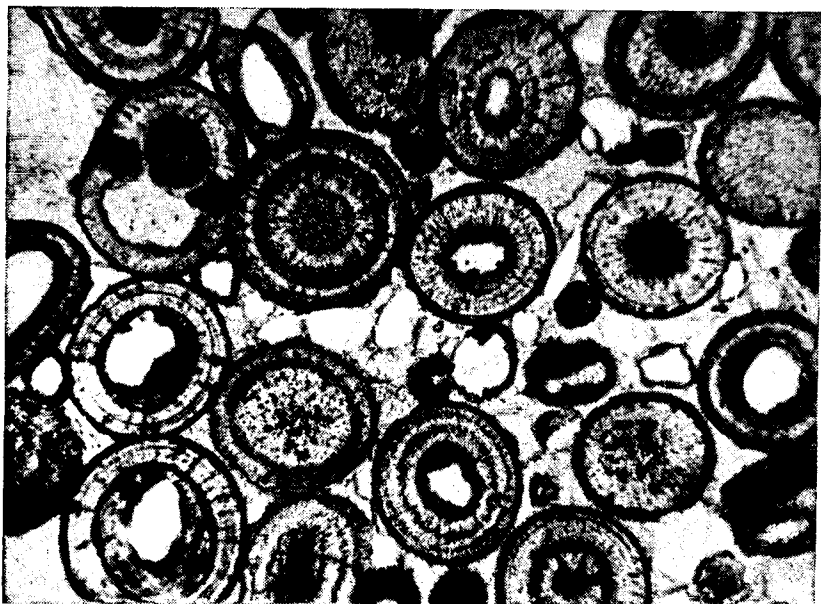


Рис. 42. Известняк крупно-оолитовый. Увел. 40, поляроид 1, Северный Кавказ. Из коллекции И. А. Назаревич

Характерная структура хемогенных известняков оолитовая (рис. 42). Оолиты представляют собой шаровидные или эллипсоидальные образования размером 0,1—1,0 мм, иногда крупнее, состоящие из кальцита. В их разрезе наблюдаются концентрические окружности. В центре оолитов находятся обломочные алевритовые, реже песчаные зерна, обломки раковин различной фауны или сгустки пелитоморфного кальцита. В конкретной карбонатной породе величина оолитов, примерно, одинакова, однако вследствие того, что при изготовлении шлифов оолиты рассекаются в разных частях (через центр или окраинные части) при изучении пород под микроскопом создается впечатление о значительных вариациях размера оолитов в одном образце. При перекристаллизации оолиты часто превращаются в сферолиты с тонкой радиально-лучистой структурой. Под микроскопом, при скрещенных поляроидах на фоне этих образований наблюдается темный крест, балки которого ориентированы параллельно колебаниям света в поляризаторе и анализаторе. В названии хемогенных пород отражается их структура. Например, известняк микрозернистый, известняк оолитовый и т. д. Для хемогенных известняков характерна пластовая форма тел.

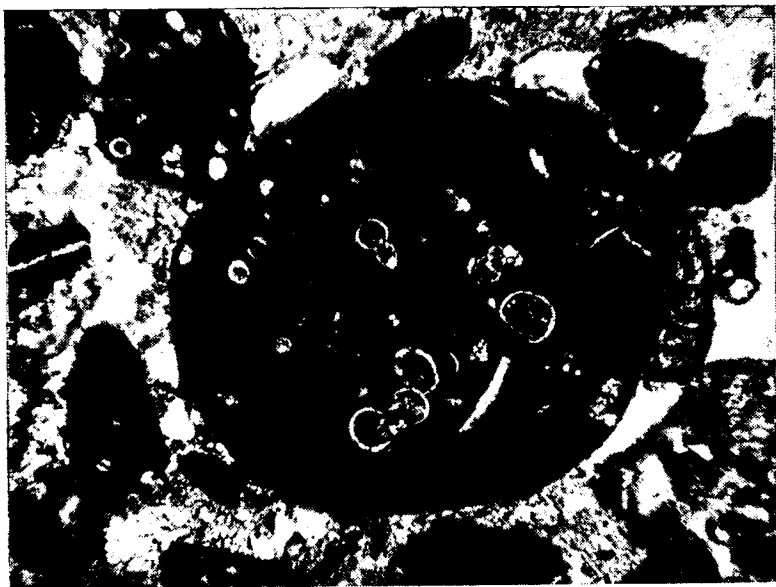


Рис. 43. Калькаренит. Увел. 96, поляронд 1. Палеоген Прикаспийской впадины

Обломочные известняки состоят на 50 % и более из обломков известняков более древнего возраста, в различной степени окатанных. Кроме того в них могут присутствовать обломки раковин, несущие следы транспортировки, а также оолиты, песчаный, алевроитовый и глинистый материал. Цементируются составные компоненты породы кальцитом.

Размер основных компонентов породы—обломков известняков колеблется в широких пределах — от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В связи с этим различают известняковые конгломераты, брекчии, песчаники, алевролиты. В американской литературе породы, состоящие из обломков известняков размером 0,06—2 мм и сцементированных кальцитом, получили название калькарениты. Для обломочных известняков характерна пластовая и линзовидная форма тел. Известняковые брекчии встречаются среди карбонатных пород каменноугольного возраста в Актюбинском Приуралье, калькарениты (рис. 43) отмечены в палеогеновых отложениях центральной части Прикаспийской впадины.

Мел — специфическая карбонатная порода, распространенная исключительно в верхнемеловых отложениях. Он состоит преимущественно из кальцита (см. табл. 21), содержит незна-

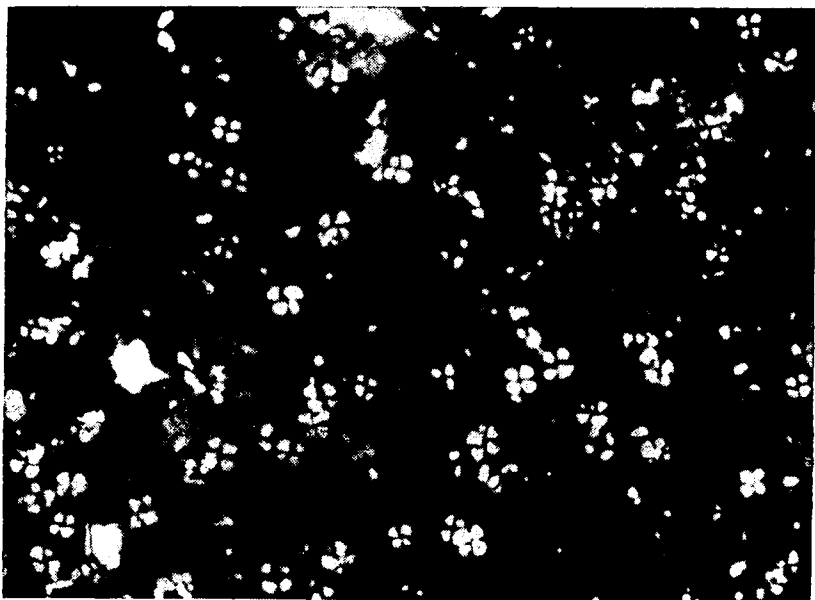


Рис. 44. Кокколиты (белые, четырехлистки) в мергеле известковом. Увел. 1200. Верхняя юра Прикаспийской впадины

чительную примесь кремнезема, а иногда глинистого и даже обломочного материала. Среди глинистых минералов установлены монтмориллонит и гидрослюда. Окраска породы белая, иногда с сероватым или слабым буроватым оттенком. Мел непрочен, легко поддается обработке ножом, стеклом, пачкает руки, высоко порист (до 40—50 %) и вследствие этого в сухом виде хорошо впитывает воду. Порода интенсивно «вскипает» даже при взаимодействии со слабой соляной кислотой.

Изучение мела разных регионов мира показало, что его основная составная часть органические остатки — до 70—98 % и хемогенный кальцит. Органические остатки представлены раковинками фораминифер, изредка встречаются раковины гастропод, пеллеципод и других организмов. Главную роль играют остатки кокколитофорид — известковых водорослей из класса жгутиковых, составляющие нередко до 70—80 % всей массы породы. Кокколиты имеют различную форму (пластинки, диски, трубочки), но вследствие малого размера (0,002—0,025 мм) с трудом распознаются даже с помощью поляризационного микроскопа. Легче всего они обнаруживаются на краях шлифа при скрещенных поляроидах и увеличе-

нии порядка 300—400 раз, благодаря характерному рисунку (рис. 44). Надежнее всего кокколиты диагностируются с помощью электронного микроскопа.

Структура мела пелитоморфная. На глубинах свыше 2000—2500 м порода перекристаллизовывается, переходя в плотный тонко- или мелкозернистый известняк. Текстура породы внешне массивная, однако Г. И. Бушинский, пропитывая пришлифовки мела трансформаторным маслом, выявил многочисленные ихниты — ходы илоедов диаметром до 3 мм, заполненные их экскрементами. Считают, что переработка илоедами осадка — одна из причин отсутствия слоистости в мелу.

Доломит — широко распространенная осадочная горная порода, особенно характерная для домезозойских отложений. Основной составной частью их является минерал доломит — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. В нем содержится 30,4 % CaO , 21,9 % MgO и 47,7 % CO_2 . Кроме доломита в породе присутствуют кальцит, генезис которого не всегда ясен, сингенетичные минералы гипс, ангидрит, иногда целестин, сульфиды железа и некоторые другие. Характерным для доломитов является кремнезем, который присутствует в виде стяжений халцедона и кристаллов кварца. В некоторых разностях пород присутствует глинистый и обломочный материал. В связи с вышеизложенным состав пород (см. табл. 21) значительно отличается от состава минерала доломита.

В соответствии с количественными соотношениями основных компонентов к доломитам относятся породы, в которых свыше 50 % составляет минерал доломит, при этом различают доломиты, доломиты известковистые, доломиты известковые (см. табл. 20). Теоретически возможны и другие разности доломитов (например доломиты глинистые), но в природе они наблюдаются крайне редко. Окраска доломитов преимущественно светлая, голубовато-серая, серовато-желтая, кремовая, зеленовато-серая. Встречаются и темноцветные разности, например, коричневатые-черные и бурые нефтенасыщенные доломиты.

Доломиты — породы преимущественно прочные, низкопористые, нередко трещиноватые. Плотные образцы пород не вскипают со слабой соляной кислотой, но в порошкообразном состоянии взаимодействуют с ней с выделением углекислого газа. Эта реакция позволяет различать известняки и доломиты. Доломиты разделяются на хемогенные, биогенные и обломочные. Наиболее распространены хемогенные.

Хемогенные доломиты состоят, в основном, из минерала доломита и содержат примеси гипса, ангидрита, кальцита, глинистых частиц, вторичного кварца, халцедона, обугленные растительные остатки. Внешне породы весьма однородные, структура зернистая. Седиментогенные доломиты обычно микрозер-

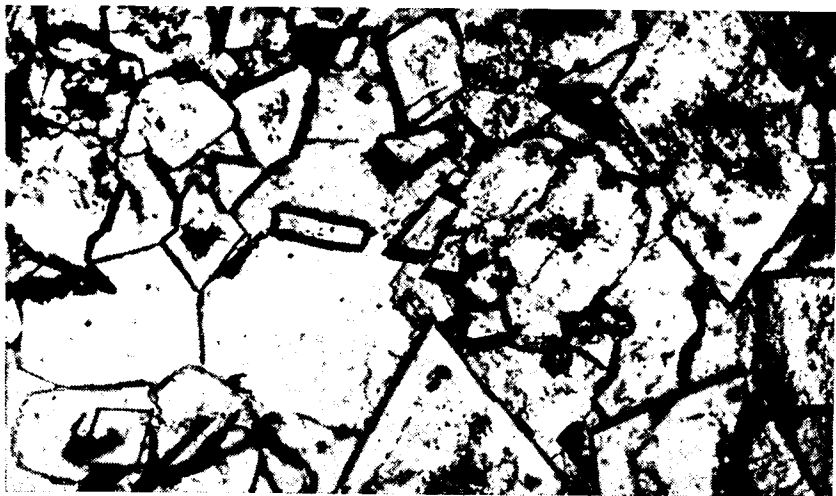


Рис. 45. Доломит среднезернистой структуры. Каменноугольные отложения Верхнепечорской впадины. Увел. 42, николь 1

нистые, тонкозернистые или оолитовые. Постседиментационные породы могут иметь различную структуру—от микрозернистой до крупнозернистой, а также разномзернистую, порфировластовую. В микро- и тонкозернистых доломитах зерна очень однородны по величине. Для средних и крупных кристаллов ($>0,1$ мм) характерна ромбоэдрическая форма, наблюдаемая в шлифах в виде ромбов (рис. 45).

Различные по генезису доломиты обладают своими специфическими особенностями, позволяющими в ряде случаев отличать их друг от друга. Для первично-осадочных доломитов характерна однородная микрозернистая или тонкозернистая структура. Диагенетические доломиты неравнономзернистые, внутри ромбоэдрических кристаллов часто наблюдаются белые, пылеватые частицы кальцита. Вторичные доломиты более крупнозернисты, обладают четко выраженной ромбоэдрической формой и не содержат посторонних включений. Кроме того диагенетические и катагенетические доломиты могут содержать остатки разнообразной фауны, что для первично-осадочных не характерно. Наконец, первично-осадочные и диагенетические доломиты залегают в виде пластов и линз, а катагенетические образуют геологические тела неправильной формы и быстро меняющейся мощности.

Биогенные доломиты — мало распространенные породы. Среди них наиболее известны водорослевые в рифейских отло-

жениях, представленные строматолитовыми разностями. В палеозойских отложениях они постепенно исчезают. Строматолитовые доломиты представляют собой постройки, возникшие на мелководье в результате жизнедеятельности сине-зеленых и других водорослей. Текстура таких пород тонкослоистая, пологоволнистая и караваяобразная. Структура пород микро- и тонкозернистая. Имеются сведения (А. И. Осипова, 1983 г., Г. Н. Перозин, 1987 г.) о наличии в доломитах комплекса мелкорослых, тонкораквинных форм, состав которых обедняется по мере возрастания степени доломитистости пород.

Обломочные доломиты распространены локально. Они состоят из обломков более древних доломитовых пород, сцементированных доломитом. Размер и степень окатанности обломков может варьировать в широких пределах. Поскольку седиментогенное доломитообразование в постпалеозойское время имело очень ограниченные масштабы, в мезозойских и более молодых отложениях обломочные доломиты встречаются крайне редко.

Мергели — породы промежуточного состава в ряду известняк — глина (см. табл. 20). Если место кальцита занимает доломит, породу называют доломитовым мергелем. Содержание главных компонентов — кальцита и глинистого материала, примерно равное. В составе глинистого материала кроме глинистых минералов в значительном количестве присутствует пелит, представленный преимущественно кварцем и опалом. Именно вследствие их присутствия отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в мергелях (без учета фракций крупнее 0,1 мм) нередко достигает 8—14, тогда как в глинистых минералах оно составляет 1,1—2,9. В качестве примеси в мергелях присутствует алевролит и песок, количество которых в некоторых разностях может достигать 10 %. Обычные компоненты мергелей — тонкодисперсное органическое вещество, кальцитовые остатки кокколитофорид, фораминифер, сульфиды и оксиды железа.

Окраска пород определяется наличием примесей — хромофоров, главным образом органическим веществом и соединениями железа. Для мергелей характерна серая окраска разных тонов, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенком. При отсутствии хромофоров породы имеют белый цвет. Форма геологических тел обычно пластовая, текстура массивная или слоистая. Структура мергелей пелитоморфная, алевропелитовая, псаммопелитовая.

Генезис карбонатных пород. Практически все карбонатные породы образуются в водной среде, преимущественно в морских и океанических условиях. Исключение составляют травертины (известковые туфы). Биогенные известняки образуются из кальцитовых и арагонитовых продуктов жизнедеятель-

ности обитавших здесь же организмов и микрозернистого карбоната кальция, возникшего химическим путем или посредством тончайшего раздробления кальцитовых остатков фауны и флоры. Биоморфные известняки, в которых скелетные остатки организмов имеют хорошую сохранность, формируются из осадков накапливавшихся в спокойной морской обстановке, за пределами зоны активной аэрации, на достаточной глубине. Исключение составляют биоморфные породы, сформировавшиеся за счет толстостенных раковин устриц, брахиопод и им подобных организмов, образовавших прижизненно устричные банки в условиях подвижной среды на относительно мелководье.

Биогенно-обломочные известняки отличаются от биоморфных прежде всего тем, что вместо хорошо сохранившихся раковин в породах присутствуют их обломки. Наличие последних объясняется тем, что в условиях подвижной среды под действием течений и волнений скелетные части организмов предварительно размельчаются, транспортируются, а затем откладываются вместе с известковым илом и захороняются. Впрочем бывает и так, что остатки фауны захороняются без хемогенного кальцита. В этих случаях образуются известняки — ракушечники.

Особую разновидность биогенных известняков представляют рифовые постройки. Их формирование происходит за счет жизнедеятельности и роста прикрепленных организмов, строящих свои убежища и скелеты из кальцита. К ним прежде всего относятся различные кораллы, ветвистые мшанки, известковые губки, строматопороидеи, багряные водоросли и др. Кроме того в этих же известняках встречаются раковины фораминифер, моллюсков и других организмов.

Образование биоморфных и рифовых известняков — их структурной разновидности, происходит в условиях чистых морских вод, при очень низком поступлении обломочного и глинистого материала. Биогенно-обломочные известняки могут формироваться и при поступлении терригенного материала.

Хемогенные известняки образуются в морских, океанических и континентальных водоемах. Кальцит выделяется в твердую фазу в толще воды при взаимодействии кальция и уголекислоты или на стадии диагенеза, при взаимодействии с окружающей средой. Седиментогенный мелко- и микрозернистый кальцит образует осадок в обстановке малой подвижности вод, исключаящей взмучивание осадка. Оолитовые известняки, являющиеся хемогенными образованиями, наоборот формируются в обстановке подвижной среды. Сами оолиты образуются в результате отложения тонких пленок кальцита вокруг обломочных, хемогенных и биогенных частиц (обычно размером менее 0,05 мм), находящихся во взвешенном состоянии и, возможно, в самом

осадке. В связи с сезонными изменениями условий осадкообразования и неоднократным переходом растущих оолитов из взвешенного состояния в осадок и наоборот (вследствие волнений), оолиты приобретают зональное строение. Достигнув определенного размера и массы, они прочно закрепляются в осадке. Цементируются оолиты хемогенным микрозернистым кальцитом.

Обломочные известняки образуются в водной подвижной среде из обломков известняков различного размера и степени окатанности. Такие обломки возникают при механическом разрушении прибрежных скал и островов, сложенных карбонатными породами. При относительно продолжительной транспортировке обломочный материал дифференцируется по размеру и окатывается. В целом же, в силу механической и химической нестойкости карбонатные обломочные породы располагаются поблизости от областей сноса обломочного карбонатного материала на небольших глубинах, в зонах мелкого шельфа.

Мел формировался в обширных эпиконтинентальных морских водоемах, в обстановке равнинного рельефа прилегающей суши. Это предопределило поступление в бассейн небольшого количества терригенного материала и его накопление только в прибрежных частях бассейнов, а во внутренних частях отлагались исключительно карбонатные осадки. Основной материал для образования карбонатных осадков — кальцитовые остатки планктонных водорослей — кокколитофорид, широко распространенных и в современных морях и океанах. Считают, что кокколитовые осадки накапливались на относительно небольших глубинах, не превышающих 500 м. Возможно, что обилие кокколитов при почти полном отсутствии хемогенного кальцита в осадке явилось одной из причин появления такой породы как мел.

Происхождение карбонатных составных частей известняков и мела неодинаково, однако для их сохранения и накопления в осадке необходимы близкие, вполне определенные физико-химические условия. Среди них важнейшие — щелочная среда, ограниченное количество углекислоты в воде. Эти условия определяются тем, что при избытке CO_2 уже образовавшийся кальцит переходит в бикарбонат кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, легкорастворимый даже в слабощелочной среде. Удалению углекислоты из воды способствуют повышение температуры, понижение давления, волнения, поглощение углекислоты водорослями. В современных условиях низкие температуры (от $+1$ до $+4$ °C) и высокие давления (>420 МПа), царящие в океанических глубинах, сами по себе способствуют растворению кальцита. Вследствие этого в Тихом океане на глубинах свыше 4,2 км и в Атлантическом, на глубинах более 4,7 км известковые осадки отсутствуют. Граница, отделяющая светлые известковые осадки от

нижележащих темных известковых, получила название снеговой линии.

Доломиты, как отмечалось, имеют различный генезис — седиментогенные, диагенетические и катагенетические. Хемогенные или первично-осадочные доломиты образовывались в бассейнах с повышенными значениями рН и солёности, хотя не исключено, что при высоких содержаниях кальция и магния в условиях высокой щёлочности среды доломит может выпадать в осадок и при пониженной общей солёности. Образованию хемогенных доломитов способствует жаркий климат, обилие растворенной углекислоты. Подобные условия, а также мелководность, прогрев воды благоприятны и для образования строматолитовых доломитов. Наличие сульфатов в биогенных доломитах — признак повышенной солёности. Оолитовые доломиты образовывались в подвижной среде, в условиях взмучивания осадка.

Диагенетические доломиты образуются при взаимодействии известкового ила с пропитывающей его морской водой, содержащей соли магния. Повышенная щёлочность среды и в этом случае должна благоприятствовать доломитизации осадка. Катагенетические (вторичные) доломиты, как полагают, формируются в результате взаимодействия известняков с магнием, содержащимся в пластовых водах.

Мергели образовывались в морях, лагунах и эпиконтинентальных водоемах в случае совместного накопления в осадке примерно равных количеств карбонатного и глинистого материала. В зависимости от минерализации вод, величины рН и содержания углекислоты возникали мергели (в присутствии кальция) или доломитовые мергели.

Карбонатные породы имеют большое практическое значение. Известняки и доломиты являются прекрасными коллекторами нефти и газа. С ними связаны крупные месторождения углеводородов. Известняки служат сырьем для производства цемента, используются в качестве флюса при выплавке металлов, для получения соды, применяются в сельском хозяйстве для известкования кислых почв. Мел широко применяется как белый краситель, в строительном деле, используется при производстве бумаги как высококачественный заменитель известняка. Мергели используются в основном при производстве цемента. Доломиты применяются как огнеупорный материал, используются в стекольной и керамической промышленности при производстве магнезиального цемента и т. д.

§ 2. СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ

В группу соляных пород, или эвапоритов (от латинского *evaporate* — пересыхать), объединяются осадочные образования гидрохимического происхождения. Это преимущественно сульфаты и хлориды натрия, калия, кальция и магния. Основные минералы соляных пород — галит NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , полигалит $\text{CaSO}_4\text{MgSO}_4\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В качестве примесей в соляных породах присутствуют глинистый материал, оксиды и сульфиды железа. Из карбонатных минералов может присутствовать доломит.

Соляные породы играют заметную роль в формировании осадочной оболочки Земли. Они встречаются с протерозоя и образуются в настоящее время. Для соляных пород характерны высокая растворимость в воде и слабых кислотах, ясно выраженное кристаллическое строение, низкая твердость и светлая окраска — преимущественно белая, бесцветная, светло-серая, голубовато-серая и желтовато-серая и реже бурая (за счет окислов железа). Седиментогенные минеральные скелеты и органическое вещество в породах отсутствуют, однако может присутствовать аллохтонный органогенный материал.

Среди соляных пород наиболее распространены каменная соль, сильвинит (основа их — хлоридные соли), гипсовая и ангидритовая (сульфаты).

Гипсовые породы состоят в основном из минерала гипса. Окраска пород преимущественно белая, кремовая, в случае присутствия хромофоров может быть серой, бурой. Структура пород — мелко- и среднезернистая, волокнистая ориентированная, спутано-волокнистая, сферолитовая. Породы мягкие, чертятся ногтем (твердость < 3), легкие (плотность $\sim 2,3 \text{ г/см}^3$), сильно уплотненные ($k_8 \geq 0,98$), поры практически отсутствуют.

В виде примесей в гипсах могут быть глинистые частички, доломит, оксиды железа.

Ангидритовые породы слагаются минералом ангидритом. Цвет пород чаще всего светлый, голубовато-серый, серый, белый, иногда красновато-бурый и черный. Плотность ангидрита выше, чем у гипса и составляет около $2,9 \text{ г/см}^3$, твердость также больше — породы ногтем не чертятся. Поры в породах отсутствуют, однако могут быть трещины различной ориентировки, иногда зияющие, способные пропускать флюиды. Структура ангидритов часто таблитчатая, спутано-волокнистая, сферолитовая. В виде примесей в породах встречается в небольшом количестве песчаный и глинистый материал, нередко в виде сгустков тонкозернистый доломит, иногда аутигенный кальцит, а также сульфаты натрия.

Гипсовые и ангидритовые породы способны превращаться одна в другую. Под влиянием возрастающих давления и температуры уже на глубине 150—200 м гипс начинает переходить в ангидрит, а к глубине 700—800 м гипс практически нацело замещается ангидритом. В случае приближения к поверхности наблюдается обратная картина, при этом объем породы (в основном за счет мощности) возрастает на 30—32 %. Превращение ангидрита в гипс — процесс длительный, поэтому не исключено присутствие ангидрита в обнажениях.

Каменная соль самая распространенная соляная порода. Главная составная часть ее — галит, содержание которого может превышать 99 %. В качестве примесей в породе могут присутствовать глинистый материал, зерна песка, алевроита, а также доломит, ангидрит и некоторые другие минералы. Окраска породы, в случае отсутствия хромофоров светло-серая, белая, но иногда может быть красной или синей. Структура породы кристаллическая. Близ поверхности кристаллы имеют ясно выраженную кубическую форму, но в условиях значительного погружения они приобретают призматическую или неправильную форму.

Порода имеет низкую плотность (около 2,2 г/см³), небольшую твердость (царапается ногтем), низкую механическую прочность, вследствие чего при ударе легко распадается на отдельные кристаллы. Характерный диагностический признак породы — соленый вкус. Каменная соль обладает высокой пластичностью и поэтому имеет свойство перемещаться из мест высокого давления в места с пониженным давлением.

Седиментогенные образования каменной соли имеют пластовое и линзовидное залегание. Отложения каменной соли образуют тела значительной мощности — до 2 км и даже более. В толще каменной соли могут встречаться слои пород иного состава — глины, ангидриты, линзы боратов, калийных солей. При погружении соляных тел под действием неравномерной нагрузки происходит перераспределение соляной массы, образуются вторичные геологические тела — купола, гребни, массивы, высота которых может составлять до 5—10 км (соляной массив Челкар в Прикаспийской впадине имеет высоту около 10 км). На отдельных участках, в межкупольных зонах, каменная соль может быть полностью выжата.

Сильвинит — сравнительно мало распространенная порода, но среди калийных встречается наиболее часто. Ее главные составные части сильвин (15—50 %) и галит (25—75 %). Основные примеси — сульфаты кальция, магния, хлориды магния. В некоторых разностях пород присутствует значительная примесь (до 20—30 %) глинистого материала, который обычно концентрируется в микрослойках. Окраска пород преимущественно красновато-бурая и пестроцветная (пятна красного, синего и

белого цвета). Красновато-бурые сильвиниты имеют тонкослоистую текстуру — чередуются слойки сильвина и галита толщиной 1—4 см. Пестроцветные сильвиниты имеют массивную или пятнистую текстуру.

Порода обладает низкой плотностью ($\sim 2,2$ г/см³), невысокими твердостью ($< 2,5$) и прочностью. Порода имеет горько-соленый вкус, легко растворяется в воде. Калийные соли — сильвиниты часто ассоциируют с каменной солью. Залегают они в виде линз и пластов толщиной от долей до 20—25 м.

Кроме описанных выше, к группе соляных осадочных образований относятся такие, как карналлитовая, бишофитовая, полигалитовая, глауберитовая породы и другие, встречающиеся еще реже. Наибольшее распространение и существенное значение в строении осадочной оболочки Земли среди соляных пород имеют каменная соль, ангидрит и гипс.

Соляные породы образуются в водной среде в результате выпадения солей в осадок из высокоминерализованных вод в эпиконтинентальных морях, засоленных лагунах и озерах. Необходимые условия для выпадения солей в бассейне наступают в обстановке жаркого засушливого климата при малом выпадении атмосферных осадков при условии, что испарение воды компенсируется притоком океанических (морских) или речных вод. Не обязательно они должны быть высокоминерализованными. В результате испарения воды концентрация солей увеличивается до необходимого уровня. Например соленость Каспийского моря 1,19 ‰, а питаемый им залив Кара-Богаз-Гол до 30 ‰ (до отгораживания залива от моря дамбой в 1980 г.). Для образования толщи соли в 1 км надо выпарить слой современной морской воды толщиной 30 км. Отсюда следует, насколько велик объем испарившейся морской воды для того, чтобы получились отложения каменной и других солей толщиной 2—3 км.

Опыты по выпариванию морских вод показали следующую последовательность выпадения солей по мере уменьшения

Т а б л и ц а 22

Растворимость NaCl и KCl в воде, г/л
(по М. С. Швецову)

Компоненты	Температура, °C	
	0	100
NaCl	356	391,8
KCl	283,7	562
Смешанный раствор (NaCl + KCl)		
NaCl	321	259
KCl	106	359

объема раствора и повышению его концентрации: кальцит, доломит, сульфат кальция, хлористый натрий, калийные соли. Надо однако заметить, что в эпиконтинентальных палеоводоемах солевой состав вод отличался от современных морских. Исследования Я. Г. Вант-Гоффа и Н. С. Курнакова показали, что изменение количественных соотношений между ионами в воде, а также термобарических условий нарушает последовательность выпадения солей в осадок при постепенном общем повышении концентрации раствора. Согласно законам химии растворимость соли повышается в присутствии другой, если они не имеют общих ионов и наоборот, растворимость соли падает, если в системе одновременно находится другая, имеющая общий ион с первой (табл. 22).

Исследования Я. Г. Вант-Гоффа показали, что температурные условия отражаются на составе выпадающих в осадок солей. Так, выпаривание водного раствора сернокислого кальция при температуре ниже $63,5^{\circ}\text{C}$ сопровождается выпадением гипса, а при более высокой температуре — ангидрита. Присутствие в растворе хлоридов (NaCl , MgCl_2 и др.) снижает эту температурную границу. Так, при насыщении хлористым магнием эта граница проходит через 0°C . Выпаривание вод, по составу соответствующим современным морским, при температуре более 42°C , вызывает выпадение ангидрита.

В эвапоритовых толщах в общем наблюдается такая последовательность (хотя имеются и отклонения) залегания пород (снизу вверх): известняки — доломиты — сульфаты кальция — каменная соль — калийные соли. Этот ряд пород формируется при повышении солености вод. При последующем опреснении вод сменяемость солей в разрезе должна происходить в обратном порядке. Поскольку опреснение водоема может происходить достаточно быстро, отдельные типы пород не успевают четко сформироваться, поэтому создается впечатление об их выпадении из разреза.

Соляные породы распространены на всех материках, исключая Антарктиду. Человечество нашло им широкое применение. Ангидрит и гипс используются главным образом в строительном деле для приготовления вяжущих материалов — алебаstra, гипсовых и ангидритовых цементов, формовочного гипса, для отливки архитектурных деталей. Эти породы и продукты их переработки используют также при производстве серной кислоты, бумаги, в медицине. Каменная соль в огромных количествах используется в пищевой промышленности для сохранения скоропортящихся продуктов и как приправа к пище. В течение года взрослый человек потребляет около 8 кг соли. Значительная часть соли используется в промышленности. Она служит сырьем для получения каустической и кальцинированной соды, хлора, соляной кислоты, применяется в кожевенном, текстиль-

ном, металлургическом производствах и других отраслях промышленности. Калийные соли способствуют повышению урожайности полей, поэтому они используются, главным образом (на 90—95 %), как удобрение, а также для получения препаратов калия. Карналлит — руда на магний и, кроме того, служит для получения магнезиальных реактивов.

Среди месторождений каменной соли наиболее известны Славянско-Артемовское на Украине, Баскунчакское в Урало-Поволжье, Соль-Илецкое в Оренбургской области, Усольское в Иркутской и др. Основные промышленные запасы (>50 %) калийных солей сосредоточены на месторождениях Пермской области. Кроме того, калийные соли добывают на Старобинском месторождении Белоруссии, Стебникском и Калужском месторождениях в Западной Украине и др.

Гипсы добывают в Псковской, Архангельской, Свердловской, Тульской областях, Татарии, Якутии, на Украине и других районах страны. Бишофит — одна из редких пород, встречается в пермских отложениях Волгоградской и Саратовской областей.

§ 3. КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Кремнистые осадочные породы в значительной части состоят из опала $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и халцедона SiO_2 . Содержание этих минералов в породах составляет от 50 до 98 %. Кроме кремнезема в кремнистых породах могут присутствовать оксиды и сульфиды железа, глинистые минералы, карбонаты кальция и магния, органическое вещество. Породы с незначительной примесью соединений железа и органического вещества имеют светлую окраску. В случае присутствия оксидов железа окраска пород красноцветная с различными оттенками. Гидроксиды железа и органическое вещество придают породам зеленовато-серый, голубовато-серый, серый или черный цвет. Породы, состоящие из опала, отличаются меньшей плотностью, повышенной пористостью, в отличие от халцедоновых. Наиболее распространенными среди опаловых пород являются диатомиты, трепелы, опоки, радиоляриты. Главные представители халцедоновых пород — яшмы и кремни.

Диатомиты в значительной части состоят из опала. Как это следует из названия породы, в ее строении большую роль играют мельчайшие опаловые остатки планктонных диатомовых водорослей (до 70—80 %). Пространство между остатками диатомовых водорослей выполнено коллоидным кремнеземом. Размер опаловых фрагментов диатомовых водорослей от тысячных долей до целых миллиметров. В качестве примеси в небольшом количестве могут присутствовать глинистый материал, тонкодисперсное органическое вещество, соединения железа.

Окраска пород белая, иногда с желтоватым или сероватым оттенком. Породы легкие (плотность $0,9 \text{ г/см}^3$), высокопористые, в сухом состоянии плавают на поверхности воды. По внешнему виду диатомиты напоминают писчий мел, пачкают руки, впитывают воду, но не «вскипают» при взаимодействии с соляной кислотой.

Радиоляриты в значительной части состоят из остатков скелетов радиолярий, размером в сотые и тысячные доли миллиметра. Породы легкие — их плотность обычно не превышает $1,5 \text{ г/см}^3$. Окраска пород серая, до темно-серой. В качестве примесей в породах присутствуют тонкодисперсное органическое вещество, гидроксиды железа, глинистые минералы. При перекристаллизации породы превращаются в радиоляритовый кремнь.

Трепелы слагаются главным образом опалом, который присутствует в виде глобулей (округлых стяжений) размером в тысячные доли миллиметра. Морфология глобулей достаточно четко проявляется при растровой электронной микроскопии. В небольшом количестве в породах присутствуют остатки диатомовых водорослей, радиолярий, спикул губок. В виде примесей присутствуют глинистый и обломочный материалы, могут быть и карбонатные минералы. Окраска пород серая, желтовато-серая, светло-серая.

Опока, как и трепел, в основном состоит из мельчайших глобулей опала, содержит редкие остатки диатомей, радиолярий и спикул губок. В отличие от других опаловых пород содержит значительное количество терригенного (песчаного, алевроитового, глинистого) материала, составляющего до 40—50 %. Окраска пород в целом более темная, чем у ранее рассмотренных — от серой до темно-серой и черной. В обнажениях окраска пород обычно осветляется за счет окисления органического вещества и гидроксидных соединений железа. Плотность опок также выше, чем у других опаловых пород и может достигать $1,8 \text{ г/см}^3$.

Спонголит — опаловая порода, в строении которой существенную роль играют спикулы — скелетные остатки губок (рис. 46), часто содержит значительную примесь терригенного материала, глауконит, кальцит. Спонголиты, как и все опаловые породы, имеют небольшую плотность, высокую пористость. Окраска серая различной интенсивности (от светлой до темной).

Яшмы слагаются преимущественно халцедоном или смесью халцедона и кварца. В их составе наблюдается существенная примесь глинистого материала, оксидов железа, а в некоторых разновидностях присутствует органическое вещество. Благодаря наличию значительных количеств хромофоров, яшмы нередко имеют яркие окраски — красновато-коричневые различных от-

Рис. 46. Спонголит. Увел.
43. Палеоген Прикаспий-
ской впадины



тенков, бурые, зеленые, пестрые. Породы иногда содержат небольшое количество остатков радиолярий и спикул губок. Яшмы прочные, твердые породы с раковистым изломом. Плотность их составляет до $2,5 \text{ г/см}^3$.

Кремни — породы, состоящие из сочетаний разных форм кремнезема: кварца-халцедона, опала-халцедона, кварца-халцедона-кристобалита. Залегают они в виде скоплений конкреций и линз, приуроченных к определенным стратифицированным пластам и слоям чаще карбонатного состава (известняки, мел), но встречаются среди глинистых и обломочных пород. Кремневые конкреции в толщах писчего мела получили название флинтов. Цвет их разнообразен: серый, желтовато-серый, серовато-оранжевый, темно-серый. В разрезе конкреции нередко видна зонально-полосчатая окраска. Кремни обладают высокими твердостью (5—7), прочностью. Размер конкреции может достигать нескольких десятков сантиметров.

Кремнистые породы образуются в результате осаждения кремнезема в океанических, морских и континентальных бассейнах. Источник кремнезема — бассейновые воды, а также подводные вулканы и термальные воды, поступающие по разломам в морских и океанических бассейнах. Переход кремнезема в твердую фазу осуществляется биогенным, а также химическим путями в связи с охлаждением термальных вод и, как следствие, понижением растворимости SiO_2 . В континентальных условиях кремнистые породы возникали в пресноводных озерах за счет жизнедеятельности диатомовых водорослей. В водоемах вулканического происхождения кремнистые осадки могли образовываться за счет химического осаждения.

Существует представление, согласно которому яшмы образовались в результате перехода опала в халцедон и кварц на стадиях диагенеза и катагенеза. Форма залегания опаловых пород и яшм пластовая и линзовидная. Кремни — образования вторичные. Они сформировались в результате перераспределения кремнезема на стадии диагенеза и катагенеза. Источник кремнезема — седиментогенный опал и нестойкие силикатные

(и алюмосиликатные) минералы. В благоприятных условиях (обилие углекислоты, сульфат-ионов и некоторых других компонентов) эти минералы растворялись в иловой или пластовой воде; продукты реакции переносились и отлагались в новых геохимических условиях.

Опаловые породы широко используются как строительный, звукопоглощающий и теплоизоляционный материал. Кроме того они могут использоваться как наполнитель, адсорбент при изготовлении специальных сортов цемента. Яшма прекрасный отделочный и декоративный материал.

Кремнистые породы широко распространены. Опаловые породы известны в Урало-Поволжье, на Северном Кавказе, в Западной Сибири и других районах, причем приурочены они обычно к кайнозойским и меловым отложениям. Для палеозойских отложений более характерны халцедоновые и кварц-халцедоновые породы. Они известны на Южном Урале, в Тянь-Шане, Саянах и других районах развития складчатых сооружений.

§ 4. ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ

К фосфатным породам относят осадочные образования, в которых содержится не менее 25—35 % фосфатных минералов или 10—15 % P_2O_5 (а иногда и менее). В чистых минералах содержание фосфорного ангидрита может составлять до 35—40 %. Наиболее распространенные фосфатные минералы в осадочных породах — каллофанит $Ca_n(PO_4)_m(OH)_p$, гидроксил-апатит $Ca_5(PO_4)_3(OH)$, фторапатит $Ca_5(PO_4)_3F$.

Значительную часть породы — до 60 % и более, составляют компоненты-спутники. Они представлены главным образом глинистым материалом, карбонатами кальция и магния, песком, алевритом, а также органическим веществом, опалом, глауко-нитом, пиритом и другими веществами, присутствующими в небольших количествах (торий, уран и др.). В зависимости от состава преобладающей примеси фосфориты внешне могут быть похожи на различные осадочные породы — песчаники, глины, известняки и др. Для их уверенного определения производят качественную реакцию на фосфор. С этой целью небольшое количество порошка породы смачивают несколькими каплями смеси, состоящей из молибденово-кислого аммония (NH_4MoO_4) 15—20 %-ной концентрации и крепкой азотной кислоты (в отношении 1 : 1). Появление ярко желтой окраски, в связи с образованием фосфата молибдена, свидетельствует о присутствии фосфора — подобный же эффект дает и мышьяк, но в осадочных породах он присутствует в весьма ограниченных количествах.

Среди осадочных пород относительно распространены фосфориты нешироко. Они одни из немногих пород, в которых главный компонент (фосфатные минералы) составляет менее половины массы.

Окраска фосфоритов обычно темная, серая, черная, коричнево-серая, зеленовато-серая. Она определяется присутствием веществ-хромофоров, главным образом органического вещества, сульфидов железа, глауконита. При отсутствии хромофоров фосфориты имеют белый цвет.

По месту образования различают фосфориты морские и континентальные, а по условиям залегания — пластовые и конкреционные. Среди последних выделяются лучисто-конкреционные и желваковые.

Пластовые фосфориты представляют собой зернистые темноцветные образования, напоминающие песчаники или гравелиты (рис. 47). Частицы, слагающие их, нередко покрыты концентрическими слоистыми оболочками фосфата более поздней генерации. Размер зерен преимущественно 0,1—1 мм, форма их шаровидная, эллипсоидальная или неправильная. Сцементированы зерна обычно аморфным фосфатом или кальцитом. Вольские белые фосфориты (Саратовская область) напоминают опаловые и кремневые породы. Пластовые фосфориты залегают в виде пластов мощностью от долей метра до 15—17 м.

Конкреционно-лучистые фосфориты представляют собой шаровидные образования размером от единиц до 20 см, залегающие в глинистых породах. В Советском Союзе такие фосфориты встречаются в районе Могилева-Подольского (УССР). Окраска этих образований черная или коричневатая-черная, поверхность глянцевая, бугорчатая. На плоскости раскола конкреций отчетливо видно радиально-лучистое строение, а в центральной части наблюдаются свободные или заполненные сульфидами полости. В виде включений присутствуют аутигенный кварц и кальцит.

Желваковые фосфориты слагаются стяжениями фосфата, имеющими разнообразные форму и размер. По данным Дж. Гринсмита (1978 г.) у Калифорнийского побережья Северной Америки встречены фосфоритовые желваки и плиты весом до 70 кг. В самих стяжениях находится значительное количество примесей в виде зерен кварца, глауконита и глинистого вещества. В желваковых фосфоритах нередко встречаются сложенные кальцитом обломки раковин гастропод, пелеципод, белемнитов, а также фосфатизированные растительные остатки. Поверхность первичных желваков шероховатая, а переотложенных — глянцевая. Химический состав фосфатных пород довольно постоянен, но количественные соотношения между отдельными составными частями колеблются в широких пределах (табл. 23).

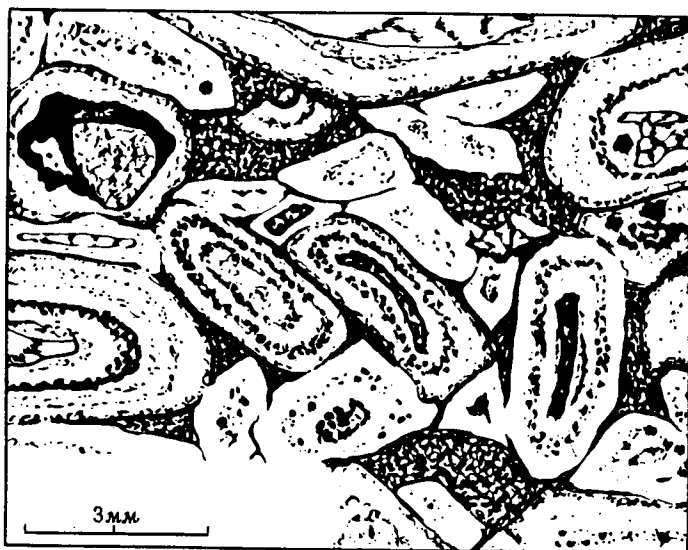


Рис. 47. Фосфатоносный гравелит. Зерна фосфатного гравия с зародышами из обломков костей сцементированы доломитом. Поляроид 1. Нижний карбон, Шотландия (по Д. Гринсмиту)

Текстуры фосфоритов слоистые, косослоистые, массивные, конкреционно-лучистые, конкреционно-желваковые. Структуры пород также разнообразны. Среди них наиболее распространены алевропелитовая, песчано-алевритовая, биогенная, оолитовая, пизолитовая. В обломочных породах фосфаты нередко играют роль цемента, встречаются в виде обломочных зерен; в глинистых породах часто присутствуют фосфатизированные органические остатки — раковинки, фрагменты скелетов рыб (их чешуя, кости, зубы), окаменевшие древесные обломки и т. д.

Генезис фосфатных пород недостаточно ясен. Структура, текстура и формы залегания пород дают основание считать фосфориты полигенетическими, но почти всегда связанными с жизнедеятельностью фауны и флоры.

Согласно представлениям А. В. Казакова, нашедшим теперь поддержку и в зарубежной литературе (Р. К. Селли, 1976 г.), многие пластовые фосфориты образуются на морском шельфе. Морские фосфорсодержащие планктонные организмы, обитающие в приповерхностной толще воды, отмирая, медленно погружаются. В процессе их разложения фосфор переходит в растворенное состояние, чему способствует уголекислота, содержание которой с увеличением глубины (вследствие повышения давления и понижения температуры) в воде возрастает. На глубине

Таблица 23

Химический состав фосфоритов, % (по Г. И. Бушинскому)

Основной компонент	Пластовые фосфориты		Конкре- цион- ный фосфорит из Подолни	Желваковые фосфориты	
	Белые из Вольска	Темно-серые из Каратау		Глинистый егорьевский из Подмо- сковья	Песчаный из Брянска
SiO ₂	2,38	3,80	3,25	9,09	47,01
Al ₂ O ₃	1,09	0,81	0,23	2,36	0,70
Fe ₂ O ₃	1,23	0,61	2,50	2,08	2,87
FeS	Отсут.	0,30	Отсут.	1,12	Отсут.
TiO ₂	»	»	0,07	0,10	0,11
MnO	0,07	0,07	0,20	0,13	0,05
CaO	50,07	48,75	49,79	41,95	24,01
MgO	0,70	2,53	0,35	0,67	0,42
Na ₂ O	1,27	Отсут.	0,19	0,08	0,70
K ₂ O	0,36	0,26	0,11	0,12	0,37
P ₂ O ₅	34,82	34,29	36,18	27,07	15,61
CO ₂	2,73	3,96	4,43	5,24	2,73
F	3,44	4,49	0,57	3,28	1,88
SO ₃	0,32	0,85	Отсут.	3,02	1,20
п. п. п.	3,37	0,41	1,86	4,04	2,60

350—1000 м количество P₂O₅ достигает 300 мг/м³, превышая содержание в приповерхностной зоне в 20—30 раз. При возникновении донных течений в сторону берега (например, в случае сгонных ветров, дующих с берега) глубинные воды попадают в область мелководного шельфа, где гидростатическое давление значительно ниже. Вследствие этого концентрация углекислоты понижается, что сначала влечет за собой выпадение в осадок кальцита, затем, на меньших глубинах (50—150 м) и фосфатов.

Желваки и конкреции фосфоритов образуются в стадию диагенеза. Фосфаты неравномерно пропитывают осадок, при этом образуются неправильные стяжения, желваки, в которых фосфатное вещество служит цементом. Кроме того фосфориты могут образоваться при массовой гибели позвоночных организмов (рыб, млекопитающих), при этом фосфат кальция концентрируется в костях и чешуе. Известны также фосфоритовые галечники и конгломераты, образование которых связывают с переывом желваковых фосфоритов, механическим разрушением пластовых фосфоритов и переотложением образующихся при этом обломков.

Пластовые фосфориты часто имеют оолитовую и пизолитовую структуры, причем последние могут достигать 10 см в диаметре. Такие текстуры свидетельствуют об образовании фосфоритов в условиях подвижной среды. Структура желваковых фосфоритов — неравномернoзернистая — песчано-алевритовая,

алевропелитовая и др. В них фосфат кальция часто совместно с кальцитом, цементирует песчаные обломочные зерна кварца, полевого шпата, глауконита и других минералов. Обломочные фосфориты обычно имеют галечную или гравийную структуру.

Фосфориты представляют собой основное сырье для производства фосфорных удобрений, получения фосфора, фосфорных кислот и других соединений. Месторождения фосфоритов известны во многих районах СССР. Пластовые фосфориты добывают в Каратауском, Алтае-Саянском бассейнах. Желваковые фосфориты образуют месторождения в Подмоскowie, Актюбинской, Курской, Костромской и других областях, конкреционные фосфориты развиты на Украине, в районе Могилев-Подольского.

§ 5. АЛЮМИНИСТЫЕ (ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ) ПОРОДЫ

Осадочные алюминистые породы в значительной своей части представляют скопление алюминийсодержащих минералов с высоким содержанием глинозема (Al_2O_3). Главнейшие компоненты этих пород — моногидрат диаспор, бемит — $Al(OH)$ и тригидрат гиббсит (гидраргиллит) — $Al(OH)_3$. Кроме того в алюминистых породах часто присутствуют другие минералы с высоким содержанием алюминия — каолинит, высокоглиноземистый шамозит и некоторые другие. Часто породообразующими являются минералы железа — гетит, гидрогетит, гематит. Характерно, что породообразующие минералы (алюминия и железа) присутствуют в тонкодисперсном состоянии, вследствие чего без лабораторных исследований трудно диагностируются. В виде примесей могут присутствовать обломочные минералы — кварц, полевые шпаты, рутил, мусковит, а также карбонаты кальция, магнезия и некоторые другие, менее распространенные. Содержание глинозема в алюминистых породах колеблется в широких пределах, составляя при этом в промышленных алюминиевых рудах не менее 28 %.

Основные алюминистые осадочные породы — бокситы, а также их элювиальная разновидность латерит. Бокситы и латериты — многокомпонентные породы. Прочность их непостоянна. Встречаются рыхлые разности и очень прочные, твердые, иногда царапающие стекло. Цвет пород в значительной степени определяется количеством и формой нахождения железа. Наиболее характерна коричневатокрасная окраска различной интенсивности и оттенков, но встречаются розовая, светло-серая, желтая, белая и даже черная разности. Структура пород весьма разнообразна. Характерны бобовая, оолитовая, пелитоморфная, а также конгломератовидная, афанитовая.

Латериты не всегда можно отличить от бокситов. Они обычно менее прочны, часто сильно пористы, имеют землистое сложение. В отличие от бокситов, в латеритах отсутствуют кар-

богатые минералы. Они характерны для кайнозойских и современных осадочных образований, тогда как бокситы известны уже с протерозоя. Латериты представляют собой элювий коры выветривания алюмосиликатных пород. Они образуются в условиях жаркого, влажного климата (тропики, субтропики) в кислой, окислительной среде. Благодаря обилию воды и особенностям среды, легкоподвижные соединения, в том числе карбонаты и сульфаты, выносятся.

Условия образования бокситов недостаточно изучены. Считают возможным их формирования на древних (палеозойских и старше) корках выветривания, в результате размыва и перетолжения латеритной коры выветривания на суше или в морских бассейнах. Возможно также образование бокситов в озерах и морях вследствие коагуляции и осаждения гелей глинозема, принесенных с суши. Существуют и другие гипотезы относительно формирования бокситов. Алюминистые породы залегают в виде пластов, протяженностью до нескольких километров, при толщине до 30 м, но обычно меньше — до 5—10 м.

Бокситы — основная руда для получения алюминия. Их используют для получения огнеупоров, абразивов, некоторых видов цемента и в качестве химического сырья. Месторождения бокситов известны на севере европейской части СССР — в Ленинградской (Тихвинская группа месторождений) и Архангельской областях, на Урале — в Свердловской и Челябинской областях, в Казахстане — в Кустанайской и Тургайской областях и других районах СССР.

§ 6. ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ

К железистым породам относятся природные образования, содержащие более 10 % железа. Основные минералы железистых пород — оксиды: магнетит, гематит, лимонит, а также сидерит FeCO_3 , пирит FeS_2 , шамозит $\text{Fe}_n\text{Al}(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Породы содержат значительное количество примесей, среди которых обычны кремнезем (10—40 %), глинозем (3—10 %), глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, хлорит), кальцит, слюды, пироксены и др.

По внешнему виду железистые породы весьма разнообразны. Это определяется многообразием железистых минералов и их соотношением с веществами-примесями. Среди них породы землистого (лимониты) и ясно выраженного кристаллического (сидериты, магнетитовые породы) сложений. Окраска пород также многообразна — бурая, розовая, вишневая, серозеленая, зеленоватая-черная, серая, черная.

Главнейшие представители железистых пород — железистые кварциты, бурые железняки, сидериты, шамозиты. Железистые кварциты (джеспилиты) — древние докембрийские осадочные

породы, к настоящему времени сильно изменены и метаморфизованы. Представляют собой частое чередование тонких (от долей до 1—2 см) слоев кварцита, кварцита, обогащенного магнетитом, и иногда почти чистого магнетита. В джеспилитах иногда наблюдается косая слоистость, знаки ряби. Порода механически очень прочная. Окраска полосчатая — чередование белых и цветных полос (розовых, вишневых, черных с металлическим блеском). В породах присутствуют оолиты и пизолиты.

Джеспилиты залегают в виде пластов, линз и толщ, занимая значительные пространства. Формации железистых кварцитов достигают толщины 800 м. Структурные и текстурные особенности железистых кварцитов позволяют считать, что осадочные образования, из которых они возникли, отлагались в слабо окислительных, мелководных условиях. При содержании железа более 25 % железистые кварциты относятся к железным рудам. В СССР такие руды известны в Кривом Роге, на Курской магнитной аномалии, в Казахстане.

Бурые железняки представляют природную смесь гидроокислов железа (гетита FeOOH , гидрогетита $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.). В виде примесей в породах присутствуют глинистые минералы, кварц, окисные марганцевые минералы, а также такие элементы как фосфор, хром, титан, ванадий и др. Окраска пород бурая, красновато-бурая, оранжевато-желтая. Бурые железняки встречаются в виде землистых масс, оолитов, бобовин. Они могут быть рыхлыми, пористыми, а также плотными, массивными.

Породы образуются в континентальных (озерные, болотные) и морских условиях. Источник железа континент. При выветривании железосодержащих минералов в условиях влажного климата образуются коллоиды, тонкая механическая взвесь, а также ионы железа. В бассейнах осадконакопления в окислительной среде вследствие коагуляции гелей, химических реакций, возникают оксиды железа, которые осаждаются в виде тонких взвесей в соответствии с принципами механической дифференциации. Кроме того, бурые железняки могут образовываться в результате окисления сидерита и сульфидов железа, а также за счет выветривания каких-либо железосодержащих пород и концентрации железистых минералов в элювии или коре выветривания.

Сидеритовые породы — ценное, но редкое железорудное сырье. Они состоят в значительной части из сидерита FeCO_3 , но содержат много различных примесей. Среди них песчаный, алевроитовый и глинистый материал, карбонаты кальция и магния, остатки обугленных растительных тканей и т. д. Нередко в породах присутствуют продукты окисления сидерита — гидроксиды железа. Породы плотные, прочные, тонкозернистой или оолитовой структуры. Окраска пород серая различной интенсивности, в зависимости от содержания органического вещества.

Встречаются и черные разности. При выходе на поверхность сидерит окисляется и породы изменяют свой цвет на бурый.

Сидеритовые породы залегают в виде пластов небольшой мощности, линз и конкреций. Образуются они преимущественно на стадии диагенеза в щелочной восстановительной обстановке морских и пресноводных водоемов.

Шамозитовые породы слагаются шамозитом $\text{Fe}_n\text{Al}(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, но содержат значительную примесь глинистого материала, карбонатов и оксидов железа. Они имеют темную окраску — серовато-зеленую, зеленовато-черную, а в присутствии оксидов железа — коричневую, буровато-черную. Структура породы оолитовая, пизолитовая, тонкокристаллическая. Иногда шамозит служит цементом в терригенных породах.

Шамозит образуется химическим путем в прибрежно-морских и континентальных условиях, в восстановительной обстановке. Он характерен для мезозойских и палеогеновых отложений. Шамозитовые породы залегают в виде пластов толщиной в несколько метров.

Наблюдается отчетливая эволюция железистых пород от архея до наших дней. В архее и раннем протерозое формировались железистые кварциты, затем в верхнем протерозое появились окисные оолитовые железистые породы, сидеритовые. В мезозое на смену им появились гидроокисные и шамозитовые.

Железистые осадочные породы — руда для получения железа. В промышленных рудах содержится от 16 до 72 % железа. Из некоторых железных руд получают марганец (при содержании его более 5 %). Некоторые окисные соединения железа используются для приготовления минеральных красок (охра, сурик и др.). Известны следующие месторождения осадочных железных руд: бурые железняки — на Керченском полуострове, в Тульской и Липецкой областях; сидериты — в Приаралье, Дагестане; шамозитовые руды — в Северном Тургае, на юге Западной Сибири; железистые кварциты — в районе Курской магнитной аномалии, в Кривом Роге и других районах.

§ 7. МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ

Марганцевые породы среди осадочных образований распространены ограниченно — это породы, содержащие свыше 10 % оксида марганца. Основные марганецсодержащие минералы в осадочных породах — оксиды: псиломелан $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \times \times n\text{H}_2\text{O}$, пиролюзит MnO_2 , манганит MnOOH и в меньшей мере карбонаты — родохрозит MnCO_3 и манганокальцит $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{CO}_3$. В качестве примесей часто в значительных количествах (более 10—20 %), присутствуют глинистые минералы,

оксиды железа, кремнезем, кальцит, сидерит и некоторые другие. Породы, содержащие более 10 % марганца, относятся к рудам. Наиболее богатые, не требующие обогащения руды, содержат свыше 35—40 % марганца. Окраска пород преимущественно темноцветная — черная, темно-серая, коричневая, но в случае карбонатных марганцевых пород — светлая, серая с розоватым оттенком или без него.

Внешний облик пород разнообразен — встречаются землистые, оолитовые, бобовые, конкреционные разности, а также кристаллические и плотные. По составу минералов марганца, рассматриваемые породы относятся к полиминеральным. Среди них можно выделить окисные и карбонатные.

Окисные марганцевые породы представляют собой смесь псиломелана, пиролюзита, манганита с опаловым, глинистым, обломочным материалом и оксидами железа. Обычно они залегают в виде тонких слоев, чередующихся с прослоями терригенных, песчано-глинистых пород. В отдельных случаях марганцевые породы имеют толщину до 3—4 м.

Марганцевые окисные породы образуются в водной среде, о чем свидетельствует присутствие в них спикул губок, остатков рыб и других организмов. Перенос марганца в бассейн седиментации мог осуществляться как в коллоидной, так и в ионной форме. Местом накопления марганцевых осадков были области морского мелководья и озера, где окислительная обстановка царит не только в придонном слое воды, но и в осадке. Механизм образования марганцевых пород недостаточно ясен. Н. М. Страхов считает эти породы хемогенными образованиями. Первичной формой осадка была, вероятно, перекись марганца. В диагенезе происходило перераспределение марганца и преобразование перекиси в псиломелан, пиролюзит и другие соединения.

Карбонатные марганцевые породы не содержат значительных концентраций марганца. Обычно к ним относят известняки и доломиты с рассеянными кристаллами родохрозита и манганокальцита, при этом содержание марганца в породах не превышает 15—20 %, обычно же составляет единицы процентов. Карбонатные марганцевые породы могут содержать остатки морской фауны и песчано-глинистый материал. Цвет этих пород светло-серый, серый. При выходе на поверхность карбонатные марганцевые минералы замещаются окислами и поэтому породы приобретают более темную окраску, а при неравномерном распределении марганцевых минералов на поверхности породы появляются черные пятна, тонкие черные прослойки и т. д.

Образуются карбонатные марганцевые породы в морских условиях одновременно с другими карбонатными образованиями, в щелочной среде, при дефиците кислорода в придонном слое воды. В природных условиях нередко наблюдается заме-

щение окисных марганцевых пород карбонатными по мере удаления от берега и увеличения глубины бассейна.

На дне современных морей и океанов широко распространены железо-марганцевые конкреции. Главные рудные компоненты — трехвалентное железо и четырехвалентный марганец, в форме гидроксидов. Суммарное содержание последних может достигать 65 %. Среднее содержание марганца в конкрециях составляет 15—17 %. Рудное вещество конкреций обычно представляет собой мягкую, землистую, пористую массу черно-коричневого или черного цвета. Встречаются также плотные, крепкие образования.

Марганцевые руды используют для получения специальных сортов стали, чугуна, ферромарганца, в химической промышленности, стекольном производстве, при изготовлении сухих батарей и т. д. Месторождения марганцевых руд известны в районах городов Чиатури, Никополя, Запорожья (Больше-токмакское), а также в Казахстане (Джездинское и Карахсальское). Большой интерес представляют скопления железо-марганцевых конкреций на дне океанов, на глубинах 4—5,5 км. США уже провели опытную добычу железо-марганцевых конкреций в Тихом океане.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите главнейшие группы хемогенных и биогенных осадочных пород.
2. Расскажите о распространенности и составе главнейших групп хемогенных и биогенных пород.
3. Приведите классификацию карбонатных пород, характеристику их главнейших представителей.
4. Каковы морфология и генезис геологических тел, сложенных известняками и доломитами?
5. Назовите главнейшие представители соляных пород, каковы их состав и распространенность?
6. Расскажите о формах залегания каменной соли.
7. Генезис и практическое значение соляных пород.
8. Перечислите кремнистые породы и главнейшие их представители; их роль в строении стратиферы.
9. Что такое фосфатные породы, их состав, генезис, распространенность, практическое значение?
10. Что такое алюминистые, железистые и марганцевые породы, их состав и роль в строении стратиферы, практическое значение пород?

МЕТОДЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГРАФИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

§ 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочные горные породы обладают целым рядом генетических и диагностических признаков и свойств. Некоторые из них определяются непосредственно в полевых условиях — в обнажениях, крупных штуфах или на скважинах, другие — в лабораторных условиях: при оптических, химических и физических исследованиях образцов горных пород.

В зависимости от задач, стоящих перед геологом, применяется тот или иной комплекс исследований. Например при характеристике облицовочных известняков, в полевых условиях определяют размер геологического тела (среднюю толщину, распространенность по площади), интенсивность трещиноватости, окраску; в лабораторных условиях устанавливают плотность породы, водопоглощение, прочность при сжатии, морозостойкость, декоративность (в полированном или шлифованном виде), химический состав. При изучении известняков в целях нефтяной геологии определяют размеры геологического тела, устанавливают объем выносимого керна по отдельным интервалам, текстуру пород (по керну или в обнажениях). В лабораториях определяют минеральный и химический состав, структуру, однородность породы, структуру порового пространства, пористость, проницаемость, микротрещиноватость, степень раскрытости трещин и др.

Работа геолога в полевых условиях рассматривается в курсах «Общая геология» и «Структурная геология» и закрепляется на учебных практиках. В связи с этим в данном учебнике рассматриваются только лабораторные методы исследования осадочных горных пород. Лабораторные исследования позволяют детализировать состав и строение осадочных пород, определить их физические и химические свойства. Все это, в совокупности с материалами, полученными при полевых работах, позволяет установить условия образования осадочных пород, области их распространения, восстановить палеогеографическую обстановку, наметить конкретные пути поисков и рациональные способы разработки месторождений полезных ископаемых.

В учебнике приводится лишь краткая характеристика и указывается назначение наиболее распространенных лабораторных

литологических методов исследований. Более подробные сведения о порядке выполнения того или иного анализа имеются в специальных инструкциях, прилагаемых к аппаратуре, а также в пособиях к практическим занятиям по курсу литологии. Все лабораторные исследования данной горной породы по возможности следует выполнять на материале одного образца, что особенно необходимо при изучении горных пород по керну.

Определение нерастворимого остатка. Этот анализ производится с целью установления количественных соотношений между нерастворимой и растворимой частями породы. В качестве растворителя обычно используют 5 %-ную соляную кислоту при подогреве ее до 70 °С в течение часа или без подогрева в течение суток. Нерастворимая часть состоит из обломочных и глинистых минералов, обломков магматических и метаморфических пород, аутигенных кремнистых и некоторых других, более редких, образований. Растворимая часть представлена главным образом карбонатными минералами, в меньшей степени сульфатами, гидроокислами железа. Этот вид анализа применяют при изучении самых распространенных осадочных пород — обломочных, глинистых и карбонатных. Если растворимая часть представлена хлоридами, в качестве растворителя используют дистиллированную воду.

Принципиальная схема проведения анализа следующая. Из раздробленной на мелкие обломки (обычно мельче 5 мм) породы после квартования отбирают навеску в 3—5 г и обрабатывают ее в стеклянном стакане растворителем (примерно 100 мл 5 %-ной HCl). После этого путем фильтрования отделяют нерастворимую часть от раствора. Промывают на фильтре оставшуюся часть горячей дистиллированной водой и высушивают в сушильном шкафу. Высушенный остаток взвешивают и вычисляют процентное содержание нерастворимой части.

Результаты анализа позволяют уточнить классификационное положение породы, получить дополнительные данные для оценки коллекторских и экранирующих возможностей пород, а также для палеогеографических реконструкций.

Гранулометрический анализ. Назначение метода — установить содержание обломочных частиц определенных размерных интервалов в осадочной горной породе. Этот анализ применяется для терригенных (песчаных, алевритовых, гравелитовых, глинистых) и смешанных пород. В зависимости от целей исследования принимаются различные границы размерных интервалов (фракций). В СССР при литологических исследованиях в нефтегазовой геологии принято выделять фракции (мм): >10; 7—10; 5—7; 3—5; 2—3; 1—2; 0,5—1; 0,25—0,5; 0,1—0,25; 0,05—0,1; 0,025—0,05; 0,01—0,025; <0,01.

Для гранулометрического анализа образец предварительно подготавливают: породу массой 100—150 г сначала разбивают на части, а затем измельчают в чугунной ступке так, чтобы не были раздроблены наиболее крупные обломочные зерна. После этого методом квартования берут навеску 30—50 г, помещают ее в стакан, емкостью 500—1000 мл и обрабатывают 5 %-ной соляной кислотой с целью растворения цемента и дезинтеграции обломочных зерен. При нагревании до 70 °С продолжительность обработки составляет ~1 ч, а без нагревания ~1 сут. В некоторых (редких) случаях при изучении керна из скважин прибегают к обработке пробы иными реактивами. Например в случае сульфатного цемента рекомендуется применение 15 %-ного раствора лимонно-кислого аммония. При цементации обломочной части гидроксидами железа пользуются 10 %-ной соляной кислотой с кипячением, а дезинтеграция обломочных зерен сцементированных опалом, достигается слабым раствором (2 %-ным) щелочи (натровой или калиевой).

После растворения цемента и дезинтеграции обломочных зерен и пелитовых частиц нерастворенная часть промывается водой, при этом удаляется и пелитовая часть ($<0,01$ мм). После высушивания нерастворенную часть рассортировывают на ситах с размерами ячеек (мм) 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0,5; 0,25; 0,1 и 0,05. При отсутствии гравия, сита с размерами ячеек 1 мм и крупнее использовать нет смысла. Зерна, прошедшие через сито с ячейкой 0,1 мм, разделяют на фракции по методу Сабанина (путем отмучивания в воде).

Сущность метода в том, что при равных условиях крупные частицы осаждаются в воде быстрее мелких и, следовательно, они перейдут в осадок в первую очередь. Слив суспензию, отделим эти частицы от остальных. Последовательно увеличивая время пребывания суспензии в сосуде, будем переводить в осадок все более мелкие фракции. Время, необходимое на переход в осадок каждой из заданных фракций зависит от количества разделяемого материала, плотности воды, объема сосуда, в котором производится фракционирование, высоты столба жидкости в сосуде, формы частиц. Это время можно вычислить, но надежнее определить экспериментально, при постоянном контроле под микроскопом.

В результате анализа исследователь получает сведения о содержании каждой размерной фракции в породе, кроме пелитовой, которая удаляется вместе с водой в процессе отмывания обломочной части от кислоты. Поэтому содержание пелитовой фракции определяют по разности. С этой целью, зная процентное содержание нерастворимого остатка (из предыдущей работы) и массу исходной пробы для гранулометрического анализа, вычисляют массу нерастворимой части. Разность между последней и суммой масс всех обломочных фракций,

представляет собой массу пелитовой части. Приняв за 100 % массу нерастворимой части, вычисляют процентное содержание каждой из фракций.

Результаты такого пересчета позволяют вычислить ряд литологических коэффициентов и выполнить некоторые графические построения. Однако, для некоторых литолого-фациальных и палеогеографических построений эти пересчеты непригодны, особенно в случаях высокого содержания цемента. В этих случаях пересчеты производят, принимая за 100 % всю навеску, в которой определенный процент приходится на растворимую часть.

Кристаллооптические исследования. При изучении осадочных пород кристаллооптические исследования с помощью поляризационного микроскопа одни из основных. Они дают возможность установить минеральный состав и структуру породы, определить роль органического материала в составе породы, видовой состав остатков фауны и флоры и т. д. Исследования проводятся в шлифах и специальных препаратах с увеличением до 1000 раз и более. Методика и практика исследований пород в шлифах с помощью поляризационного микроскопа известны из курса общей петрографии и поэтому здесь не рассматриваются. Приемы работы по определению минералов в препаратах описываются ниже.

Количество обломочных зерен в породах варьирует в широких пределах, причем соотношение между породообразующими минералами и акцессорными таково, что последние составляют 1—2 % (в исключительных случаях до 6 %) от общего количества обломков. В связи с этим акцессорные минералы нередко отсутствуют в плоскостях шлифов или имеются в трудноопределимых сечениях. Знание акцессорных минералов и количественное соотношение их, а также выявление специфических особенностей породообразующих минералов, позволяет установить положение и состав пород в области сноса, коррелировать терригенные породы, лишенные биогенных остатков.

Для изучения акцессорных минералов прибегают к искусственному обогащению проб. Почти у всех акцессорных минералов плотность выше $2,7 \text{ г/см}^3$, а у породообразующих — менее $2,7 \text{ г/см}^3$. Следовательно, поместив пробу обломочных зерен в тяжелую жидкость с плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$ (иногда $2,8 \text{ г/см}^3$), можно разделить обломки на тяжелую фракцию (зерна осаждаются на дно сосуда) и легкую (зерна плавают на поверхности жидкости) или, что то же — можно выделить акцессорные и породообразующие минералы. Для разделения минералов применяют бромформ — CHBr_3 и жидкость Туле — водный раствор солей KI и HgI_2 и др.

Для определения минералов в зернах наиболее удобны фракции гранулометрического анализа 0,05—0,1 мм или 0,1—

0,25 мм. Взяв навеску 3—5 г разделяют ее на легкую и тяжелую фракции, тщательно промывают их и высушивают.

Минералы определяют в специальных постоянных или временных препаратах. Для приготовления последних на предметное стекло помещают каплю разогретого пихтового бальзама, затем на кончике ножа вносят исследуемую пробу и накрывают покровным стеклом. После остывания бальзама постоянный препарат готов. Временные препараты готовят подобным же образом, только в качестве связывающей массы используют иммерсионные жидкости. Последние представляют, в основном, органические соединения с более или менее постоянным показателем преломления. В наборе насчитывается до 100 жидкостей с показателем преломления от 1,3 до 1,8. В необходимых случаях готовят жидкости или сплавы с более высокими показателями преломления—2,5—2,7. Используя эти жидкости определяют с высокой точностью показатель преломления, который в совокупности с другими константами (цвет, плеохроизм, сила двойного лучепреломления, характер угасания и др.) по справочнику уверенно диагностируют минерал. В препарате из 300—500 зерен подсчитывают количество зерен заданного минерала и на основании этого вычисляют его процентное содержание (от числа используемых при подсчете зерен). Такие определения делают для каждого минерала тяжелой и легкой фракции. Расчет процентного содержания минералов для каждой фракции ведется в отдельности.

Электронно-микроскопические исследования. Современные электронные микроскопы позволяют получать увеличения до 1 000 000 раз. Максимальная разрешающая способность достигает 0,15 нм ($0,15 \cdot 10^{-9}$ м). Наибольшее применение в литологии электронная микроскопия находит при диагностике тонкодисперсных минералов (особенно глинистых), определении остатков микрофлоры, микрофауны, изучении цемента обломочных пород, микроструктуры порового пространства. Наиболее употребительные увеличения при изучении горных пород 1000—25 000 раз.

По принципу действия электронные микроскопы разделяются на просвечивающие и растровые. Электронный микроскоп просвечивающего типа состоит из нескольких крупных узлов, основные из которых—источник электронов (электронная пушка), набор электромагнитов и магнитов, выполняющих роль линз. В тубусе (колонне) электронного микроскопа поддерживается высокий вакуум (0,5 Па), необходимый для свободного пробега потока электронов, ускоряемых напряжением до 100 000 В. Электроны достигают объекта (толщина его не должна превышать 0,03 мм) и сталкиваются с атомами вещества, при этом часть из них отклоняется от первоначального направления. До экрана доходят только те электроны, которые

не изменяют своего направления или отклоняются незначительно. Более плотные вещества, а также утолщенные участки сильнее рассеивают электроны и поэтому изображаются на флюоресцирующем экране более темными, чем тонкие, менее плотные объекты. Это сильно увеличенное изображение может быть получено на фотоматериалах. Используя различные приемы подготовки образца для исследования и способы фиксации последствий электронного облучения, изложенные в специальных инструкциях, можно установить размер, форму, характер поверхности, а также получить стереоскопическое изображение объекта.

Растровый (сканирующий) электронный микроскоп (РЭМ) действует на телевизионном принципе развертки тонкого пучка электронов по поверхности образца. Исследования проводят на свежих сколах или пришлифовках пород. Для предотвращения скопления электрического заряда на отдельных участках поверхности образца, на нее в вакуумной установке наносят тонкую (10—20 нм) пленку металла — золота, серебра, платины или некоторых других. Пучок электронов (рис. 48) с катода 1 при ускоряющем напряжении до 50 000 В проходит через систему магнитов и электромагнитов, выполняющих роль линз 2, 4 и фокусируется в плоскости образца 5. Часть электронного тока с образца переходит в коллектор 6, образуя видеосигнал. Последний, после усиления в усилителе 7 модулирует ток в луче кинескопа 10. Синхронизация отклонения луча в приборе и электронно-лучевой трубке осуществляется с помощью генератора пилообразных сигналов (8, 3, 9 — отклоняющие катушки).

Разрешающая способность современных РЭМ $\sim 1,5$ нм и позволяют получить увеличение от 12 до 150 000 раз. РЭМ дает возможность наблюдать визуально и фотографировать с кинескопа прямое, объемное изображение структуры породы, поверхности минеральных зерен, морфологических особенностей тонкодисперсных (рис. 49) и аморфных минералов, а также структуру порового пространства. В последние годы В. А. Кузьминым (МИНГ им. И. М. Губкина) разработана методика исследования распределения нефти и битумов в породе на основе совмещения вторично-электронного и катодо-люминесцентного изображений (рис. 50).

Химический анализ. В практике литологических исследований химический анализ находит широкое применение в изучении хемогенных и биогенных пород, а в ряде случаев — обломочных и глинистых. Этот вид анализа предназначен для количественного определения содержания того или иного элемента.

Существуют несколько видов химического анализа: полный (силикатный или валовой), когда определяются количества практически всех элементов, входящих в состав породы; сокращенный (или карбонатный) анализ предусматривает определе-

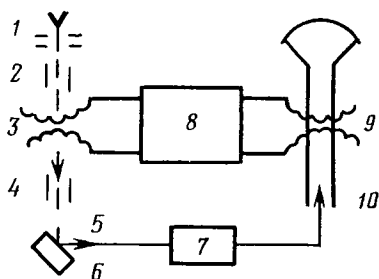


Рис. 48. Принципиальная схема растрового электронного микроскопа



Рис. 49. Аутигенный железистый хлорит в поровом пространстве песчаника. Растровый электронный микроскоп. Увел. 10 000. Самотлор, глуб. 1721,5—1727,5 м. Из коллекции В. А. Кузьмина

ние SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , CO_2 , SO_3 , $S_{\text{общ}}$, $S_{\text{сд}}$, Cl , H_2O , потери при прокаливании, нерастворимый остаток. Наконец, в ряде случаев химический анализ используется для определения отдельных элементов. Результаты химического анализа играют важную роль при установлении генезиса пород и при палеореконструкциях.

Спектральный анализ — один из методов определения элементного состава минералов и горных пород. В его основе ле-

Рис. 50. Нефть (белое) в поровом пространстве песчаника. Растровый электронный микроскоп. Увел. 1500. Совмещенное вторично-электронное и катодо - люминесцентное изображение (по В. А. Кузьмину)



жит свойство вещества испаряться при высокой температуре и возбуждаться до испускания его атомами излучения в виде линейного спектра. Источниками возбуждения служат вольтовая дуга или дуговой разряд. С помощью специальных приборов (спектрографов) спектр фотографируют. Сравнивая его с эталонными таблицами спектральных линий, определяют элементы, присутствующие в данной пробе. Одновременно с качественной характеристикой пробы определяют и примерное содержание элементов в породе. Чувствительность метода для каждого элемента своя, но в целом достаточно высокая (сотые — десятитысячные доли %).

Метод дает возможность по малому количеству материала (50—100 мг) быстро получить подробное представление о химическом составе исследуемого вещества с определением до 60 химических элементов. При массовом использовании спектральных анализов можно получить важные сведения о генезисе породы.

Рентгено-флуоресцентный анализ. Этот вид исследования позволяет определять химический состав и количественное содержание элементов в твердых и жидких фазах, в том числе в горных породах и минералах. Он объединяет в себе лучшие показатели химического и спектрального анализов — обладает высокой чувствительностью и производительностью. Многие элементы определяются при содержании их в количестве до десятитысячных долей процента. Анализ выполняется на рентгено-флуоресцентных анализаторах, производимых в ряде стран.

Лазерный микроанализ. Назначение метода — определить состав и содержание химических элементов в микроскопических, точечных объектах, выявленных в образцах минералов и горных пород. Лазерный луч, направленный на объект, превращает

последний в плазменное состояние и одновременно на приборе (лазерном микроанализаторе) осуществляется количественный анализ вещества.

Термический анализ. Применяется в литологии для определения минерального состава глинистых, карбонатных и некоторых других пород. Сущность метода заключается в измерении температуры или диапазона температур, при которых происходят фазовые превращения или реакции (плавления, кипения, разложения на составные части, потеря воды и т. д.) в процессе нагревания вещества. Фазовые превращения и реакции могут быть экзотермическими — с выделением тепла (перекристаллизация, окисление и др.) и эндотермическими — с поглощением тепла (плавление, потеря воды и др.). Экзотермические процессы вызывают повышение температуры вещества относительно нагревающего тела, а эндотермические — наоборот — вызывают снижение.

Установка для термического анализа в принципе состоит из нагревательной печи, термопары и зеркальных гальванометров, с помощью которых регистрируются кривые нагревания (температурная и дифференциальная) и потери массы. Термические эффекты при нагревании породы записываются в координатах «температура — время» или в виде дифференциальной кривой в координатах «разность температур изучаемого вещества и эталона — температура среды (или время)». При этом имеется в виду, что эталон нагревается постепенно и без термических эффектов, поэтому между ними и испытуемым образцом в определенных диапазонах нагрева возникает разность температур, фиксируемая самописцем (рис. 51).

Необходимо отметить, что присутствие в породах примесей существенно затрудняет интерпретацию материалов термического анализа. Так, экзотермический эффект дают присутствие небольшой примеси пирита при температуре 400—410 °С, органическое вещество при температуре 300—450 °С. Влияют на характер дифференциальных кривых дисперсность и степень совершенства структуры вещества. Большие затруднения возникают при интерпретации в случае совместного присутствия нескольких глинистых или карбонатных минералов.

Таким образом в существующих вариантах термический анализ для массовых определений при литологических исследованиях мало эффективен, хотя при решении отдельных вопросов может найти применение.

Рентгеновские исследования. Этот метод изучения вещества базируется на явлении дифракции рентгеновских лучей от упорядоченных атомных плоскостей кристаллической решетки вещества. Он позволяет идентифицировать вещества как в виде монофаз, так и в составе смесей. В настоящее время рентгеновские исследования для литологических целей выполняются:

1) регистрацией дифракционного спектра от объектов в виде дифрактограммы; 2) фоторегистрацией отражений в виде рентгенограмм. Предпочтение отдается первому варианту.

Исследования проводятся на дифрактометрах рентгеновских общего назначения (ДРОН-1, ДРОН-2, ДРОН-3). Дифрактометр позволяет автоматически регистрировать кривые распределения интенсивности рентгеновского излучения, дефрагированного исследуемым образом, по углам дифракции. Наиболее эффективный и наглядный способ регистрации дифракционного спектра—метод Брегга—Брентано.

Для исследования образец механически дробят, а затем растирают с дистиллированной водой в яшмовой ступке до получения густой суспензии.

Полученную массу наносят на стеклянную пластинку, после высушивания препарат готов для исследования с целью получения дифрактограммы.

Дифрактометр работает по следующей схеме. Поток рентгеновских лучей, сформированный системой щелей линейной формы, направляется на препарат и, отражаясь от последнего через щели, попадает в счетчик. Приемная щель счетчика и источник излучения располагаются по окружности, в центре которой находится исследуемый объект. В процессе исследования образец медленно поворачивается по отношению к направлению потока рентгеновского излучения, который вследствие этого падает на плоскости мельчайших кристаллов под разными углами. После отражения от образца лучи попадают в счетчик, который соединен с электронным потенциометром и записывающим устройством. Дифрактограмма (рис. 52) регистрируется на специальной бумажной ленте и представляет собой ломаную линию с характерными рефлексам (пиками) разной интенсивности. С помощью гониометра и сканирующего устройства, синхронно связанных со счетчиком, на дифрактограмме одновременно отмечаются углы падения рентгеновских лучей на плоскость кристаллической решетки.

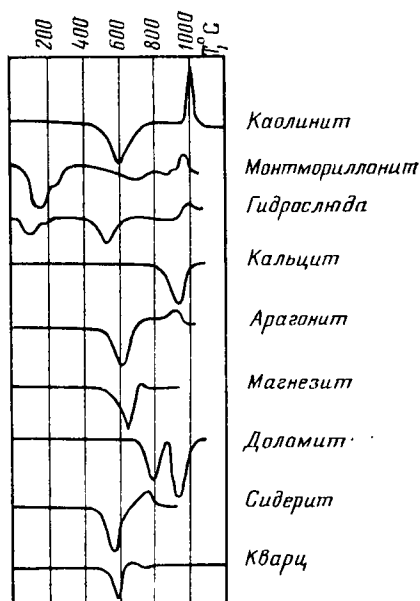


Рис. 51. Дифференциальные кривые

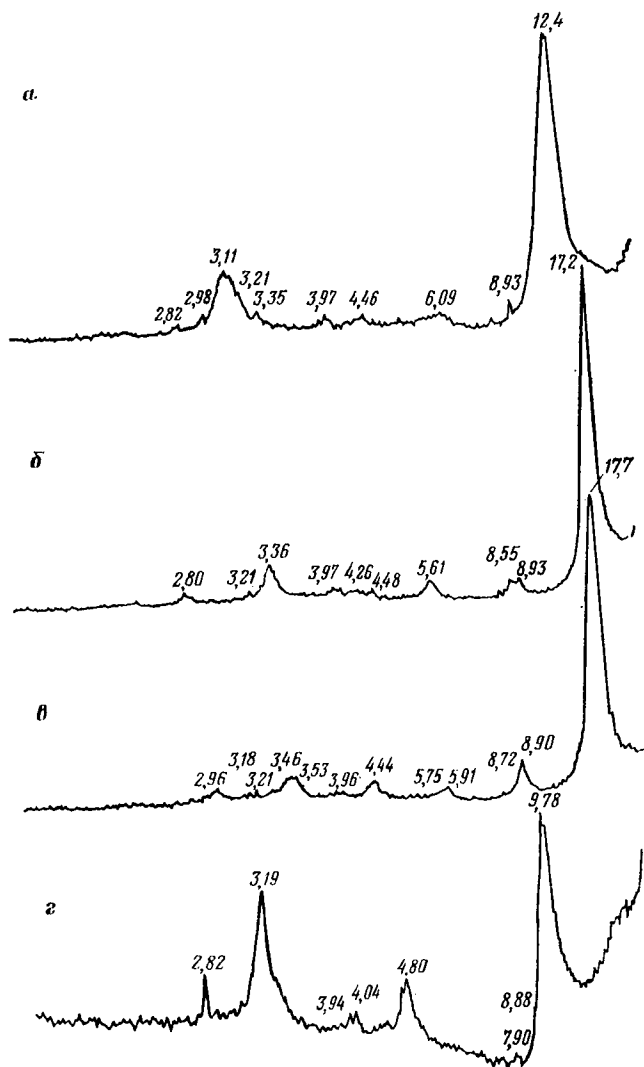


Рис. 52. Дифрактограмма монтмориллонита неупорядоченного типа. Образец: а — исходный, б — насыщенный этиленгликолем, в — насыщенный глицерином, г — прокаленный в течение 2 ч при 350 °С (по Д. Д. Котельникову)

Каждый минерал в зависимости от структуры характеризуется определенным комплексом рефлексов и соотношением их интенсивностей. Гидрослюда, например, диагностируется по серии рефлексов, кратных 100 нм (100, 50, 33, 3 нм и т. д.), каолинит — 71,5 нм, монтмориллонит — 124 или 154 нм (в зависимости от катиона — Na^+ , Ca^{2+} , занимающего межслоевые про-

межутки), хлорит — 142 нм и т. д. В горных породах, например, глинистые минералы встречаются совместно, причем с разной степенью совершенства структуры. В связи с этим близкие по значению рефлексы разных минералов могут накладываться друг на друга, что затрудняет диагностику. Для ее облегчения препараты подвергают дополнительной обработке — насыщению этиленгликолем, глицерином, прокаливанием при температуре до 800 °С, воздействуя 10 %-ной соляной кислотой, нагретой до 80 °С, щелочами и другими реактивами. Дифрактометрические исследования, выполненные после этого, показали, что положение и интенсивность некоторых базальных рефлексов меняются (см. рис. 52). Этот прием облегчает диагностику минералов в случае неоднозначной интерпретации дифрактограмм.

Метод фоторегистраций отражений в виде рентгенограммы менее производителен (в 2—4 раза), чем при регистрации дифрактограммы. Обладая достаточной надежностью и достоверностью определений для мономинеральных пород, он явно уступает последнему в случае полиминеральных пород (следует при этом помнить, что глинистые, карбонатные и другие породы в большинстве своем полиминеральны). Эти обстоятельства стали причиной того, что метод фоторегистрации не находит широкого применения.

§ 2. МЕТОДЫ ГРАФИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для выявления закономерностей формирования пород, определения характера взаимосвязей между различными геологическими явлениями и установления зависимостей физических свойств от литологического состава пород широко используются графические построения и статистические обобщения. Некоторые способы графической обработки литологической информации, используемой в нефтегазовой геологии, описываются ниже.

Столбиковые диаграммы (гистограммы) применяются для изображения результатов гранулометрического и химического анализа горных пород. Они строятся в двухкоординатной системе (рис. 53).

Кривые распределения строятся для тех же целей и в таких же координатах, что и гистограммы. Отличие заключается в том, что положение фракций на плоскости изображается в виде точек, которые затем соединяются плавной кривой (рис. 54). На один график можно нанести значительное количество (несколько десятков) кривых распределения, сравнить их между собой и сделать обобщающие выводы. В этом преимущество кривых распределения перед гистограммами, на которых изображается только один образец. Генетический смысл этих

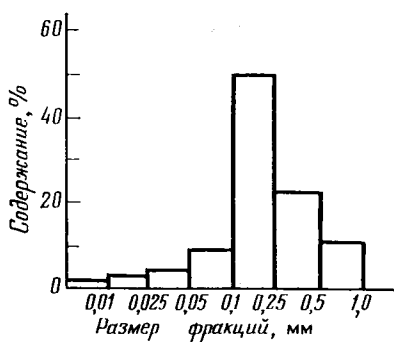


Рис. 53. Столбиковая диаграмма гранулометрического состава обломочной породы

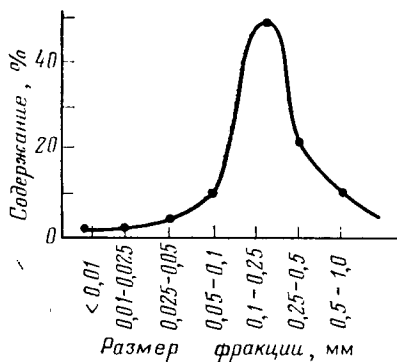


Рис. 54. Кривая распределения гранулометрического состава обломочной породы, идентичной изображенной на рис. 53

построений таков: примерно равное содержание размерных фракций — признак слабой отсортированности обломочных зерен. Резкое преобладание ($>70-80\%$) одной из фракций наоборот, свидетельствует об однородности породы и хорошей сортировке обломочных зерен.

Кумулятивные, или нарастающие, кривые используют для изображения состава песчаных и алевритовых пород и определения петрографических коэффициентов. По оси ординат в логарифмическом масштабе откладывают конечные (максимальные) размеры каждой фракции гранулометрического анализа (для фракции $<0,01$ мм берут величину $0,01$ мм, для фракции $0,01-0,025$ мм соответственно $0,025$ мм и т. д.). По оси абсцисс откладывают суммарное количество фракций (в %), размер которых равен конечному и меньше его. Например, в точке, соответствующей конечному размеру фракции $0,01$ мм, откладывается содержание частиц (в %) величиной $0,01$ мм и менее. При конечном размере частиц $0,1$ мм откладывается сумма фракций: $<0,01 + (0,01-0,025) + (0,025-0,05) + (0,05-0,1)$ мм. Подобным образом формируются и последующие координаты.

По кумулятивной кривой определяют петрографические коэффициенты: средний размер зерен (Md — медиана), коэффициент отсортированности (S_o) и коэффициент асимметрии (S_K).

Средний размер зерен — граничная величина, относительно которой одна половина зерен (по массе) данной породы мельче, а вторая — крупнее. Определяют медиану, опуская перпендикуляр на ось ординат из точки, расположенной на кривой с абсциссой 50% — место пересечения перпендикуляра с ординатой соответствует медиане. Подобным же образом определяются квантили 1 и 3. Квантили представляют собой категории мате-

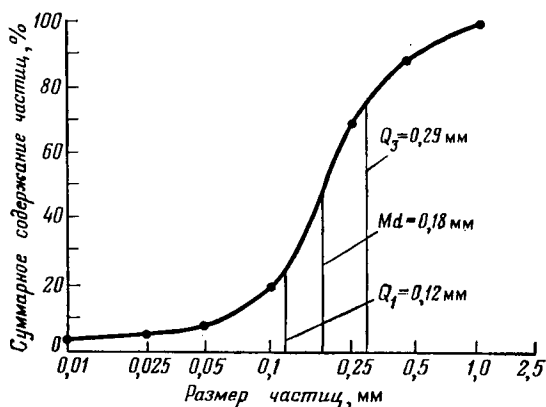


Рис. 55. Кумулятивная кривая гранулометрического состава обломочной породы

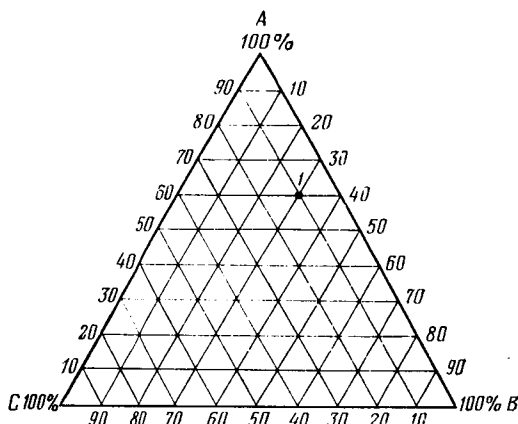


Рис. 56. Треугольная диаграмма. В точке 1 содержание компоненты A — 60 %, B — 30 %. C — 10 %

матической статистики и характеризуют размер частиц, относительно которых масса меньших по размеру зерен породы составляет 25 % (квартиль 1, Q_1) и 75 % (квартиль 3, Q_3) от массы нерастворимой части породы. Кумулятивная кривая, построенная по тем же данным, что гистограмма и кривая распределения (см. рис. 53, 54) приведена на рис. 55, при этом $Md=0,19$ мм, $Q_1=0,12$ мм, $Q_3=0,27$ мм.

Численные значения квартилей используют для приближенной оценки степени отсортированности обломочного материала, слагающего породу, по формуле: $S_o = Q_3/Q_1$; в нашем примере $S_o = 0,27/0,12 = 2,25$.

Первоначально П. Траск предложил определять коэффициент отсортированности как корень квадратный из отношения

Q_3/Q_1 . В таком виде иногда его определяют и в настоящее время. Для пород с идеально отсортированными частицами $Q_1 = Q_3$, $S_o = 1$. С понижением степени сортировки зерен S_o возрастает. Условно принято считать хорошей отсортированность зерен при $S_o = 1—2,5$, средней — при $S_o = 2,5—4,5$ и низкой при $S_o > 4,5$.

Используя найденные величины (Md , Q_1 и Q_3) определяют коэффициент асимметрии $S_K = Q_1 Q_3 / Md^2$, который показывает положение преобладающей размерности по отношению к медиане.

Рассмотренная методика определения петрографических коэффициентов весьма приближенная. Она обладает известным недостатком — малой чувствительностью к изменению весовых процентов, а фракции мельче Q_1 и крупнее Q_3 не учитываются вообще, хотя в сумме они составляют 50 % обломочной части. Существуют и другие методы вычисления петрографических коэффициентов, в частности предложенные О. О. Фолком и С. С. Вардом (1957 г.), однако, и они не лишены недостатков. В практике отечественных литологических исследований эти методы не нашли широкого распространения в связи с отсутствием специальных сит.

Треугольные диаграммы широко применяются при литологических исследованиях (рис. 56) и весьма удобны для изображения состава пород. На них можно показать любую трехкомпонентную систему. Каждая из вершин соответствует 100 % одного из трех компонентов, а противолежащая ей сторона — нулевому содержанию этого же компонента.

Если порода состоит из множества составных частей, для ее изображения на диаграмме необходимо объединить составные части в три группы, родственные по литологическим или генетическим признакам. При исследовании терригенных пород объединяют в одну группу фракции песка, в другую — фракции алевролита, в третью — пелит и глинистую часть. В случае карбонатных пород выделяют в самостоятельные группы кальцит, доломит и нерастворимую часть (куда входят песок, алевролит, пелит, глинистые минералы). В зависимости от целей исследования возможна группировка составных частей и по другим признакам.

На треугольную диаграмму можно нанести практически неограниченное количество образцов. Это обстоятельство позволяет проследить эволюцию пород в геологическом разрезе скважины или обнажения. Если же нанести на диаграмму состав пород одного возраста, но из разных районов, то можно получить представление об особенностях осадконакопления в пределах данной территории. Удобна диаграмма и для выявления зависимости коллекторских свойств от литологического состава пород.

Обломочные породы		Породы химического и органического происхождения	
Рыхлые	Сцементированные		
 галечник	 конгломерат	 мел	 ангидрит
 щебень	 брекчия	 известняк	 гипс
 гравий	 гравелит	 доломит	 каменный уголь
 песок	 песчаник	 сидерит	 каменная соль
 алевроит	 алевролит	 фосфорит	 сильвинит
 глина	 аргиллит	 опаловые породы	 карналлит
 вулканогенно-осадочные породы			
Породы смешанного происхождения		Включения	
 песок глинистый	 алевролит глинистый	 оолиты	 обуглившиеся растительные остатки
 песок алевроитовый	 глина известковая	 конкреции кремнистые	 нефть
 песчаник глинистый	 глина песчаная	 конкреции сидерита	 нефть и газ
 песчаник алевроитовый	 известняк глинистый	 конкреции фосфорита	 газ
 песчаник известковый	 мергель (известковый)	 остатки макрофауны	 битумы
		 остатки микрофауны	 вода

Рис. 57. Условные обозначения для основных типов осадочных пород

Литологические колонки — важнейшие геологические документы. Они представляют собой изображение геологического разреза осадочных образований, выполненные в определенном масштабе с помощью условных знаков (рис. 57). Колонки строятся по материалам описания керна из скважин или обнажений. Слева от собственно литологической колонки приводят сведения о геологическом возрасте пород, изображают вертикальный масштаб (глубину) или отмечают мощность каждого стратиграфического подразделения. Правее колонки приводится краткая литологическая характеристика пород (рис. 58). Строят литологические колонки обычно в поле или на скважинах и уточняют в стационарных условиях.

Литогенетические колонки представляют собой литологические колонки, дополненные сведениями, полученными при лабораторных исследованиях каменного материала (рис. 59). Местоположение и номер исследованных образцов указываются

Система		Меловая	Нижний	Отдел	Ярус	Мощность, м	Литологическая колонка	Глубина, м	Краткое литологическое описание пород
Юрская	Верхний			Волжский	Некомский	56		100	Песок желтовато-серый с прослоями бурых глин
					Волжский	102			Известняк светло-серый глинистый с прослоями мергеля серого
					Окский	54		200	Мергель серый Глина серая Мергель серый
					Окский	48			Глина темно-серая Мергель серый
					Окский	77		300	Глина серая Алевролит серый Глина серая
					Окский	77			Глина темно-серая Алевролит серый
Средний				Байосский	Батский	55		400	Глина серая Песчаник серый мелкозернистый Глина серая Песчаник серый мелкозернистый
					Байосский	118			

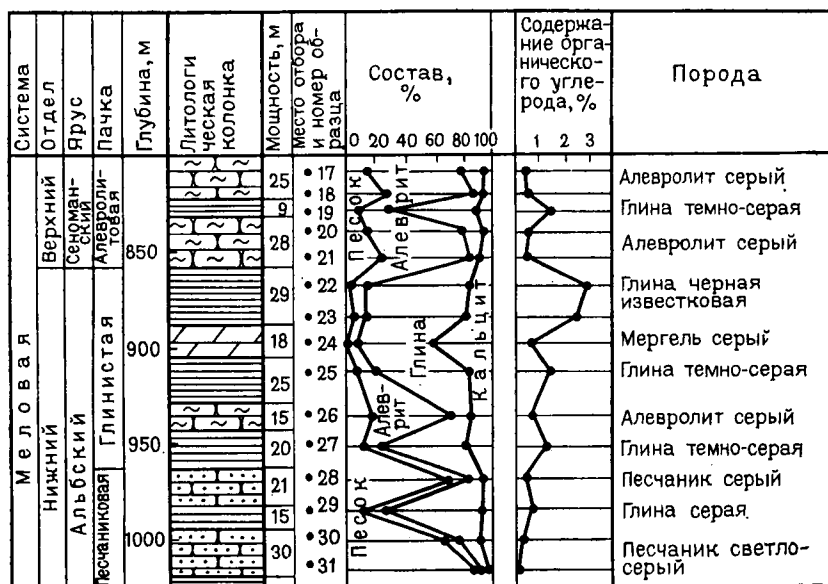


Рис. 59. Литогенетическая колонка

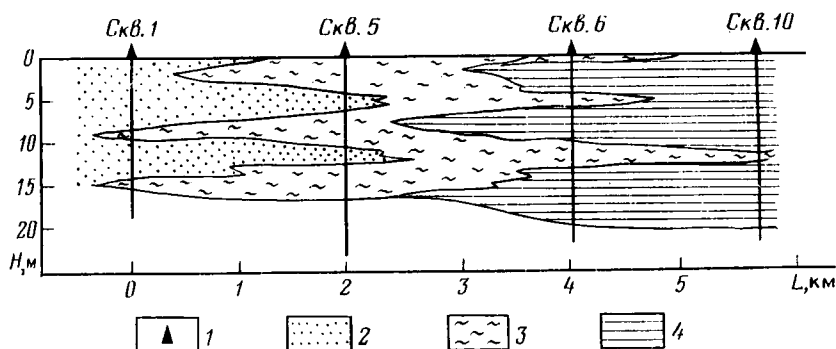


Рис. 60. Литологический профиль.

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

Литологические профили строят на базе литогенетических колонок. Кровля изучаемого осадочного комплекса изображается на чертеже горизонтальной линией. С учетом горизонтального масштаба на этой линии отмечается местоположение используемых литологических колонок. Вниз от горизонтальной линии в масштабе последовательно откладываются мощности геологических тел (пластов, слоев, линз и т. д.), а затем в соседних разрезах одноименные тела соединяют прямой линией. Если

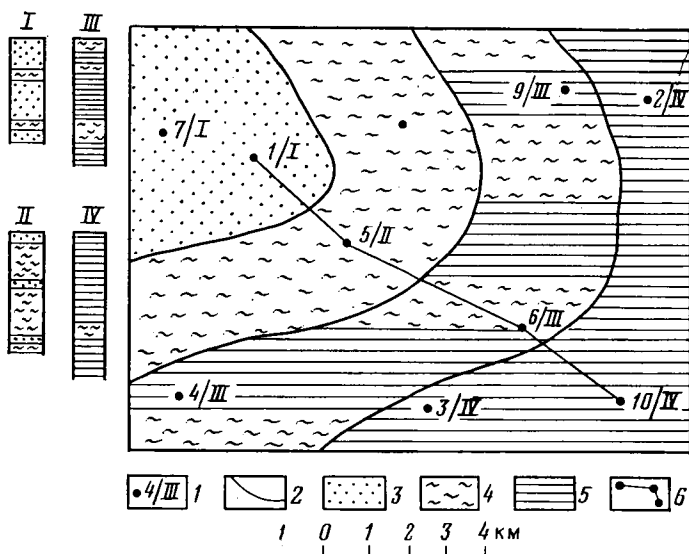


Рис. 61. Схематическая литологическая карта.

Типы разрезов: I — песчаный, II — алевритовый, III — глинисто-алевритовый, IV — глинистый; 1 — номер скважины и тип разреза; 2 — границы литологических зон; 3 — песок; 4 — алеврит; 5 — глина; 6 — линия литологического профиля (для рис. 65)

есть возможность, то конфигурация геологических тел (в разрезе) уточняется, например, за счет обнажений. Условными знаками изображается состав пород в колонках (на профиле) и между ними. Литологические профили на чертеже должны быть ориентированы и кроме того их положение показывают на карте или схеме (рис. 61). Южные и западные направления принято располагать в левой части рисунка, северные и восточные — в правой.

Карты распределения компонентов или изменения свойств осадочных пород предназначаются для наглядного изображения особенностей распределения составных частей или изменения свойств осадочных пород какого-либо геологического (литологического) подразделения в пределах заданной территории. Для составления карт аналитические данные определенным образом подготавливают. По каждой скважине или обнажению определяют среднее содержание искомого компонента или среднюю величину физического параметра в заданном геологическом (литологическом, стратиграфическом) объеме. Среднее содержание в практике работ обычно определяют как среднеарифметическое или средневзвешенное.

Среднеарифметическое представляет собой частное от деления суммарного содержания заданного компонента во всех об-

разцах исследуемого разреза на количество использованных образцов. Этот способ расчета приближенный, поскольку достоверность определения зависит от того, насколько полно учтены все разности пород в разрезе. Обычно достоверность определения повышается с увеличением числа проб, используемых для расчета.

Средневзвешенное содержание по разрезу более достоверно. Методика его расчета состоит в следующем. По составу пород в разрезе подразделения выделяют слои, измеряют толщину каждого из них и из каждого слоя отбирают образцы для анализа. При небольшой толщине слоя (до 1—1,5 м) и однородном составе отбирают 1 образец из середины слоя; при неоднородном составе пород отбирают 3 образца — из подошвы, кровли и из середины слоя. При значительной толщине образцы отбирают из кровли, подошвы, а в середине пласта или слоя через 2—3 м. После анализа образцов определяют среднеарифметическое содержание компонента в каждом слое (если было отобрано несколько образцов). С целью учета толщины слоя (пласта, пачки) умножают толщины слоев на содержания (если использовано несколько образцов, то на среднеарифметические содержания) компонентов. Полученные произведения складывают и затем делят на суммарную толщину разреза. Результат деления представляет искомую средневзвешенную величину.

Пример вычисления. Разрез состоит из трех пластов толщиной 1, 10, 3 м, из которых отобраны и проанализированы соответственно 1, 3 и 2 образца. Требуется определить средневзвешенное содержание песчаной фракции в разрезе. Содержание песка в первом пласте 90 %, в образцах второго — соответственно 60, 80 и 70 % и в образцах третьего — 85 и 75 %. Среднее арифметическое содержание песка в пластах — 90, 70 и 80 %. Произведения толщин и средних содержаний в первом пласте 90 (1×90), во втором — 700 (10×70), в третьем 240 (3×80). Сумма произведений равна 1030, а искомое средневзвешенное содержание равно 73,6 % ($1030 : 14$). Для сравнения вычислим среднеарифметическое. Сумма песчаной фракции во всех 6 образцах равна 460, делим сумму на число образцов, получим среднеарифметическое значение 76,6 %. Различие в величинах в данном случае небольшое, но если образцы будут отбираться реже (что обычно при бурении скважин), разница может существенно возрасти за счет неточности вычисления среднеарифметического значения.

Вычисленные средневзвешенные значения (а при невозможности их определить — среднеарифметические) наносятся на схему расположения скважин (или обнажений) и методом интерполяции составляется схема или карта (рис. 62).

Литологические карты представляют собой изображение территориального распространения определенных групп осадочных горных пород, участвующих в строении какого-либо стратиграфического подразделения или его части. Построение таких карт осуществляют несколькими методами. Наиболее распространены методы с выделением типов разрезов по литологическим колонкам и по треугольным диаграммам.

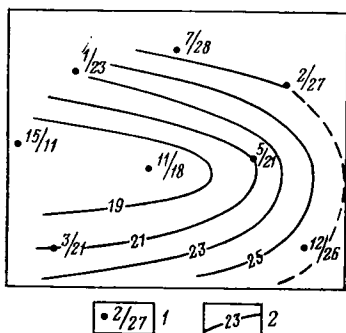


Рис. 62. Схематическая карта пористости пород условного горизонта.

1 — в числителе: номер точки опорного разреза, в знаменателе — коэффициент открытой пористости, (%); 2 — линия равных значений коэффициента пористости

Составлению литологических карт на основе литологических колонок предшествует составление литологических колонок по обнажениям или разрезам скважин, расположенным в пределах исследуемой территории. Далее выделяют характерные типы разрезов и определяют, к какому из них относится каждая из колонок. После этого на топографическую основу наносят местоположение и обозначают типы разрезов используемых скважин (или обнажений). Затем, пользуясь методом интерполяции, ограничивают области (зоны) распространения каждого типа разрезов и выделяют их условными знаками или цветом (см. рис. 61). Для большей информативности изогипсами или цифрами около местоположения разрезов показывают толщину исследуемого геологического подразделения.

Основа для построения литологических карт с использованием треугольных диаграмм — результаты гранулометрического или химического анализов пород. Результаты анализа пород в каждом из разрезов наносят на треугольную диаграмму и выделяют поля, соответствующие определенным комплексам пород. После этого наносят выделенные комплексы на топографическую основу. Дальнейшие построения те же, что и при построении карт на основе литологических колонок.

Литологические карты целесообразно строить для осадочных комплексов небольшой толщины (пачки, горизонты). Однако при ограниченных сведениях о составе пород карты строят и для более крупных подразделений, но их достоверность при этом существенно ниже.

Литологические карты позволяют получить представление о распределении типов пород, характере и направлении фациальных замещений, помогают установить положение областей сноса осадочного материала, восстановить обстановку и определить особенности рельефа дна бассейна осадконакопления, а в ряде случаев — климатические черты геологического прошлого и некоторые другие особенности седиментогенеза. Закономерности и аномалии в распространении типов пород позволяют

правильно ориентировать направление поисков полезных ископаемых на исследуемой территории. Литологические карты в комплексе с литологическими профилями оказывают неоценимую помощь при научном прогнозировании пород-коллекторов, пород экранов, а в целом природных резервуаров нефти и газа. Они также могут быть использованы при исследовании зон нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите задачи лабораторных исследований каменного материала.
2. Назовите наиболее распространенные методы лабораторных исследований каменного материала, применяемые при решении литологических задач.
3. Расскажите о графических методах изображения результатов гранулометрического анализа.
4. Каковы назначение и принципы построения литологических колонок, литологических карт и литологических профилей?

Раздел II

ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ

Глава 12

ФАЦИИ И ЗНАЧЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Слово «фация» появилось в геологической литературе практически одновременно с термином «геология». В современном понимании термин «геология» впервые был применен в 1657 г. норвежским естествоиспытателем М. П. Эшольтом в работе, посвященной крупному землетрясению, охватившему всю южную Норвегию. Слово «фация» вошло в литературу в 1669 г., когда Николаус Стено (Стенон) рассмотрел геологическое развитие Тосканы и описал шесть толщ, причем при образовании их «...Тоскана дважды была покрыта водой, дважды являлась плоской и сухой и два раза была испещрена неровностями». Каждый комплекс отложений был отмечен Н. Стеноном как фация, которая таким образом являлась прежде всего стратиграфической единицей, хотя и с определенными генетическими чертами. Через 170 лет после Н. Стенона этот термин, но уже с иным содержанием использовал А. Грессли.

В России выделение однофациальных и разнофациальных отложений и восстановление условий их образования относится к первой половине прошлого века. Термин «фация» в отечественной литературе впервые использовал Н. А. Головкинский в магистерской диссертации, опубликованной в 1865 г.

В данном разделе рассматриваются современное понимание термина «фация», главные методологические основы и приемы фациального анализа, возможности тех или иных методов, области их применения, комплекс необходимых исследований, т. е. изучаются не пути выделения отдельных конкретных фаций, а общие методы фациального анализа вообще. Поняв и изучив основные теоретические предпосылки фациального анализа, можно пользоваться многочисленной специальной литературой, где подробно описаны современные фации, методы определения различных фаций и фациальных обстановок — морских и континентальных, типа бассейна, его глубины, гидродинамики и гидрохимии. Среди этих работ можно указать книги Г. Ф. Крашенинникова (1971 г.), Д. В. Наливкина (1956 г.), Л. Б. Рухина (1969 г.), В. Т. Фролова (1984 г.), В. И. Славина и Н. А. Ясманова (1982 г.) и др. Методика изучения фаций, а также

весьма интересные материалы по этому вопросу, особенно по современным процессам и условиям осадконакопления изложены в работах зарубежных исследователей — К. Данбара и Дж. Роджерса (1962 г.), Р. Ч. Селли (1981 г.), Г. Э. Рейнека и И. Б. Сингха (1981 г.), Дж. Л. Уилсона (1980 г.), М. Лидера (1986 г.) и др.

Описывая результаты геологических наблюдений в Юрских горах А. Грессли писал (цитируется по Данбар и Роджерс, 1962 г.): «Я пришел к выводу, что в любых отложениях в горизонтальном направлении распознаются различные хорошо охарактеризованные разновидности, которые обладают устойчивыми особенностями петрографического состава, а также всего комплекса окаменелостей и подчиняются особым достаточно устойчивым закономерностям». Эту «...совокупность изменений я называю фациями, или обликом отложений». И далее: «Я думаю, что эти изменения, как петрографические, так и палеонтологические, обнаруживаемые при прослеживании отложений в горизонтальном направлении, вызваны различным местонахождением и другими обстоятельствами, которые и в настоящее время оказывают столь сильное влияние на различные роды и виды живых существ, населяющих океан и современные моря».

А. Грессли сформулировал два основных момента — в разновозрастных отложениях происходят изменения состава пород и заключенных в них фаунистических остатков и эти изменения обусловлены генетическими причинами, т. е. условиями образования осадка. Генетическое содержание понятия фации Грессли видно также по тому, что он выделяет и описывает фации литоральные, включающие коралловые и илистые фации, полупелагические, пелагические и т. д.

В дальнейшем понятие фации нередко стало употреблять в различных значениях, принимая и развивая обычно ту или иную сторону определения А. Грессли. В общем виде представления о фациях развивались в трех основных направлениях.

Большинство исследователей — Д. В. Наливкин, В. Е. Хаин, В. П. Маркевич, Р. И. Теодорович, Ю. А. Жемчужников, Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко и др. рассматривают фации как генетическое понятие, т. е. объединение отложений в фацию основано на общности физико-географических условий их образования. Правда, при этом наметилось два подхода. Одни геологи считают фациями осадки (или породы), особенности которых обусловлены физико-географической обстановкой седиментации. Другие понимают под фациями те физико-географические условия, в которых происходит накопление осадков. Д. В. Наливкин объединяет оба эти направления. По его мнению фация — «...это осадок (горная порода), на всем своем протяжении обладающий одинаковым литологическим составом и заключающий в себе одинако-

вую фауну и флору». «Фация — это не только осадочная порода, т. е. литологическое понятие, но одновременно определенная часть суши или дна моря, т. е. географическое или палеогеографическое понятие». Фация — это «... единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты, вся земная поверхность». «Существовало и существует большое число фаций, в пределах которых не отлагалось и не отлагается никаких осадков, например, пики гор и вообще все области разрушения, но нет осадка, который отлагался бы вне какой-нибудь фации» (Наливкин, 1956 г., т. 1, стр. 6—7).

Другое — относительно стратиграфическое по определению Г. Ф. Крашенинникова — направление в понимании фаций исходит из первой части определения А. Грессли, которое характеризует фации как изменение отложений по площади. Отрицание генетического значения понятия «фация» объясняется тем, что в русской и советской геологической литературе широко используется учение о «генетических типах», введенное А. П. Павловым для континентальных образований и распространенное позднее В. Т. Фроловым на морские отложения. Однако считать синонимами генетические типы отложений и фации в их генетическом значении, по-видимому, не совсем правильно (Шанцер, 1966 г.). Так, генетический тип — это совокупность «отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов» (А. П. Павлов), или «отложения, возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т. е. порожденные тем или иным доминирующим способом накопления — вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим» (В. Т. Фролов), т. е. всегда определенные комплексы осадков или осадочных пород, в то время как фации в генетическом понимании, как это рассмотрено выше, не всегда могут быть материализованы в осадках или породах. Кроме того, генетический тип может включать в себя ряд разных фаций. Например, аллювий как генетический тип состоит из русловых, старичных, пойменных и др. фаций. У аллювия горных рек и спокойных равнинных фациально различный облик. Генетический тип — эоловые пески — имеет совершенно различные фации, такие, например, как современные дюны Балтийского побережья и барханы Каракумов и Сахары (Шанцер, 1966).

С другой стороны фации могут включать в себя ряд генетических типов. Например, в фациальной зоне континентального склона развиты подводно-оползневые, турбидитные, нефелоидные и другие генетические типы. Аналогичным образом на суше в предгорьях и вообще на склонах (т. е. в определенных обстановках — фациях) формируются генетические типы коллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений. В то же время фация крутых склонов в аридной и семиаридной зоне может быть сложена одним генетическим типом — коллювием.

Поэтому, например, использование термина «коллювиальная фация» указывает не только механизм отложения вещества, но и место, обстановку и возможные латеральные замещения другими фациями, где формируются другие генетические типы отложений.

Другими словами, генетический тип определяется способом, а фации — условиями отложения. Понятия эти хотя и близки, но не равнозначны, что подробно рассмотрено В. Т. Фроловым (1984 г.). Физико-химические условия — характер среды (водный или воздушный), динамика (поступательная или колебательная, стабильная или переменная), соленость воды, температура, газовый режим, окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства и т. д. — определяют обстановку накопления. Способ осаждения вещества формально не зависит от условий. К примеру, хемогенный механизм осаждения реализуется в разных условиях, но они влияют или даже определяют состав и свойства образующихся осадков. Так, в теплых водоемах среднеокеанической солености будет осаждаться кальцит, а в резко засоленных — сульфаты или соли.

Наконец, генетический тип — понятие, не связанное с возрастом. Тот же аллювий является генетическим типом отложений в карбоне и мелу, но аллювиальная фация — это всегда часть отложений какого-то определенного возраста и выделяется как фация из комплекса одновозрастных смежных, но генетически иных отложений.

Все большее число исследователей в понятии «фация» объединяют и генетические и относительно-стратиграфические представления. Последнее, по-видимому, наиболее правильное и перспективное не только по принципу приоритета, но и по существу, так как позволяет более подробно и полно решать генетические вопросы и проводить палеогеографические реконструкции. Дело в том, что генетический смысл многих образований может быть установлен только по соотношению их с одновозрастными отложениями другого фациального типа. Убедительный пример в этом отношении приводит Е. В. Шанцер: по минералогическому и гранулометрическому составу, типу слоистости и всем существующим индивидуальным признакам эоловые пески береговых дюн озерных и морских побережий гумидно-умеренной зоны часто практически неотличимы от барханных песков пустынь, и лишь то место, которое они занимают среди соседних с ними отложений, служит безошибочным критерием отнесения их к принципиально различным фациям. В других случаях, например, при исследовании рифов, фациальные соотношения их с одновозрастными отложениями позволяют полнее понять природу этих сооружений и способствуют их поискам. Другими словами, выделение различных комплексов или зон в пределах одного стратиграфического подразделения, установ-



Рис. 63. Блок-схема основных направлений в понимании термина «фация»

ление изменчивости — не только цель фациального анализа, но и важнейший его метод, позволяющий проводить надежные палеогеографические реконструкции, в том числе в зонах, где отложения этого возраста первично отсутствуют.

Таким образом происходит закономерное возвращение к первоначальному понятию, наиболее комплексному и всеобъемлющему (рис. 63). Естественно, что прогресс геологии за прошедшие более чем полтора столетия делает это понятие более полным и несколько более широким, включающим в себя и обстановки осадкообразования, а не только осадконакопления, т. е. изучаются фации не только отложений, но и областей, где они первоначально отсутствуют. Последнее не противоречит духу понимания фации основоположником этого учения А. Грессли.

Исходя из всего сказанного в данном учебнике под фациями понимают физико-географические условия определенного времени, отличные от условий того же времени в соседних смежных районах, которые (условия) находят свое выражение в характере осадков и пород или первичном отсутствии отложений. Это определение показывает многозначность, диалектическую противоречивость и диалектическое единство данного понятия. С одной стороны фации отражают обстановки осадкообразования и изменчивость этих обстановок. С другой — фация включает в себя и сущность явления (условия, обстановки) и формы его проявления (характер отложений или их первичное отсутствие). Многозначность, полисемичность понятия, как справедливо отметил С. И. Романовский (1977 г.) заключается и в том,

что оно одновременно включает как палеогеографические (условия, обстановки), так и седиментологические (процессы, механизмы осаждения вещества) аспекты.

Современная суть понятия «фация» отражает его системность, представление о нем, как об определенной системе со своей внутренней организацией и структурой, и одновременно с особыми взаимосвязями с окружающими условиями (отложениями), без которых фация, как реальность существовать не может. Индивидуальность, обособленность фации, ее внутренняя организация определяются специфическим для данного определенного участка и относительно стабильным комплексом условий (температура, соленость, глубина, динамика и т. д.), обуславливающим единство обстановки. Геология имеет дело с вещественным выражением этих обстановок в виде относительно однородных и устойчивых в пределах тех или иных объемов свойств отложений — их состав, структура, текстура, цвет, комплекс органических остатков и т. д., которые в совокупности составляют внутренние свойства фации как материального геологического тела.

Фации включают не только обстановки, но и их изменчивость, тем самым определяются и их внешние взаимосвязи, без выявления и изучения которых нельзя познать и сами фации. Справедливо поэтому указание И. О. Мурдмаа (1987 г.) о том, что подобные взаимосвязи отражают процессы обмена вещества и энергии между фациями и что каждая фация имеет поэтому свои «входы» и «выходы» вещества и энергии. Представление о фациях как системе предопределяет и методологию их выделения и изучения.

Следует специально остановиться на вопросе об объеме фаций. Существует несколько попыток регламентировать и определить объем отложений или выделить какой-то элементарный комплекс физико-географических условий, которые отвечали бы понятию фации. При этом ряд таких объемов отложений или комплексов условий должен представлять собой набор фаций, т. е. категорию более общую, чем элементарная единичная фация. В связи с этим создаются определенные иерархии со своей соподчиненностью (фации — сервисы — нимии — формации — у Д. В. Наливкина, фации — макрофации — формации — Л. Б. Рухина и др.). Однако практически никто не смог выделить и описать элементарную, единичную фацию. И это совершенно естественно, так как в самом определении фаций объем отложений или комплекс физико-географических условий никак не регламентируются. Действительно, при исследовании крупных стратиграфических подразделений при большом временном интервале их образования можно выделить континентальные, морские мелководные и относительно глубоководные фации и т. д., но нельзя установить деталей строения отложений и условий их

образования. Например, на карте фаций меловой системы невозможно показать фацию скального берега и твердого каменного дна у побережья (хотя бы из-за многократных изменений положения береговой линии), но на карте фаций нижнего альба на относительно небольшой территории Кызыл-Кумов она прекрасно выделяется и картируется.

Следует остановиться на широко развитом за рубежом и все чаще используемом в отечественной литературе понятии «микрофация», особенно для карбонатных отложений. Согласно Э. Флюгелю, микрофация — это сумма всех палеонтологических и седиментологических показателей, которые могут быть установлены в шлифах, пленках и пришлифовках. При этом образец (шлиф, полировку и т. д.) изучают под микроскопом, биноклем, т. е. при увеличении. Выделяют основные компоненты породы (ассоциации организмов, форменные элементы, цемент и т. д.), подсчитывают их количественное соотношение. Таким образом «микрофация» практически тождественна понятию «структурно-генетический тип породы» советских геологов. В обоих случаях по характеру породы и содержащихся в них органических остатков делают определенные выводы об условиях ее образования в данном месте и в определенное короткое время. Фациальный же анализ предполагает также обязательное изучение изменчивости пород («микрофаций») и соответственно изменение условий осадконакопления по площади.

В настоящее время трудно найти геологическую работу, в которой так или иначе не применялось бы понятие фации и фациального анализа. Прежде всего, учение о фациях — это естественное введение и в то же время база палеогеографии — науки, восстанавливающей распределение суши и моря в отдельные моменты геологической истории, воссоздающей ландшафт и климатические условия древних континентов, обстановки и особенности былых морей и океанов. Физико-географические условия образования осадков, реконструируемые фациальным анализом, учитываются палеонтологами и стратиграфами при изучении остатков фауны и флоры, при корреляции разрезов, а именно: точная стратификация — надежная база всех последующих геологических построений.

Велико и прикладное значение фациального анализа, ибо без знаний условий образования осадков нельзя понять и обстановки формирования многих важных полезных ископаемых осадочного генезиса — углей, фосфоритов, солей, руд железа, алюминия, полиметаллов, редких и радиоактивных элементов, россыпных месторождений золота и т. д. Литолого-фациальные и фациально-палеогеографические карты служат научной основой прогноза осадочных полезных ископаемых, способствуют повышению эффективности их разведки и увеличению точности подсчета запасов.

Особое значение приобретают фациальные исследования в нефтегазовой геологии. Фациальное и фациально-геохимическое изучение осадочных пород позволяет выявить те отложения и зоны их развития, которые могут продуцировать и продуцировали нефть и газ, т. е. осуществлять научный прогноз перспектив нефтегазоносности новых территорий, оценивать возможные объемы генерации углеводородов, т. е. оценивать прогнозные ресурсы, в комплексе с другими геологическими исследованиями устанавливать в общей форме пути и направления миграции флюидов и выделять наиболее перспективные районы.

Литолого-фациальные исследования — основа для прогнозирования зон развития пород-коллекторов, флюидоупоров и оценки их качества. Детальные литолого-фациальные карты отдельных продуктивных пластов и пачек в пределах одного месторождения позволяют проектировать рациональную систему разработки и способствуют увеличению коэффициента нефтеотдачи — важнейшего фактора повышения экономической эффективности и комплексного использования месторождений полезных ископаемых. Фациальные исследования служат основой прогнозирования и выделения многих видов неструктурных ловушек (литологических, палеогеоморфологических), поиски которых в старых нефтегазодобывающих районах, где фонд структурных ловушек в значительной степени исчерпан, весьма актуален.

Исходя из определения фаций как обстановок, условий осадкообразования и осадконакопления, естественно, что их классификация строится прежде всего на основе подразделения этих обстановок. Так, обособляются фации морских, континентальных и переходных между ними обстановок. В пределах каждой из этих групп выделяются более дробные и детальные подразделения, которые кратко рассмотрены в следующих главах.

Вопросы для самопроверки

1. Охарактеризуйте три аспекта понимания термина «фация».
2. Сформулируйте многозначность понятия «фация».
3. В чем различия понятий «фация» и «генетический тип»?
4. Охарактеризуйте значение учения о фациях в геологии.

Глава 13

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

В современную эпоху суша, т. е. не покрытая морем часть континентов, занимает 29,2 % общей площади земного шара, в то время как лагуны и шельфовые моря лишь 8 %. Имеются

основания думать, что в течение геологической истории, по крайней мере в фанерозое, площадь ее также сохранялась достаточно значительной, сопоставимой с площадью шельфовых морей или даже большей. В то же время древних континентальных отложений в геологическом разрезе неизмеримо меньше, чем мелководно-морских. Связано это не столько с отсутствием или неразвитостью осадконакопления на суше, сколько с условиями сохранения первичных континентальных образований, их относительной эфемерностью. Другая особенность древних континентальных отложений в том, что среди них установлено непропорционально много водных—аллювиальных и лимнических образований, хотя озера, болота и реки занимают лишь малую (~2 %) часть суши. Частично это объясняется трудностями и недостаточной разработкой проблемы выделения и надежной идентификации субаэральных образований, но в значительной степени и тем, что водные отложения формируются в пониженных элементах рельефа и лучше сохраняются от денудации.

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

Столь же резко и в наиболее явном виде влияет на образование континентальных отложений климат. Он определяет формирование, мощность и тип кор выветривания и почв, степень увлажнения, наличие и характер водных артерий и внутриконтинентальных водоемов, тип и разнообразие органического мира. Наиболее разнообразны фациальные обстановки в областях гумидного климата. В аридном климате они представлены главным образом пустынными фациями с подчиненным значением озерных, к тому же достаточно специфических отложений, и редкими аллювиальными образованиями, в нивальном—практически ограничены ледниковыми образованиями. Условия осадконакопления на суше обуславливают почти исключительно кластогенный и глинистый состав образующихся здесь отложений; другие типы пород—карбонатные, сульфатные, галоидные, железистые—образуются реже и в сугубо подчиненном количестве.

Наконец, специфичен и состав органических остатков. Остатки животных организмов сохраняются и встречаются обычно

реже, чем в морских отложениях и в отличие от последних относительно чаще обнаруживаются остатки позвоночных. Зато континентальные образования чаще содержат остатки высшей растительности в виде углистых включений, линз и пластов углей.

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

§ 1. ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Элювий — комплекс сохранившихся на месте своего образования продуктов разрушения горных пород, образующихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод и жизнедеятельности организмов. Наиболее типичные представители элювия — кора выветривания и ее самая верхняя часть — почва, где в наибольшей степени происходят биохимические процессы. В случае преобладания физического выветривания элювий представляет собой комплекс разных по размеру и форме обломков материнских пород, при активном химическом выветривании происходит не только дезинтеграция исходных пород, но и, что значительно важнее, их глубокое химическое и минералогическое преобразование с обычным формированием наиболее устойчивых в термодинамических и геохимических условиях земной поверхности разнообразных глинистых минералов.

Характерная черта коры выветривания — вертикальная зональность строения, химического и минералогического составов (профиль коры выветривания), отсутствующая в породах иного происхождения и обусловленная стадийностью процессов выветривания. Нижние ее горизонты (зоны) по физическим свойствам, составу, текстурно-структурным особенностям обычно достаточно близки исходной материнской породе и связаны с ней постепенными переходами. Верхние горизонты, особенно при интенсивном химическом выветривании, по всем этим показателям резко отличаются от исходных пород и сложены главным образом глинистыми минералами. Минералогический состав, мощность, полнота развития профиля коры выветривания при прочих равных условиях зависят главным образом от климата, тектонического режима и рельефа. Наиболее глубокое выветривание — до каолинита и даже гиббсита — происходит в тропическом климате при стабильном тектоническом режиме в условиях приподнятого, но без крутых обрывов рельефа. В умеренном

климате профиль коры выветривания заканчивается гидрослюдами. В аридной зоне с щелочными условиями формируются монтмориллонит, палыгорскит и др. минералы. Обычные мощности элювия изменяются от единиц до нескольких десятков метров, в линейных корах выветривания, где инфильтрация вод происходит по зонам дробления на большую глубину, она может достигать нескольких сотен метров.

Таким образом, само наличие ископаемых кор выветривания уже указывает на континентальную обстановку, а ее детальное изучение позволяет реконструировать климатические и тектонические условия рельефа и основные происходившие тогда геохимические процессы.

§ 2. СКЛОНОВЫЕ (КОЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ) ФАЦИИ

Коллювиальные и делювиальные отложения формируются на склонах в результате обвалов, сползания, обрушения, а также перемещения обломочного материала дождевыми и талыми водами. Их образование чаще связано с областями сухого климата и незначительного развития растительности, которая укрепляет склоны и предохраняет их от разрушения. В отличие от элювия, их контакт с подстилающими породами очень резкий, вещественный состав нередко также различен и имеет больше сходства с залегающими выше по склону породами. При обвалах и осыпях более крупные обломки обгоняют мелкие, поэтому ниже по склону располагаются нередко более грубозернистые отложения, как бы нарушая ход обычной механической осадочной дифференциации (рис. 64). Это обстоятельство может служить одним из специфических диагностических показателей коллювиальных образований. При расчлененном рельефе и крутых склонах формируются грубые брекчии и дресвиты, при пологих — более тонкие песчано-алевритовые осадки. Слоистость и сортировка материала, как правило, отсутствуют или выражены чрезвычайно слабо, обломки особенно в приподошвенной части комплекса совершенно не окатаны, остроугольны. Сухость климата обуславливает частую известковистость пород. Фаунистически охарактеризованы обычно слабо. Кроме переотложенных из более древних осадочных пород могут встречаться редкие, обычно раздробленные остатки наземных животных и растений.

Поскольку коллювиально-делювиальные отложения в процессе своего развития выравнивают существующий рельеф, их мощность меняется очень резко и на коротких расстояниях, достигая максимальных значений в долинах и впадинах; на поднятиях они часто полностью выклиниваются. При этом отмечаются и отчетливо направленные изменения характера отложе-



Рис. 64. Современный коллювий.

Отчетливо видно, что крупные обломки располагаются в основании осыпи. Кавказ, Дарьяльское ущелье

ний вверх по разрезу — общее уменьшение размерности обломочного материала, появление следов окатанности, некоторой сортировки. При достаточно полной нивелировке рельефа выше по разрезу они нередко сменяются озерными отложениями с отчетливой слоистостью и заметной сортировкой обломочного материала (рис. 65).

В горных и предгорных областях, где по долинам и ущельям селевыми потоками периодически происходит резкий выброс громадных масс обломочного материала (лишь один, вызванный ливнем в марте 1938 г. грязекаменный поток вынес с гор около г. Лос-Анджелес 11,5 млн. м³ продуктов разрушения), формируются пролювиальные отложения. Весьма характерна плановая конфигурация и состав пролювия. В горах он имеет полосовидное залегание, выполняет долины и сложен грубозернистыми и совершенно несортированными отложениями, где глыбы, валуны, галька и щебень в беспорядке рассеяны в суглинках (долино-потоковый пролювий). При выходе потока на равнину он растекается по многим руслам, скорость течения резко падает и образуется веерообразный в плане конус выноса. По направлению от гор к долине, т. е. от вершины конуса к его подножию структура обломочного материала изменяется

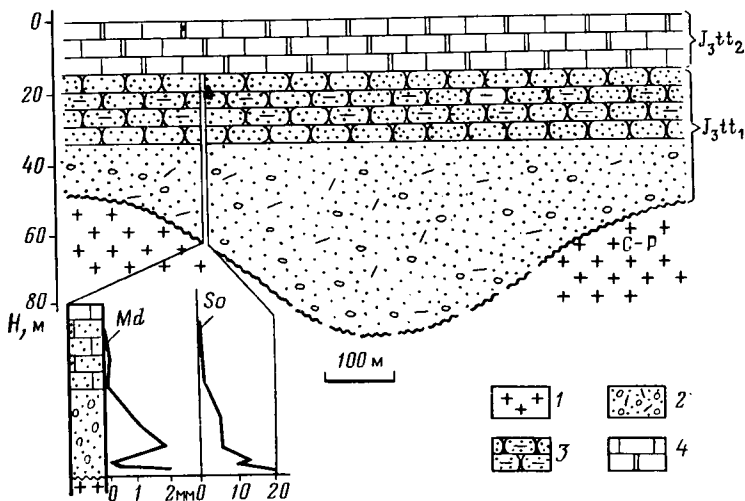


Рис. 65. Схема залегания коллювиально-делювиальных отложений нижней части красноцветной толщи нижнего титона в районе среднего течения р. Аликоновка (окрестности Кисловодска).

1 — гранитный фундамент; отложения; 2 — коллювиально-делювиальные неслоистые, грубообломочные и разнозернистые, 3 — озерные слоистые алевролит-песчаные; 4 — морские известняково-доломитовые. На врезке показано изменение медианного диаметра (Md), мм и коэффициента отсортированности (So) по разрезу — коллювиально-делювиальные отложения по сравнению с озерными более грубозернисты и значительно хуже отсортированы

от гальки и щебня с песчано-глинистым заполнением (фангломераты) до более тонких и отсортированных осадков лёссовидных супесей и суглинков. По окраинам конусов в условиях выравненного рельефа образуются соры, а иногда заболачивание с формированием торфяников. Выбросы обломочного материала происходят не постоянно, спазматически, поэтому такое осадконакопление получило название событийного (event stratification). Комплекс отложений каждого выброса отделен от нижележащего поверхностью перерыва, нередко с почвенным покровом. Все это ведет к появлению в разрезе грубой неясной слоистости — событийной цикличности с уменьшением размерности обломков к кровле. При этом характерны резкие колебания мощностей, состава и внутренней структуры отдельных циклитов, нередко срезание их друг другом, причем различное по величине в разных частях конуса.

Отдельные конуса выноса сливаются в сплошной предгорный пролювиальный пояс длиной до нескольких сотен километров и шириной до 100 км. Мощность пролювия в таких поясах достигает нескольких сотен, а иногда и тысяч метров.

Фауна в коллювиально-делювиальных и пролювиальных отложениях чаще переотложена из материнских пород. Собствен-

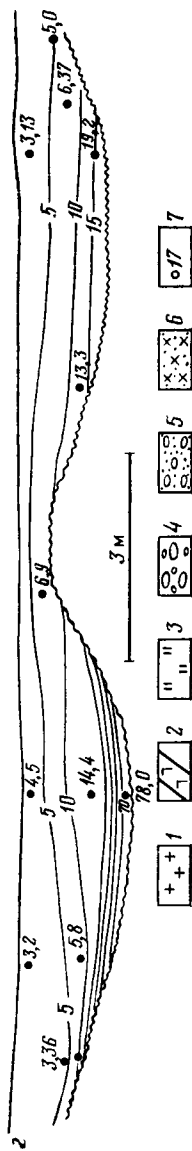
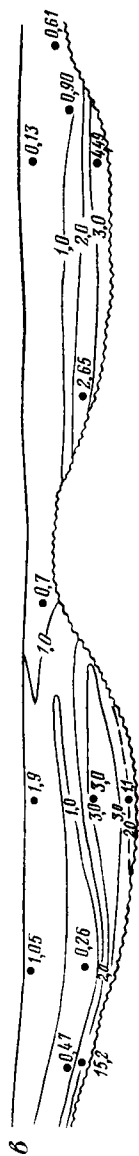
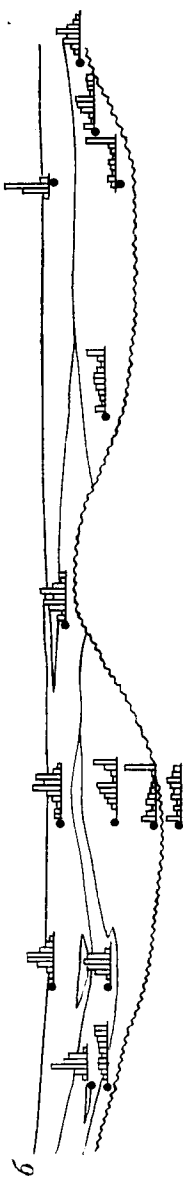
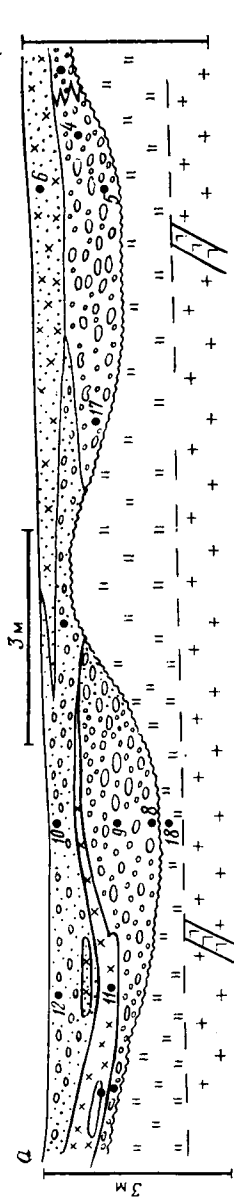
ные органические остатки представлены обычно детритом пресноводных и наземных раковин, костями позвоночных и фрагментами растительности.

§ 3. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Речные отложения относятся к числу наиболее изученных и достаточно широко развитых ископаемых континентальных образований. Наряду с собственно русловыми они включают весь комплекс отложений, формирующихся в речных долинах. В связи с этим, аллювиальные фации представляют собой весьма разнообразный комплекс пород, имеющих в сечении форму линзы с выгнутым вниз основанием и относительно плоской кровлей, «врезанной» в подстилающие отложения, на которых они залегают с отчетливым размывом (рис. 66). В плане они образуют удлиненные, относительно прямолинейные или слабо изгибающиеся полосы. Фауна в древних аллювиальных отложениях встречается не часто и представлена речными пресноводными, обычно раздробленными, формами. Более обычны



Рис. 66. Русловые гравелиты в форме линзы с плоской кровлей и выгнутой вниз подошвой, залегающие с размывом на подстилающей коре выветривания. Окрестности г. Кисловодска, J₁, длина рукоятки молотка 0,35 м.



обугленные остатки растительности и мелкие углистые включения.

В наиболее полном виде набор аллювиальных фаций развит в крупных равнинных реках и подразделяется на русловые, пойменные и старичные. Русловые фации наиболее грубозернистые в данном аллювиальном комплексе и представлены в равнинных реках обычно различными песками, иногда с примесью гравийных зерен. Степень сортировки различная, но в целом значительно выше, чем в делювиально-пролювиальных отложениях. Вниз по течению в общем случае размерность осадков уменьшается, а отсортированность возрастает. Однако одновременно с этим в алевритовых и мелкопесчаных осадках, которые в нижних течениях рек начинают выпадать из взвесей, сортировка может ухудшиться. Кроме того, впадение притоков, несущих иной по сравнению с основным руслом материал, также нарушает отмеченную закономерность. Для русловых отложений характерна достаточно правильная косая слоистость. Косослоистые серии состоят из прямолинейных слоев, наклоненных под углом 30° (диагональная слоистость) и разделенных горизонтальнослоистыми более тонкозернистыми отложениями. В поперечном сечении отдельных русел устанавливаются отчетливые изменения структуры отложений: снизу вверх уменьшается зернистость и улучшается отсортированность пород; аналогичные изменения намечаются и в направлении от центра потока к его периферии. При специальных исследованиях могут быть установлены и другие важные детали. Например, в небольших нижнеюрских руслах в долине р. Эшкакон, западнее г. Кисловодска (рис. 67) картируются более крутой правый берег и прирусловая отмель у пологого левого, сложенная более мелкозернистыми отложениями, появление в стречневой части русла перлювия (результат смещения принесенного потоком грубого материала с более тонкозернистыми продуктами размыва подстилающих отложений), устанавливаемого по аномальному уменьшению медианного диаметра, резкому ухудшению сортировки и бимодальному характеру гистограмм гранулометрического состава.

Пойменные отложения формируются в половодья при менее активной, а главное — весьма непостоянной гидродинамике.

Рис. 67. Гранулометрическая характеристика русловых отложений J_3 в бассейне р. Подкумок (центральное Предкавказье), фотография части левого русла показана на 66.

а — схематический литологический профиль поперечного сечения; б — гистограммы гранулометрического состава проанализированных образцов; слева направо показаны следующие фракции: <0,01; 0,01 — 0,1; 0,1 — 0,25; 0,25 — 0,5; 0,5 — 1,0; 1,0 — 2,0; 2,0 — 3,0; 3,0 — 5,0; 5,0 — 7,0; 7,0 — 10,0; >10,0 мм; в — схема изменения медианного диаметра; г — схема изменения коэффициента отсортированности. 1 — граниты; 2 — пегматиты; 3 — кора выветривания; 4 — конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — песчаники; 7 — место отбора образца, его номер, значение параметра. Образец 8 характеризует перлювий, образцы 11 и 14 — отложений прирусловой отмели

В связи с этим осадки обычно более тонкозернистые, менее отсортированные, намечается определенная, фиксирующая каждое половодье, повторяемость более мощных песчаных прослоев с глинистыми. Косая слоистость не выдержана, образует мелкие и изогнутые слойки; наряду с ней присутствует горизонтальная и слабоволнистая слоистость, а также рябь течений и волнений, текстуры взмучивания. Отмечаются быстрые и незакономерные латеральные замещения.

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

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

Аллювий горных рек характеризуется, во-первых, резким преобладанием собственно русловых фаций при практическом отсутствии пойменных и тем более старичных образований. Во-вторых, наличием более грубообломочного материала с преобладанием галечников, более быстрым темпом уменьшения размеров зерен, полимиктовым составом, слабой сортировкой материала и отсутствием слоистости и, наконец, прямолинейностью и более узким площадным распространением. В целом, несмотря на различные вариации, аллювиальные фации достаточно надежно восстанавливаются по полосовому распро-

странению, залеганию, в виде врезанной линзы, закономерному строению разреза и литологическим особенностям отложений.

§ 4. ЛИМНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Образование этой группы фаций происходит во внутриконтинентальных или прибрежно-морских озерах и болотах. Типы озер и болот, их размеры, формы, глубина, особенности рельефа окружающей суши, гидрологии, состав организмов и их продуктивность и т. д., а следовательно и характер осадков чрезвычайно разнообразны и зависят от происхождения озерной впадины, ее тектонического положения, климатических условий. Осадки крупных озер, да еще солоноводных, как, например Каспийского, во многом, исключая разве фауну, подобны морским отложениям, осадки мелких водоемов естественно более специфичны.

Общие признаки лимнических образований — ограниченное распространение¹, соответствующее форме озера или болота и, как правило, сравнительно небольшая мощность. В связи с этим в разрезе комплекс лимнических отложений представляет собой линзу с вогнутым основанием и относительно плоской кровлей. В плане эта линза, в отличие от аллювиальной, образует не полосу, а относительно изометричную зону и осадки часто залегают согласно на подстилающих отложениях. Обычны также фациальные соотношения с аллювиальными, пролювиальными и коллювиально-делювиальными образованиями, для прибрежно-морских озер также иногда свойственна достаточно тесная ассоциация с морскими отложениями.

Характер осадков и органических остатков в максимальной степени зависит от климатической зоны, и в меньшей степени, от рельефа берегов. В гумидном климате, где поступление метеорных и речных вод превосходит испарение, озера обычно проточные, пресные, как правило с терригенным составом осадков, причем на площади, с учетом внутренних течений и рельефа дна, они распределяются зонально по законам механической осадочной дифференциации. В равнинных озерах преобладают песчано-алеврито-глинистые осадки, в горных появляется и более грубый материал, но, судя по неогеновым и четвертичным озерам (образования более древних горных озер пока достоверно не установлены), он располагается преимущественно в достаточно узкой прибрежной полосе. Для осадков в целом харак-

¹ Установлены ископаемые озера, площадь которых достигала 130—260 тыс. км², т. е. понятие «ограниченное распространение» относительно. Большинство из озер имеет и имело ранее меньшие площади.

терна сравнительно хорошая сортировка, наличие правильной, часто тонкой слоистости, иногда — в прибрежных зонах — знаки ряби и неотчетливая косая слоистость.

Несмотря на малую общую соленость, в ряде случаев озерные воды настолько жесткие, что происходит осаждение кальцита, а в ряде случаев и высокомагнезиального кальцита и протодоломита. Современные известковые осадки известны, например в таких озерах влажной зоны, как Цюрихское и Мичиган, магнезиальные соединения — в оз. Балатон, известковые накопления «гажа» изучены в послеледниковых озерных отложениях Ленинградской области, пермские озерные известняки известны около Воркуты. В некоторых озерах — ряд озер Северной Америки, Франции, Швейцарии, побережья Белого моря в СССР, широко развиты диатомеи, что ведет к формированию достаточно мощных (до 5—15 м) отложений диатомита. Скорость его накопления достигает 3—10 см в столетие. В целом карбонатные и кремнистые породы вероятно все же более редкие компоненты озерных отложений по сравнению с песчано-глинистыми. Кроме основных осадков в озерах могут образовываться вивианит, сидерит и гидроксиды железа (озерные бобовые руды).

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

В обстановке аридного климата, когда поступление вод невелико и часто не компенсирует испарение, формируются бессточные озера с повышенной минерализацией. В отличие от озер гумидной зоны, здесь, наряду с терригенной, идет, иногда и преобладает, хемогенная седиментация. В семиаридных зонах на ранних стадиях засоления осаждаются известняки и доломиты (современное оз. Балхаш, верхнеюрское озеро в районе хребта Каратау и др.), идет образование магнезиальных силикатов типа палыгорскита-сепиолита. При большей аридизации концентрация солей возрастает настолько, что становится возможным накопление чрезвычайно растворимых солей — гипсов и ангидритов, хлоридов, троны и т. д.

Небольшие резко засоленные, часто эфемерные и пересыхающие озера, располагающиеся в пониженных участках пустынных ландшафтов, в которых формируются соленосные осадки, называют «плайя». Поступление в них солей происходит частично и за счет подпитки грунтовыми водами. Считается, например, что залежи троны в озерной формации Грин-Ривер связаны именно с плайевыми обстановками.

К группе лимнических фаций относятся и болотные отложения. В осадках болот преобладают накопления торфа (впоследствии переходящего в уголь), кроме того присутствуют глинистые осадки, преимущественно каолинитового состава, а в от-

дельные периоды и песчано-алевритовые, как правило, с обильными остатками растений. Торфяники часто залегают на озерных отложениях или ископаемых почвах.

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

В озерах часто идет накопление органического вещества иного типа — сапропелевого. Олиготрофные озера — обычно крупные и глубокие, с равномерно насыщенными кислородом водами, но содержащими мало минеральных и питательных веществ и планктона. Как правило, имеют осадки с малым содержанием органического материала. Эвтрофные озера обычно не очень глубокие, хорошо прогреваются летом, богаты питательными веществами и планктоном, отличаются высокой биологической продуктивностью. В таких озерах имеются благоприятные условия и для консервации образующегося органического материала. При сравнительно малой гидродинамической активности летом отмечается резкое кислородное и температурное вертикальное расслоение с дефицитом кислорода в придонном слое. Зимой при замерзании озера поступление кислорода еще более ограничивается. В результате в илу, а часто и в придонном слое возникает восстановительная обстановка и поступающий сюда органический материал подвергается анаэробному разложению, гниению с образованием гиттии — органо-минерального ила с высоким содержанием органического вещества, достигающим 50, а иногда и 80 % массы сухого осадка. Исходный состав органического вещества, богатого белками, углеводами и жирами, способствует дальнейшему преобразованию этих осадков в сапропелиты или битуминозные сланцы (верхнемезозойские отложения межгорных впадин Забайкалья и других районов Центральной Азии, эоценовая формация Грин-ривер запада США).

Обычные мощности озерных и болотных отложений не превышают нескольких десятков метров, однако известны и длительно существовавшие водоемы, расположенные в интенсивно погружающихся регионах, где мощности отложений резко увеличены.

§ 5. ЛЕДНИКОВЫЕ ФАЦИИ

Ледниковые отложения формируются в областях материкового и горного оледенения. Собственно ледниковые образования — морены; водно-ледниковые — флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения (рис. 68). Морены образуются из материала, принесенного ледником и оставшимся на месте его

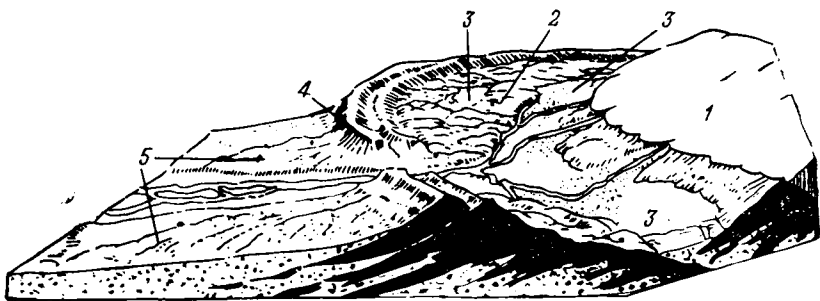


Рис. 68. Схема размещения фациальных комплексов ледниковых отложений (по Г. Фите, О. Вагенбрету, 1960 г.).

1 — лед; 2 — донная морена; 3 — ледниковые озера; 4 — конечная морена; 5 — зандровые отложения

таяния. В общем случае это несортированные или очень слабо сортированные неслоистые отложения, состоящие из различных по размеру валунов, глыб, сцементированных песчано-глинистым материалом. Петрографический состав обломков чрезвычайно разнообразен и, наряду с местными породами, захваченными ледником при его перемещении, в значительном количестве имеется петрографически совершенно чуждый и принесенный издалека материал. Характерны также своеобразная штриховатость и полированность отдельных валунов. Ископаемые морены называют валунной глиной, или тиллитами (иногда микститами).

Непосредственно у внешнего края ледника многочисленные, не имеющие собственных долин ручейки или речки талых вод выносят и в пределах зандровых равнин переоткладывают материал и конечноморенные накопления. Эти флювиогляциальные отложения представлены вначале несортированными породами, грубо-, правильно- и часто линзовиднослоистыми. Несколько дальше лучше отсортированные, преимущественно песчаные отложения с текстурами течений. При дальнейшем удалении от ледника поверхностный сток постепенно приобретает упорядоченный характер, текущие воды локализуются в долинах, т. е. превращаются в реки, и флювиогляциальные отложения замещаются аллювиальными. В отдельных депрессиях и при наличии локальных подпоров образуются озера, где идет накопление лимногляциальных отложений. Они характеризуются более тонкозернистым составом, наличием тонкой горизонтальной слоистости. Типичный пример подобных осадков — ленточные глины.

Мощности четвертичных ледниковых отложений Европы составляют обычно несколько десятков метров, однако при за-

полнении впадин они возрастают до 150—200 м. Мощность тиллитов Южной Африки определена в 300, а местами возможно и в 600—800 м. Ледниковые отложения четвертичного возраста широко развиты в пределах континентов северного полушария, остатки пермо-карбонového оледенения известны в пределах Гондваны, раннеордовикского — в Северной Америке. Кроме того, горизонты тиллитов отмечены еще на ряде стратиграфических уровней, включая ряд комплексов в протерозое.

§ 6. ЗОЛОВЫЕ ПУСТЫННЫЕ ФАЦИИ

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

В современных условиях пустыни занимают почти пятую часть суши. Они нередко занимали обширные пространства и в прошедшие геологические эпохи, наиболее известная из которых пермо-триасовая (новый красный песчаник Западной Европы).

Комплекс пустынных фаций достаточно разнообразен и включает золовые отложения, образования соляных озер, каменистых пустынь, отдельными полосами в них проникают аллювиальные осадки. Поскольку некоторые из этих фаций рассмотрены ранее, остановимся лишь на золовых образованиях, которые, хотя и занимают лишь пятую часть современных пустынь, но весьма характерны для них. Эти песчаные моря получили название эргов.

Золовые отложения представлены практически исключительно песками (песчаниками) и крупнозернистыми алевритами (алевролитами). Известны случаи, когда ветер переносит обломки размером до 1 см, но зерна крупнее 5 мм в золовых осадках чрезвычайно редки, и в 90 % золовых песков их диаметр находится в пределах 0,15—0,25 мм. Глинистый материал практически отсутствует. По своему происхождению большая часть золовых песков — продукт перевевания осадочных отложений различного генезиса (речных, делювиально-пролювиальных, озерных или прибрежно-морских), содержащих определенное количество песчаного материала, прошедшего в той или иной степени водную переработку. Золовые пески, образующиеся за счет дефляции изверженных пород, крайне редки.

Для золовых отложений в целом характерна наилучшая среди других фациальных типов песчаных осадков отсортированность и окатанность зерен. Поверхность зерен либо блестящая, полированная, либо рябая; матовые зерна с раковистым изломом встречаются редко. Уменьшается количество легко

истираемых минералов (гипс, роговая обманка, пироксены, полевые шпаты, эпидотит) и относительно возрастает число устойчивых к механическому воздействию (кварц, гранат, циркон, силлиманит, магнетит), практически отсутствуют слюды. Это ведет к сокращению общего набора минералов.

Текстура пустынных эоловых отложений разнообразна. Отмечаются как не слоистые породы со слабо выраженной косой слоистостью с пологими волнистыми слоями, углы падения которых постепенно меняются, так и отчетливо горизонтально или весьма часто косослоистые отложения. Мощности косых серий могут меняться от сантиметров до многих метров, а углы падения достигать 30—34°. Ориентировка косых слоев и их серий либо относительно постоянная, однонаправленная, либо разнонаправленная, когда серии взаимно перекрещиваются и срезают друг друга. Размеры зерен при хорошей сортировке в смежных пропластках могут резко отличаться. Глинистые пролои редки и обычно связаны с временным наличием водных условий.

Очень характерны для эоловых образований специфические формы рельефа, которые часто захороняются и описаны также в древних отложениях. Они имеют форму ряби, но чрезвычайно разного масштаба. Прежде всего это *эоловая рябь*, которая относится к обычным текстурам поверхности слоев. Длина волны их обычно в пределах сантиметров и первых десятков сантиметров (очень редко до 20 м), и высота от нескольких мм до 1 м (в наиболее крупных формах). Следующие по масштабу формы — *дюны и барханы*, высота которых достигает 50 м, а длина волны до 500 м. Наконец, известны гигантские волнообразные формы — *драа*, длина волны которых достигает 650—4000 м, а высота 400 м. Чрезвычайно важно, что эти три формы не переходят одна в другую, а представляют собой отчетливо дискретные образования (рис. 69). Ориентированы они обычно перпендикулярно направлению ветров, что, наряду с замерами ориентировки косой слоистости, позволяет восстанавливать направление преобладающих ветров.

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

Разнообразие фациальных комплексов в континентальных обстановках обуславливает и разнообразие связанных с ними полезных ископаемых. Чаще всего здесь разрабатываются строительные материалы. В ряде случаев в озерных и аллювиальных отложениях образуются кварцевые пески — сырье для стекольной промышленности, в корах выветривания и делювии — высококачественные огнеупорные и керамические глины. В аллювиальных, озерных, а иногда и других континентальных об-

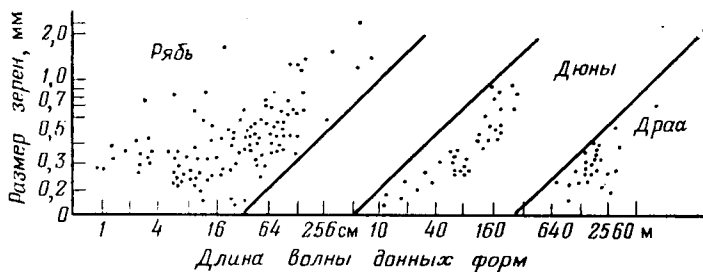


Рис. 69. Дискретность различных эоловых форм (по М. Лидеру, 1986 г.).

разованиях образуются россыпные месторождения; в корях выветривания, озерах и аллювии формируются бокситы, руды железа, марганца, меди, никеля, кобальта. Лимнические, а иногда аллювиальные и пролювиальные отложения содержат угли и горючие сланцы, в озерных отложениях разрабатываются магнезит и гидромагнезит, различные соли, диатомиты. Песчаные отложения ряда фаций, особенно аллювиальных, реже эоловых и флювиогляциальных, нефтегазоносны. Нельзя не отметить и такой ценнейший продукт континентальных обстановок, как почвы, обеспечивающие возможность сельскохозяйственного производства, само существование растительного и животного мира и являющиеся одновременно продуктом жизнедеятельности организмов.

Вопросы для самопроверки

1. Какова общая специфика континентальных обстановок и их отложений?
2. Перечислите основные фациальные комплексы континентальных обстановок.
3. Расскажите о морфологических и литологических характеристиках аллювиальных и лимнических отложений.
4. Каковы литологические особенности склоновых и эоловых отложений?
5. Назовите основные полезные ископаемые континентальных фаций.

Глава 14

МОРСКИЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Океаны и моря занимают сейчас $3,61 \cdot 10^8$ км², что составляет 70,8 % площади земного шара. Судя по некоторым реконструкциям, в отдельные геологические эпохи их площади были даже более значительны. Уже это определяет то обстоятельство, что в геологических разрезах явно преобладают морские

отложения. Кроме широкого развития морей этому способствует также то, что морские обстановки (моря и океаны) — это преимущественно области накопления осадков. Однако в морях и океанах существуют участки, где осадконакопления не происходит, имеются даже зоны денудации, но определяют специфику этих обстановок условия накопления осадков. Более того, в отличие от континентов, где осадки в значительной мере эфемерны и часто не сохраняются в ископаемом состоянии, условия сохранения морских отложений неизмеримо выше.

Другая особенность морских обстановок — их несравненно большее, чем в континентальных условиях, постоянство. Наибольшей контрастностью отличается лишь непосредственно прилегающая к суше узкая прибрежно-морская полоса, на большей же части морских обстановок условия относительно стабильны на значительных пространствах и меняются не столь резко, как на континенте.

Источники поступления осадочного вещества в морские водоемы различны. Главную массу обломочного материала (22,4 млрд. т/год в современных условиях) поставляют континенты. Второй источник осадочного материала — вулканические извержения, которые наряду с твердыми продуктами — лавами, пеплом, туфами (3 млрд. т/год), выносят огромные количества газообразных и жидких веществ. Третий источник осадочного обломочного материала, значение которого стало выясняться лишь в последние годы, — разрушение твердых коренных пород морского дна; этот материал получил название эдафогенного и является определенным подводным гомологом терригенного наземного вещества. Он развит в основном в активных тектонических зонах океана — срединно-океанических хребтах, островных дугах, глубоководных желобах.

В результате смешения растворенных веществ, приносимых с суши ($\sim 3,2$ млрд. т/год) и поступающих при извержениях, а также газового обмена с атмосферой, создается своеобразная и очень важная гидрохимическая система — морская вода, причем по современным представлениям ее катионный состав определяется в основном континентальным сносом, а анионный — вулканическими преимущественно подводно-морскими эксгалляциями. Замечательное свойство этой системы, несмотря на разнообразие типов водоемов, условий поступления в них материала, климата, органической жизни — практически постоянное соотношение в ней основных компонентов ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$; $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$ и т. д.), причем лишь шесть ионов: Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} составляют в сумме 99 % массы всех растворенных в океанической воде соединений.

Обстановки и механизмы механического, хемогенного и биогенного накопления материала, поступающего тем или иным путем в Мировой океан, зависят от типов водоемов, условий их

питания, нахождения в той или иной климатической зоне, наличия течений и их характера, физических и химических свойств морской воды, органической жизни и т. д. Водоемы Мирового океана по соотношению их с сушей подразделяются на несколько типов. Моря средиземные или внутренние (современные примеры которых Балтийское, Черное, Красное моря и др.) почти полностью окружены материковой сушей и связаны с океаном одним или несколькими проливами. Они характеризуются слабыми приливами, часто отличной от океана соленостью. Воздействие материкового сноса сказывается в них максимально. В процессе геологического развития эти моря нередко теряют связи с океаном и превращаются в громадные озера со специфическим гидрохимическим режимом и соответствующими осадками (соленые озера на месте современного Средиземного моря в позднем миоцене, современное Каспийское море).

Моря окраинные или краевые располагаются между материками и океанами. Влияние континентального сноса в этих водоемах меньше и в значительной степени одностороннее, зато связи с Мировым океаном свободные, что обуславливает среднеокеаническую соленость, соответствующий состав органического мира, часто сильные приливы и т. д. В одних случаях окраинные моря непосредственно открываются в океан и иногда называются заливами (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Бенгальский залив), в других — отделены от него островами, подводными возвышенностями и т. д., что однако не нарушает свободного водообмена с океаном (Охотское, Карибское моря и др.).

Наконец, особая область седиментации — собственно океаны, где влияние континентов сказывается в наименьшей степени и часто опосредствовано, но в значительной степени возрастает значение осаднения собственного океанического вещества. Так только органогенные (известковые и кремнистые) осадки покрывают не менее 50,9 % площади дна Тихого океана и 74,2—74,7 % Атлантического и Индийского океанов.

Другая важная особенность водоемов, определяющая обстановку и условия осадконакопления — форма его вертикального сечения. Известны в настоящее время и широко были развиты в прошлом плоские, мелководные моря с выровненным дном (Северное, Лаптевых, Азовское моря). В противоположность им существуют моря с глубоководной котловиной, окруженной узкими шельфами (Японское, Черное моря, Мексиканский залив). Плоские моря обычно располагаются на платформах и омывают невысокий, сглаженный континент. Котловинные моря чаще (но не всегда!) локализуются в геосинклинальных областях и обрамляются горной сушей.

Важный фактор фациальных обстановок — волнения и разного рода течения (приливно-отливные, вдольбереговые, океанические глубоководные и поверхностные, циркуляционные вертикальные, гравитационные, мутьевые и т. д.), которые обуславливают разнос поступающего в водоемы материала и его отложение.

Физические свойства морской среды — температура, давление, прозрачность и т. д., во-первых, влияют на характер — количество и разнообразие — органической жизни, которая непосредственно способствует осаждению многих компонентов из морской воды, а также обуславливает геохимическую обстановку среды, определяющую возможность образования и осаждения ряда минералов. Во-вторых, они влияют на газовый состав морской воды и тем самым опять на развитие организмов и на возможность растворения или осаждения некоторых соединений. Наибольшее значение в этом плане имеет карбонатное равновесие: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 \downarrow + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \uparrow$.

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

При средней океанической солености все основные соединения, находящиеся в растворе, кроме карбоната кальция, далеки от предела насыщения и для их осаждения должны возникнуть специфические условия. Поэтому наличие этих соединений (сульфатов, галоидов, сульфидов и т. д.) в древних отложениях помогает восстановлению таких обстановок.

Большое влияние на характер осадков оказывает положение водоема в той или иной климатической зоне. Прежде всего оно обуславливает температуру воды (во внутренних морях и ее соленость), а отсюда и комплекс организмов, в том числе порообразующих, в частности с кремневым или карбонатным скелетом. Кроме того, глобальная климатическая зональность определяет состав поступающего с прилегающих материков материала. В связи с этим климатические типы литогенеза, установленные Н. М. Страховым на континентах, позднее Л. П. Лисициным, распространены и на океанические акватории.

До недавнего времени подразделение морских фаций проводилось на базе батиметрии с использованием гипсографической кривой. Таким путем выделялись фации неритовые, батинальные и абиссальные. Широкий разворот океанологических исследований показал недостаточность и несовершенство этого принципа. Дело в том, что абсолютная глубина определяет лишь две фациальные границы — предельную глубину активного волнового воздействия (порядка — 50—70 м, реже, в условиях катастрофических штормов — до 100 м) и критическую глубину накопления карбонатов, т. е. глубину, где из-за высокого давления

и низкой температуры в воде содержится много углекислоты, которая обуславливает интенсивное растворение поступающего сюда планктонного карбонатного материала — накапливающиеся осадки содержат не более 10 % карбоната кальция, при этом абсолютная цифра в разных океанах и разных их частях колеблется от 3,5—4 до 5 км и более.

Значительно большее значение имеют относительная глубина, точнее — перепад глубин, определяющийся крупными морфоструктурными элементами Мирового океана (шельф, континентальный склон, абиссальные равнины, срединноокеанические хребты), и источник поступления осадочного материала. На этом основании в настоящее время выделяются два типа океанического седиментогенеза — приконтинентальный и пелагический. В первом превалирует осадочный материал, поставляемый с континента — главным образом, обломочный разной крупности, хотя нередко хомогенные и биогенные, особенно бентонгенные осадки, материал которых извлекается из вод бассейна. Для этой области характерна максимальная контрастность рельефа, наличие разнообразных форм переноса обломочного вещества, волновых, придонных, в том числе контурных течений, гравитационных по склонам — оползневых и обвальных, вязких и разжиженных потоков большой плотности *mass flow* (среди них выделяются потоки обломков *debris flow*, потоки зерен *grain flow*, иловые потоки *mud flow*), и жидких суспензионных (наиболее известны мутьевые или турбидитные потоки *turbidity currents*), и соответственно, большое разнообразие фаций.

Основная часть осадочного материала пелагического седиментогенеза продуцируется самой водной толщей (пелагиалью), что обуславливает преобладание биогенных планктонных осадков, а также глубоководных пелагических полигенных глин. В незначительном количестве присутствует местный обломочный материал — эдафогенный. Рельеф этой области более стабильный. В итоге обе главные фациальные области — приконтинентальная и пелагическая — резко различаются по характеру отложений, их составу, мощностям, скоростям накопления, механизмам осаждения и т. д. Не рассматривая всех отличий, отметим, что концентрации органического вещества в приконтинентальной области, по сравнению с пелагической, в 4—8 раз выше, а абсолютные массы в единицу времени, учитывая большую скорость накопления, выше на 1—2 порядка (Е. А. Романкевич).

§ 1. ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Главные факторы, влияющие на обособление и характер фаций приконтинентальной области — интенсивность поставки терригенного материала, механизмы его транспортировки и осаджения, что связано с динамикой вод и обусловлено морфологией дна водоемов, физико-географическими условиями питающих провинций, физико-химическими свойствами среды.

В современном Мировом океане установлена важная особенность поставки терригенного материала — подавляющая часть выносится немногочисленными крупными и гигантскими реками, поэтому распределяется материал относительно локально в устьях рек и их подводных продолжениях. В этой связи, наряду с поперечной к берегу фациальной зональностью, существует и вдольбереговая. Сами же поперечные к берегу ряды фаций отличны для приустьевых участков крупных рек и для участков приконтинентальной зоны, где такие реки отсутствуют. Не исключено, что подобная ситуация наблюдалась и в геологической истории. Еще одно важное обстоятельство заключается в том, что фациальные ряды несколько различны на пассивных (атлантический тип) и активных (тихоокеанский тип) континентальных окраинах.

Идеальный фациальный профиль континентальных окраин пассивного типа включает фации шельфа, уступа континентального склона, континентального подножья и абиссальных равнин. Наиболее распространенная глубина перегиба морского дна, которая принята за внешнюю границу шельфа, составляет по современным данным 130—135 м. Средняя ширина шельфа современного Мирового океана около 70—75 км, максимальная — до 1200—1300 км. Весьма широкие шельфы развиты у северо-восточных берегов Сибири, вдоль северного и восточного побережья Северной Америки, восточного побережья Южной Америки, западных берегов Европы и Африки.

Геологическое значение шельфов огромно, так как абсолютное большинство осадочных пород, слагающих геологические разрезы континентального сектора стратисферы, образовалось в неритовых обстановках. Именно на шельфах находятся основные области седиментации и концентрации осадочного материала, однако полной аналогии древних шельфовых отложений с современными не устанавливается. Дело в том, что современный шельф — образование геологически чрезвычайно молодое — за последние 16—18 тыс. лет в результате фландрской послеледниковой трансгрессии эвстатический (за счет таяния ледников) подъем уровня океана составил не менее 110—120 м. Поэтому граничная изобата нынешнего шельфа вовсе не обязательно ограничивала и древние шельфы. Кроме того, по данным К. О. Эмери, около 70 % поверхности нынешнего шельфа по-

крыто не современными, а реликтовыми осадками, отложенными ранее в условиях, отличающихся от обстановок их современного нахождения. Значительна также доля осадков, сложенных перенесенными и переотложенными продуктами размыва дна и предшествующих отложений. Это реликтово-переотложенные или палимпсестовые отложения. В нынешнюю эпоху высокого стояния материков на шельфы выносятся значительные объемы кластогенного материала, которые отсутствовали в предшествующие эпохи. В связи с этим на древних шельфах часто шло массовое отложение таких осадков, которые в нынешних условиях либо отсутствуют, либо развиты значительно меньше — карбонатных, сульфатных, галоидных и др. Все это свидетельствует о том, что особенности распределения осадков в современной шельфовой зоне нельзя непосредственно без значительных поправок использовать для объяснения распределения древних осадков.

Гипсографически единая неритовая область по условиям осадконакопления достаточно отчетливо подразделяется на две части — мелководную и относительно глубоководную. Мелководные обстановки охватывают районы шельфа с глубинами до 50—70 м и реже несколько больше. Для этих обстановок характерны две особенности. Прежде всего на открытых пространствах морей и океанов волнение распространяется практически до дна, в связи с чем осадки часто взмучиваются. Это обуславливает транспортировку большого количества обломочного материала и его сортировку. При этом отмечаются случаи перемыва отложившегося и возможно даже частично литифицированного осадка без его осушения, хотя даже сравнительно небольшие колебания уровня моря в результате тектонического подъема или эвстатического понижения могут вызывать кратковременное осушение и размыв. Поэтому в мелководных отложениях следы местных перемывов и размывов, в том числе скрытых, с параллельным напластованием, устанавливаются весьма часто. Активное перемешивание водной толщи ведет к ее насыщению атмосферным воздухом, содержащим кислород, поэтому геохимическая обстановка в придонном слое практически всегда окислительная.

Другая, чрезвычайно важная особенность мелководных обстановок — обилие и разнообразие бентосных организмов. Так как практически везде до дна проникает свет, пышно развиваются водные растения, поставляя в воду в результате фотосинтеза дополнительный кислород. Высшие и одноклеточные водоросли, являясь началом пищевых цепей, обеспечивают и обильное развитие разнообразного животного бентоса практически всех систематических и экологических групп (исключая разве специфически глубоководных, как например, рыб со светящимися органами) — подвижного и лежащего на дне, прикрепляю-

щегося, роющего и т. д. Эти организмы часто породообразующие или в значительных количествах встречаются в терригенных отложениях, в немалой степени способствуя восстановлению фациальных обстановок их накопления.

Наиболее распространенные литологические типы в мелководных условиях — мелкообломочные породы: песчаники и крупнозернистые алевролиты. Грубообломочные породы редки, отмечаются только в приграничных с прибрежно-морскими зонами участках или напротив устьев горных рек. Степень сортировки песчаников обычно промежуточная между эоловыми и пляжевыми с одной стороны и речными с другой. Глины, как правило, содержат примесь алевритовых и песчаных частиц, по составу в отличие от каолинитовых континентальных преимущественно гидрослюдистые и монтмориллонитовые. В гумидной и особенно аридной зонах широко развиты карбонатные породы — известняки и доломиты. Они в значительной степени биогенны в своей основе и состоят из остатков различных животных организмов — как целых, так и их обломков, поэтому преобладают обычно органогенно-обломочные (детритовые) разности. Распространены также обломочные карбонатные породы — известняковые песчаники и алевролиты, оолитовые и вторично перекристаллизованные породы.

Текстуры мелководных отложений обычно отчетливо горизонтально и пологоволнистослоистые, но встречаются и косо-слоистые.

На поверхностях наслоения иногда отмечаются знаки ряби, следы перерывов. Обилие донной фауны ведет к активной переработке осадка (биотурбации), которая уничтожает тонкую слоистость, способствует появлению пятнистых текстур, отмечаются многочисленные следы ползания, зарывания и прочие биогенные текстуры.

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

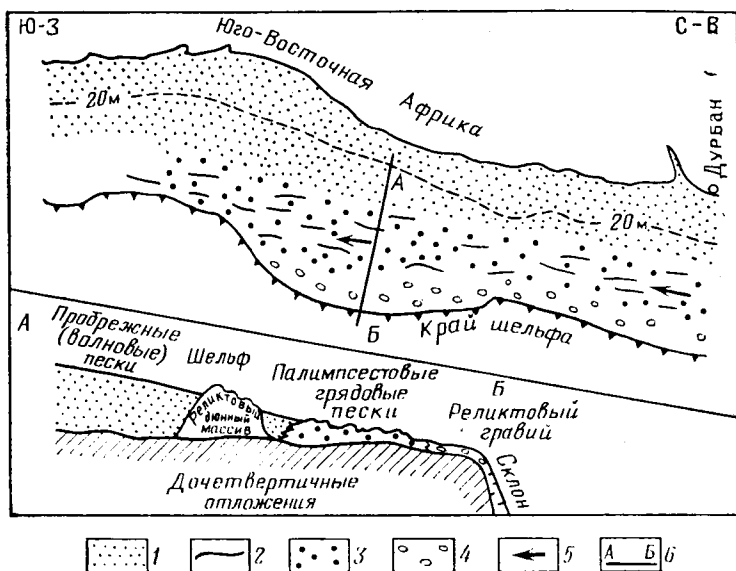


Рис. 70. Рельеф поверхности и строение покрова песчаных осадков шельфа Юго-Восточной Африки (по Б. Флемингу, 1981 г.).

1 — прибрежные волновые пески; 2 — песчаные течениявые гряды; 3 — палимпсестовые грядовые пески средней части шельфа; 4 — реликтовый гравий; 5 — господствующее направление течений; 6 — линия профиля

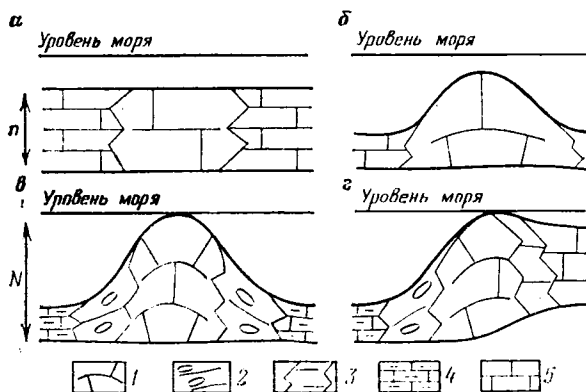


Рис. 71. Схема строения органогенных построек и рифов.

Органогенные постройки: а — биостром, б — биогерм; рифы: в — симметричный куполовидный, г — асимметричная система. Фации: 1 — ядра рифа (биогермные); 2 — предрифовый шельф; 3 — тыльно-рифтовые, 4 — относительно глубоководные межрифтовые и предрифтовые, 5 — мелководные внерифтовые (внебиогермные). Высота рифа: п — метры, реже первые десятки метров; N — десятки, сотни, иногда первые тысячи метров

на основе анализа фациальных соотношений их с вмещающими породами.

Высокая гидродинамическая активность и наличие течений в мелководной зоне, особенно на открытых шельфах, ведет к интенсивному придонному перемещению материала, который образует многочисленные аккумулятивные формы разного масштаба. На современных шельфах это чаще всего гряды палимпсестовых песков, образованные течениями и ориентированные субпараллельно их направлению (рис. 70). Высота гряд достигает 10 м и более. Пространство между ними покрыто мощными тонкозернистыми алевритами, или напротив более грубыми собственно реликтовыми песками.

Особую и важную в практическом отношении группу мелководных образований представляют органогенные постройки и рифы (рис. 71). При интенсивном локальном развитии нарастающих друг на друга каркасных, корковых и цементирующих организмов в разрезе возникает геологическое тело, сложенное скелетными остатками этих организмов и известковыми продуктами их жизнедеятельности в прижизненном положении — органогенная постройка. Если скорость образования постройки была близка или равна скорости накопления окружающих осадков иного состава или структуры, то палеогеографическая ее форма — плоское морское дно, покрытое зарослями разных организмов, а в геологическом разрезе возникает органогенная постройка в виде пласта, серии пластов или уплощенной линзы, получившая название биостром.

Если формирование постройки шло быстрее, чем накопление окружающих синхронных осадков, то в рельефе дна образуется холм, изолированная отмель, подводный выступ. В ископаемом состоянии такая постройка имеет вид выпуклой линзы и называется биогермом. При длительном развитии биогерма, когда он поднимется до уровня моря и одновременно с ростом происходит его частичное разрушение волнами, возникает подводная или надводная скала, окруженная продуктами своего разрушения, — риф. Таким образом риф — это сложное геологическое образование, возникшее в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов (живших вблизи поверхности воды и обладавших значительным волноустойчивым потенциалом) и представляющее собой карбонатный массив, сложенный по крайней мере частично остатками организмов в прижизненном положении и продуктами их разрушения, возвышавшийся в период своего формирования над дном окружающего моря и образующий волнолом; поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, его мощность больше мощности синхронных отложений.

Рифообразование практически всегда начинается и происходит в мелководных условиях при глубинах не более первых десятков метров. Поэтому небольшие постройки — биостромы, биогермы, мелкие рифы — встречаются обычно среди мелководных отложений. Крупные же и мощные рифовые массивы залегают среди более глубоководных отложений и возвышаются над ними. Это обусловлено тем, что при интенсивном погружении из-за высокой скорости роста, рифы компенсируют его, в то время, как в окружающих зонах такой компенсации нет и мелководные отложения постепенно сменяются все более глубоководными, вплоть до батинальных.

Часто рифы возникают на локально приподнятых участках морского дна (аккумулятивных формах рельефа, тектонических поднятиях, затопленных вулканических конусах). В этом случае образуются одиночные изолированные рифы, относительно симметричные в поперечном сечении. Кроме того рифы возникают на перегибе морского дна, при смене мелководных обстановок более глубоководными. В этом случае формируются протяженные вдоль этого уступа, асимметричные в поперечном сечении рифовые системы. Как правило, рифовые обстановки характеризуются мелководностью, нормальной — средней для соответствующей эпохи соленостью, высокой средней температурой воды, ее прозрачностью, интенсивной гидродинамикой.

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

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

Органический мир относительно глубокого шельфа по сравнению с мелководной внутренней его частью, специфичен и резко обеднен. Из донных организмов чаще встречаются кремневые губки, морские ежи, одиночные, реже колониальные агерматипные кораллы, отдельные группы пелеципод, гастропод, мшанок; обильны детритофаги в том числе илоеды. Раковины даже при больших размерах тонкостенные, слабокульпированные. Зато относительно возрастает количество остатков нектонных и планктонных организмов — плавающих фораминифер, диатомей, радиолярий, птеропод, тентакулит, стилиолин, цефалопод, рыб, граптолитов, а также организмов, ведущих псевдопланктонный образ жизни (бухиол, посидоний, птерохей) и др.

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

Текстуры обычно правильнослоистые, микротекстуры — особенно у глинистых отложений тонко- и правильнослоистые, листоватые. Поскольку в относительно глубоководных условиях внешней части шельфа имеются благоприятные условия для захоронения органического вещества, в случае активного развития в водной толще организмов (преимущественно планктонных), отложения этой фациальной зоны содержат большое количество органического материала, вплоть до образования горючих сланцев. К числу таких отложений относится, например доманик франского яруса восточной части Русской платформы, возможно кукерситы ордовика Прибалтики.

Несколько иной характер фаций у внешнего края шельфа в зоне перегиба его к склону. Здесь вновь усиливается гидродинамическая активность придонных течений за счет воздействия динамики открытого океана. Это ведет к размыву части отложений, резкому погрубению осадочного материала, в частности за счет выноса тонкозернистых частиц (см. рис. 70). Среди фауны преобладают прикрепляющиеся фильтраторы —

губки, мшанки, коралы, баянусы и др. При отсутствии терригенного сноса в тропических широтах могут возникать рифы, формирующие протяженные рифовые системы.

Фациальные особенности континентального склона определяются высокой контрастностью рельефа, большими перепадами глубин и крутизной склонов, преимущественно односторонним и часто весьма интенсивным привносом терригенного материала, изменчивостью гидродинамического режима и его контрастностью, повышенной в связи с активным перемешиванием воды, биологической продуктивностью и, соответственно, усиленной поставкой в осадок органического вещества, а часто и биогенных кремнезема и карбоната.

В зонах с интенсивным терригенным питанием, особенно около устьев крупных рек, формируются, в основном разнообразные терригенные осадки. В тропических и субтропических широтах при ограниченном поступлении обломочного материала увеличивается количество карбонатных, чаще мергельных, осадков. В относительно высоких широтах в этом случае формируются кремнистые и кремнисто-глинистые осадки. Таким образом, в пределах склона реализуются разные механизмы переноса и осаждения вещества, т. е. формируются разные генетические типы: обвальнo-оползневые; направленных вниз по склону потоков — гравититы; придонных контурных течений — контуриты; нефелониды из взвесей малой плотности; биогенные планктоногенные пелагические отложения. Вместе с тем имеются значительные по площади участки, где осаждения не происходит, а иногда отмечается размыв или перемыв более древних отложений.

Большое значение в этой фациальной зоне имеют различного вида гравитационные потоки. Они формируют важную группу подводно-склоновых отложений, куда входят обвальнo-оползневые образования, отложения высокоплотностных и турбидитных течений. Для устойчивого и длительного действия таких потоков необходимы его локализация в определенных рамках, какими являются отрицательные элементы рельефа подводного склона — глубоководные каньоны, которые представляют собой узкие ущелья с крутыми склонами, врезаемые в коренные породы континентального склона перпендикулярно к последнему и начинающиеся часто уже на шельфе (рис. 72).

Обломочный материал поставляется к истокам каньонов из устьев рек, подводным продолжением которых каньоны нередко являются, или вдольбереговыми течениями и устремляется вниз по каньону со скоростями до 0,5—2,0 м/с. Каньоны служат главным образом зонами транзита, но и в них происходит накопление осадков: на склонах — оползневых и обвальных; на дне — обычно песчаных, приносимых этими течениями. В моменты ослабления течений, обычно на стадии трансгрессий, гидроди-

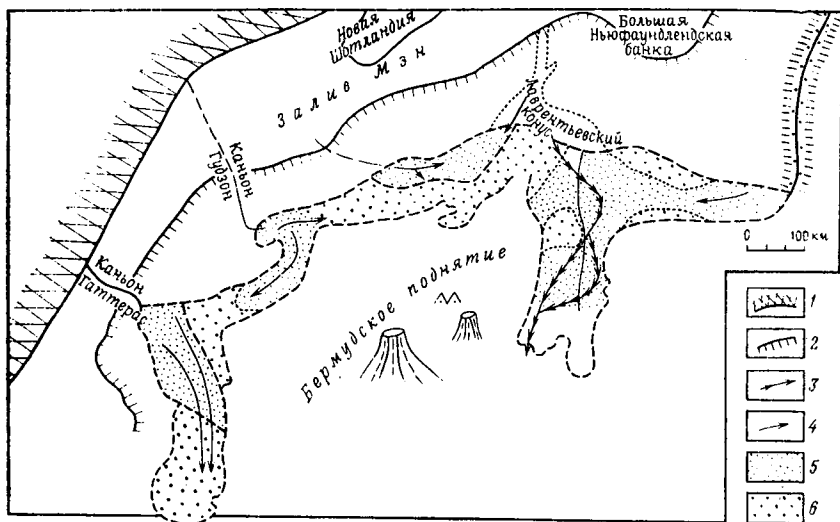


Рис. 72. Схема распределения донных осадков Атлантического океана у северо-восточных окраин США (по Д. Хорну и др., 1971 г.).

1 — суша; 2 — внешняя граница шельфа; 3 — предполагаемый маршрут турбидитного потока 1929 г.; 4 — предполагаемые маршруты турбидитных потоков; 5 — пески; 6 — алевриты

намика резко ослаблена, осаждаются пелагические и гемипелагические, весьма тонкозернистые осадки путем гравитационного осаднения взвесей малой плотности (нефелоидная седиментация). Большая часть обломочного материала выносится к устью каньона, где у основания склона и на прилегающих равнинах образует глубоководные конуса выноса — своеобразные подводные гомологи предгорных пролювиальных конусов выноса. По особенностям рельефа и условиям осадконакопления эти конуса делятся на три части (рис. 73). Верхний конус имеет в плане полукруглые очертания и неровную выпуклую поверхность с четкой одной центральной или несколькими долинами, ограниченными прирусловыми валами. Отложения весьма разнообразны и меняются от грубых песчаников до тонких илов; нередки аккумулятивные формы. Средний конус — с мелкобугристой выпуклой поверхностью, отдельными аккумулятивными лопастями и системой разветвленных русел, местами ограниченными прирусловыми валами. Отложения, как и в верхнем конусе, представлены песками, алевритами и глинами, но обычно более тонкозернистыми и вне русел часто правильно тонкослоистыми. Нижний конус имеет слабовыраженную поверхность с многочисленными мелкими руслами без прирусловых валов, занимает наибольшую из трех зон площадь.

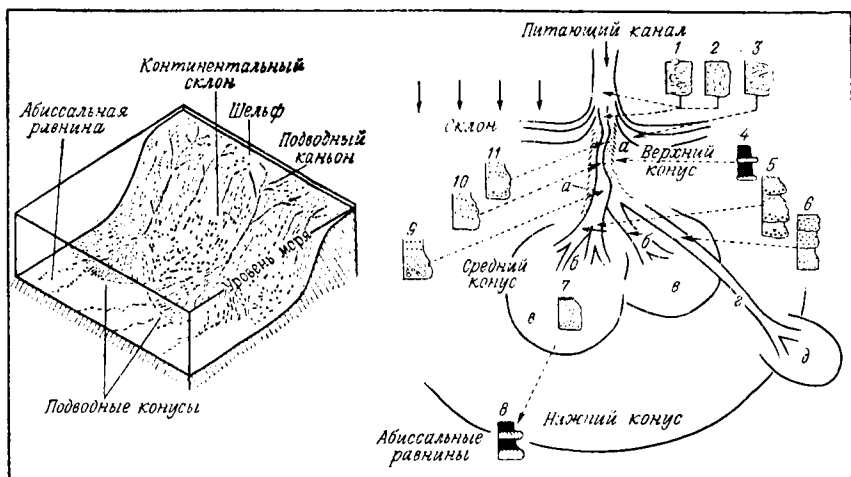


Рис. 73. Блок-диаграмма положения и модель строения подводных конусов (по Дж. Аллену, 1973 г. и Р. Уолкеру, 1978 г.).

Соотношения масштабов не соблюдены.

Литолого-морфологические элементы: *a* — террасы; *b* — разветвляющиеся русла; *в* — поверхностные языки подводного конуса; *г* — врезанный канал; *д* — новый поверхностный язык конуса. Типы отложений и характер наслоения: 1 — потоки обломочного материала (debris-flow), 2 — хаотично наслоенные конгломераты, 3 — оползни; грубо-зернистые отложения: 4 — тонкослоистые турбидиты на прирусловых валах, 5 — песчаники с галькой, 6 — песчаники массивные; 9 — переслаивание пачек с градиационной слоистостью, 10 — градиационная слоистость, 11 — градиационная и инверсионно-градиационная слоистость (уменьшение размеров обломков снизу вверх и обратно); «классические турбидиты»: 7 — проксимальные, 8 — дистальные тонкослоистые

Среди осадков преобладают тонкие илы пелагического типа; течениевые пески и алевриты располагаются только в руслах и слабо дифференцированы.

Отложения подводных каньонов и конусов выноса в последние годы привлекают пристальное внимание геологов-нефтяников. Дело в том, что в этих фациях широко развиты песчаные отложения с хорошими коллекторскими свойствами, а морфология отложений благоприятствует образованию ловушек. Так, большая часть запасов нефти бассейнов Сакраменто и Сан-Хоакин на западе США связана с отложениями подводных русел глубоководных конусов. Считается, что одно из крупнейших месторождений Мексики — Чиконтепек в штате Идальго, содержащее 14,8 млрд. т. тяжелой нефти и 1,0 трилл. м³ газа связано с турбидитами, выполняющими каньон в юрских, меловых и третичных отложениях.

Вне каньонов и конусов выноса, а это большая часть континентальных склонов и подножий, преобладают иные процессы. Здесь также имеются обвальнo-оползневые отложения и отложения потоков, но источник обломочного материала не

точечный, а линейный, и роль подобных отложений относительно мала. Отсутствие направленных течений ведет к появлению тонкой взвеси малой плотности (нефелоидной). Осаждение ее (нефелоседиментация) происходит по обычным законам гравитационного расслоения. В итоге формируются глинистые, реже алевроито-глинистые илы терригенного, планктоногенного или смешанного состава, которые покрывают более 60 % склона. При интенсивном и относительно равномерном поступлении значительных масс тонкого материала формируются мощные относительно монотонные толщи глинистых и алевроито-глинистых илов. При умеренном поступлении терригенного материала, особенно в средних широтах, наблюдаются частые чередования терригенных и планктоногенных компонентов. При этом формируются тонкослоистые отложения, например, сапропелево-глинистые илы впадины Черного моря или сапропелево-фораминиферово-кокколитовые илы Красного моря.

В целом частое развитие мутьевых суспензионных потоков определяет и широкое развитие турбидитных отложений, особенно в нижней части континентальных склонов, на континентальных подножьях и примыкающих к ним абиссальных равнинах. При этом формируются либо чисто терригенные турбидиты, либо они переслаиваются с планктоногенными отложениями.

Следующий генетический тип отложений связан с деятельностью продольных по отношению к склону придонных течений, получивших название контурных и обнаруженных относительно недавно в связи с океанологическими исследованиями. Они возникают как донное противотечение, когда холодные воды Арктического бассейна спускаются к экватору, а теплые экваториальные воды в виде теплых течений (например, Гольфстрим) поднимаются на север. При этом силы Кариолиса смещают такие течения к западу и последние локализуются у континентальных склонов и подножий.

Наиболее изучено сейчас Западное Пограничное течение вдоль восточной континентальной окраины Северной Америки, скорость которого достигает 10—50 см/с, что достаточно для переноса алевроитов и мелких песков. Аналогичное течение известно у юго-востока Африканского континента. Так как подобные течения существуют длительное время, они образуют громадные аккумулятивные формы, например, Ньюфаундлендский хребет. Он представляет собой тип косы, протягивающейся с запада — северо-запада на восток — юго-восток на расстоянии около 500 км при ширине до 250 км и относительной высоте 1,0—1,5 км. Гигантская подводная пересыпь — хребет Блейк-Багама огибает с востока впадину Блейк-Багама и имеет длину более 800 км, ширину около 100—200 км и относительную высоту 3,5 км (рис. 74). Отложения этого генетического типа — контуриты, имеют ряд характерных черт. Это обычно хорошо

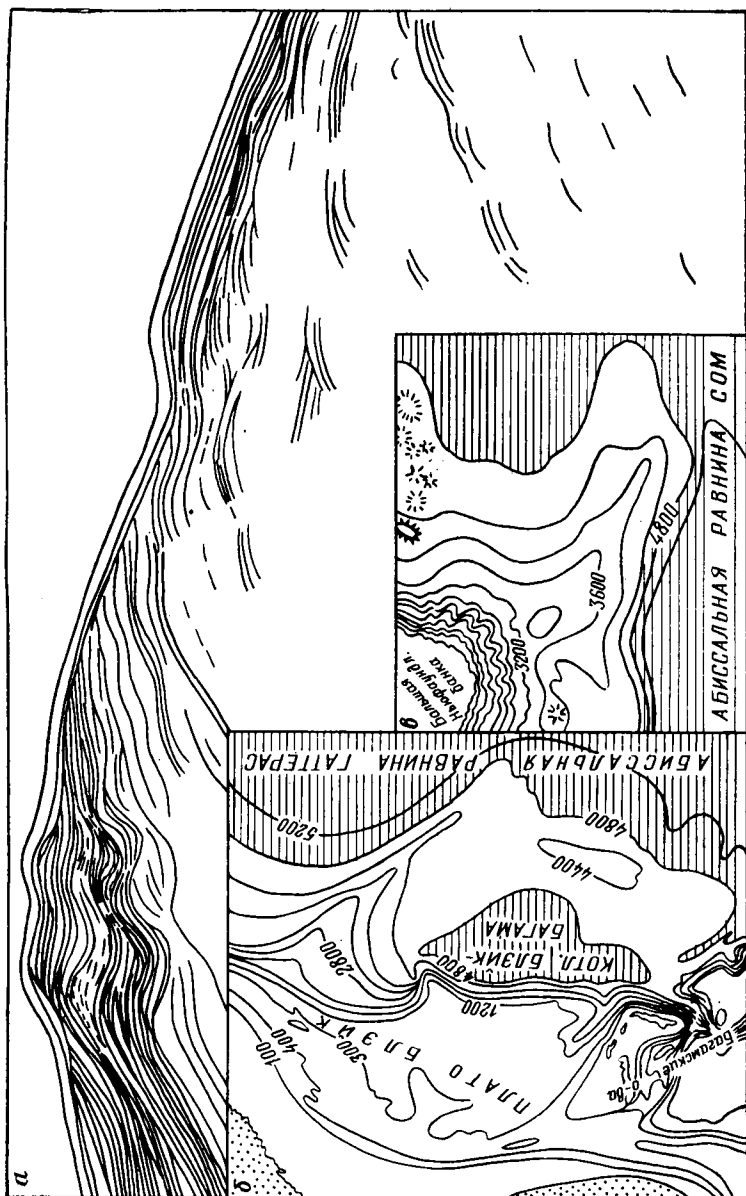


Рис. 74. Отложения контурных потоков — контуристы, образующие гигантские аккумулятивные формы, генетически связанные с Западным пограничным течением (по О. К. Леонтьеву, 1977 г.).
 а — сейсмоакустический профиль через северную часть хребта Блейк-Багама — косой и волнистый характер наложения. Схематические карты хребтов Блейк-Багама (б) и Ньюфаундленд (в)

сортированные песчано-алевритово-глинистые отложения (содержание глинистого материала в песках и алевритах не превышает 5 %) с горизонтальной и волнисто-слоистой текстурой, небольшими — до 5 см — мощностями слоев, четкими нижними и верхними границами, отчетливой ориентировкой зерен и фрагментов параллельно напластованию.

Наконец, еще один важный тип отложений в фациях континентальных подножий и особенно плоских абиссальных равнин, формирующийся в сложной гидродинамической обстановке, но при достаточно активном привносе материала — гемипелагические глины, давно описанные как синий или голубой ил. Это глинистый, преимущественно гидрослюдистый, слабоизвестковистый осадок, содержащий порядка 10 % остатков планктонных известковых или опаловых организмов, повышенные количества органического вещества (S_{org} обычно до 1—2 %), но не ниже 0,5 %). Из аутигенных минералов типичны пирит и гидроксилимит. Как правило, это достаточно выдержанные по площади отложения с однородной или слоистой текстурой, имеющей полосчатую окраску. Скорость накопления этих илов в среднем составляет 1,78 см/1000 лет (0,59 см сухого осадка). Хотя область их развития существенно меньше, чем пелагических глин, высокая относительная скорость седиментации ведет к тому, что в этом типе сосредоточена главная масса глинистых осадков Мирового океана.

Фациальные условия активных континентальных окраин более сложны, так как рассмотренный фациальный профиль окраин пассивного типа осложняется рядом таких морфоструктур, как окраинное котловинное море, островная дуга, глубоководный желоб (островодужный подтип) или континентальный склон горно-складчатого сооружения, глубоководный желоб (индийский подтип).

Фациальные обстановки окраинных котловинных морей во многом подобны рассмотренным выше приокеаническим зонам пассивных окраин. Основная особенность — наличие отделяющих их от открытого океана барьеров — островных дуг, которые являются дополнительным источником обломочного и вулканогенного материала. При этом возникает концентрическая, хотя далеко не симметричная фациальная зональность — огибание центральной части котловин. В нижних частях относительно узких шельфов и верхней части материкового склона, т. е. в примыкающей к шельфу батинальной зоне, развиты пески, иногда с гравием и галькой. Известны случаи, когда подобные осадки спускаются на глубины до двух и более тысяч метров. Ниже по склону они сменяются крупно-, а затем мелкоалевритовыми осадками. Центральные наиболее глубокие части морей покрыты глинистыми илами. Известковый материал почти исключительно планктоногенный — птероподовый, фораминиферо-

вый, кокколитофоридовый, но из-за интенсивного разбавления терригенным материалом и большой глубины водоемов карбонатность осадков невелика.

В холодноводных морях, где вместо известковых организмов обитают кремниевые, в осадок попадают опаловые раковинки диатомей и реже радиолярий. Поэтому кремнистость осадков здесь повышена, а в отдельных участках они становятся преимущественно кремнистыми (Берингово, Охотское, Японское моря). Поскольку многие современные котловинные моря располагаются в зонах активного наземного и подводного вулканизма, в составе их осадков наряду с кластогенным часто присутствует, а иногда и преобладает, вулканогенный материал. Последний наиболее развит на островодужном ограничении бассейнов. Резкая контрастность рельефа обуславливает развитие здесь турбидитов, в том числе туфо-турбидитов.

Островные дуги, располагающиеся на границе котловинных окраинных морей и открытого океана — это громадные горные сооружения, большей частью подводные. Они представляют собой весьма специфическую структурно-фациальную зону, включающую широкий набор как наземных фаций, так и морских. Собственно морские субаквальные обстановки характеризуются сложно расчлененным контрастным рельефом и высокой гидродинамической подвижностью, что определяет широкое распространение грубозернистых отложений, а также пестроту и быструю изменчивость фаций. Осадочный материал, главным образом собственный — обломочный, образовавшийся за счет разрушения постоянно растущих островов, сложенных в значительной степени относительно рыхлыми вулканическими породами, и их крутых подводных склонов, а также вулканический. В меньшей мере осаждается растворенный в воде карбонатный и кремнистый материал, причем механизм его осаждения преимущественно биогенный, хотя для ряда древних кремнистых толщ (типа яшм) возможно и хемогенный.

Субаквальные фации представлены грубообломочными гравийно-галечниковыми и песчаными отложениями полимиктового грауваккового состава, часто остаточно-перемытыми, так как тонкие фракции интенсивно вымываются и выносятся. В ложбинах склонов и у их подножий формируются вулканогенно-терригенные турбидиты, а также тонкозернистые отложения придонных течений со значительным содержанием вулканогенного материала. В мелководных зонах теплого климата нередко бентоногенные карбонатные и образовавшиеся из них детритовые отложения, а также рифы; в более глубоководных — фораминиферовые. Во всех случаях биогенные карбонатные отложения тесно ассоциируют с вулканогенными и вулканогенно-осадочными. В зонах холодного климата с вулканогенно-терри-

генным материалом ассоциируется биогенно-кремнистый — спикуловый, диатомовый, радиоляриевый.

Примыкающие к островным дугам или континентальным горно-складчатым сооружениям узкие и протяженные желоба — самая глубоководная ультраабиссальная фациальная обстановка. Морфология и положение желобов определяют их роль как последних ловушек осадочного материала приконтинентального сектора, в том числе достаточно тонкого. Громадная амплитуда и контрастность рельефа обуславливают развитие гравитационных процессов переноса и отложения. Важный фактор — придонные течения, хотя последние и менее активны, чем в окружающих более мелководных участках.

Немаловажен эоловый способ переноса, особенно продуктов вулканизма. Источники осадочного материала разнообразны — это обломочный и вулканогенный материал с суши и островных дуг, биогенный (учитывая большую глубину, обычно ниже уровня карбонатной компенсации, среди последнего преобладает кремнистый), а также эдафогенный, поскольку многие участки дна, благодаря сейсмичности и придонным течениям, не покрыты осадками, а сами служат местным источником обломочного материала.

Внутренний — приконтинентальный или приостровной — склон представляет собой серию уступов и слабонаклоненных или субгоризонтальных ступеней, причем поверхности ступеней покрыты отложениями гравитационных и турбидитных потоков, в составе которых большую роль играет вулканогенная составляющая. На краях ступеней и уступах осадкообразования не происходит, т. е. эти фации не документируются осадками. В поперечном к желобу сечении происходит дифференциация, песчано-алевритовые осадки верхней части склона постепенно сменяются гемипелагическими их основания, но глубина и тип этого перехода в разных случаях весьма различны. Дно желобов обычно покрыто глинистыми, туффовыми или кремнисто-глинистыми гемипелагическими осадками и турбидитами.

Внешний океанический склон желобов более пологий и здесь развиты обычно достаточно равномерно распределенные тонкозернистые гемипелагические и плащеобразно залегающие пелагические осадки по составу и генезису близкие к осадкам смежных пелагических областей. В относительно редких зонах придонных течений и у обнаженного дна появляются более грубозернистые остаточные осадки фаций перемыва и эдафогенного материала.

Донная фауна в приконтинентальных внешельфовых фациях, как правило, обильна, но своеобразна. На континентальных склонах обитают кремневые губки и донные фораминиферы. Ниже, у континентальных окраин, преобладают детритофаги и илоеды без твердых скелетов, поэтому в ископаемом состоя-

нии твердые остатки часто отсутствуют, но встречается значительное количество следов их жизнедеятельности.

Весьма большую роль в биосе имеют планктонные организмы, благодаря которым в осадок поступают значительные массы органического материала, поэтому многие отложения — как современные, так и древние, особенно тонкозернистые, существенно обогащены органическим веществом. Повышенное количество реакционноспособного органического вещества определяет активное развитие в диагенезе восстановительных реакций и в итоге отложения имеют серый, голубовато-серый и темно-серый цвет.

§ 2. ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Пелагические обстановки наиболее широко распространены в современных океанах и занимают около 56 % общей поверхности Земли. В придонной части здесь нет волнения и разнос осадочного материала осуществляется только различного рода течениями. Поступающий сюда с суши материал практически весь очень тонкодисперсный (исключая некоторое количество эолового, который имеет алевроитовую или даже мелкопесчаную размерность) и может чрезвычайно долго находиться во взвеси. Поэтому до сих пор достоверно не известны механизмы его осаждения и наиболее вероятным представляется извлечение его из воды фильтрующими планктонными организмами и последующее осаждение на дно через пищевые цепи или в виде более крупных фекальных комочков. Само наличие подобного механизма установлено экспериментально. Терригенная взвесь теряет при этом видимую связь с континентом и выступает уже как компонент океанских водных масс.

Практически отсутствует или чрезвычайно редка донная фауна, но существенно сказывается влияние в осадках местного планктогенного материала. Поскольку абиссальная область захватывает огромные пространства, рельеф дна ее достаточно разнообразен — наряду с абиссальными равнинами существуют глубоководные желоба и высоко поднятые океанические хребты, отдельные горы и острова, срединноокеанические хребты, что влияет на состав и минералогию осадков. Но в общем для абиссали океанов типичны два основных генетических типа осадков — органогенные (известковые и кремнистые) и полигенные. Органогенные осадки в свою очередь подразделяются на известковые и кремнистые.

Наиболее глубоководные и удаленные от суши области океанического дна покрыты полигенными осадками — красной глубоководной глиной. Это темно- или светлорыжие, реже красноватые осадки, состоящие из тонкодисперсного терриген-

ного, обычно гидрослюдистого по составу материала, приносимого ветром и водой, гальмиролитически переработанных вулканокластических и подводно-вулканических продуктов (аутигенные монтмориллонит, цеолиты) с небольшой примесью космогенных частиц (никелистого железа), биогенного материала (радиолярий, диатомей и наименее растворимых частей скелета нектонных организмов — зубов акул, слуховых косточек китов и реже фораминифер). Карбонатность низкая, часто практически отсутствует, в переходных к фораминиферовым илам участках повышается до 30 %.

Органического углерода всегда мало, не более 0,5 %, а обычно не более 0,25 %, но повышены содержания железа (3—10 % и более) и марганца (0,2—3 %). Характерна повышенная концентрация ряда микроэлементов (Co, Ni, Cu, Mo, Pb и др.). В отличие от гемипелагических, в красных глубоководных глинах отсутствуют аутигенные минералы двухвалентных железа и марганца, но присутствуют свободные гидроксиды этих металлов высшей степени окисления — гидрогетит, гематит и тодорокит. Скорость осадконакопления красных глубоководных глин чрезвычайно мала и составляет в среднем 1 мм/1000 лет (расчет по длительным временным интервалам дает даже 0,01—0,04 мм/1000 лет). В красных глубоководных глинах встречаются целые поля железомарганцевых конкреций, образующих богатые рудные залежи.

В более мелководных условиях красная глубоководная глина фациально замещается известковыми планктоногенными осадками. Это фораминиферовые (главным образом глобигериновые), птероподовые и кокколитовые илы, сложенные остатками раковин соответствующих организмов и содержащие переменное, часто значительное, до 50 % и более, количество нерастворимого, главным образом глинистого, соответствующего по составу красной глубоководной глине, или кремнистого (радиоляриево-диатомового) материала. Нижние границы распространения известковых илов и их смена красной глубоководной глиной определяются критической глубиной карбоната накопления, поэтому многие площади их распространения связаны со срединно-океаническими хребтами и примыкающими к ним поднятиями, а также отдельными локальными подводными горами. Скорость накопления известковых органогенных илов колеблется от долей до нескольких см за 1000 лет.

Другой тип органогенных осадков — кремнистые (опаловые). Радиоляриевые илы — это красная глубоководная глина с повышенным количеством раковин радиолярий (содержание аморфного кремнезема от 5 до 30 %). Они распространены в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов на глубинах 4500—6000 м и более, а на меньших глубинах фациально замещаются кремнисто-карбонатными и карбонатными осад-

ками. Диатомовые илы сложены в значительной степени опаловыми панцирями диатомовых водорослей (до 70 % аморфного кремнезема) и распространены главным образом в умеренных широтах южного полушария, вокруг Антарктиды и частично на севере — в северной части Тихого океана и его морях — Беринговом, Охотском и Японском. Аналогичные осадки встречаются в некоторых глубоководных желобах экваториальной зоны. Скорость накопления кремнистых илов также очень незначительна — 1,6—7,5 мм/1000 лет. Как и в батии, в абиссальной зоне имеются многочисленные участки, не перекрытые рыхлыми отложениями — выходы более древних, в том числе магматических образований.

Большинство осадков и осадочных горных пород, изученных литологами, формировалось в мелководных условиях, поэтому литологическая, палеонтологическая характеристики и диагностические признаки мелководных фаций исследованы достаточно подробно.

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

Приведенные выше материалы показывают, что большинство глубоководных осадков, особенно батимальных, не имеет столь характерных литологических особенностей, которые могли бы однозначно определять глубоководность их образования. Глинистые, терригенные и многие микрозернистые карбонатные осадки практически не отличаются от таковых на шельфе. Как правило, отдельные генетические типы отложений не имеют четкой фациальной приуроченности и чаще встречаются в различных по глубине и морфологии дна фациях. Так очень широко развиты турбидиты, которые встречаются в отдельных фациях континентального склона, подножий, абиссальных равнин, островных дуг и глубоководных желобов. Столь же широко распространены и нефелоидные отложения, которые в периоды понижения гидродинамической активности, например, во время трансгрессий, развиваются даже в верхних частях подводных каньонов и конусов выноса.

Значительную помощь в установлении глубоководности отложений может оказать экологический состав фауны, однако во-первых, находки типично глубоководных организмов (например, остатков рыб со светящимися органами) достаточно редки; во-вторых, признаки глубоководности современной фауны нельзя переносить на древние — мезозойские и тем более палеозойские формы. Некоторые указания на глубоководность может дать соотношение остатков различных организмов — уменьшение роли бентосных и возрастание планктонных и нектонных организмов, преобладание организмов с кремневым и хитиновым скелетом при уменьшении известковых и т. д.

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

Среди установленных в настоящее время ископаемых глубоководных отложений можно отметить несколько типов. Достаточно хорошо изучены образования котловинных сравнительно изолированных водоемов с глубинами от 300—400 до 1000—1200 м. Это либо изометричные (пермские отложения Делавэрской впадины в США и Прикаспийской в СССР), либо удлинённые прямолинейные (пермь Предуральяского краевого прогиба) или сложно изогнутые (верхнедевонско-турнейская Камско-Кинельская впадина Русской платформы) бассейны, отложения которых представлены темноцветными тонкослоистыми глинисто-карбонатными, а в некоторых случаях и известковисто-глинистыми кремнисто-битуминозными породами с редкой донной фауной, главным образом кремневых губок и содержащие остатки планктонных организмов, в том числе радиолярий. Характерно повышенное в 5—10 раз, а иногда и более относительно кларка содержание органического вещества.

Мощности глубоководных отложений всегда в несколько раз меньше мощностей одновозрастных мелководных образований. По простирацию при переходе к мелководным отложениям они часто замещаются рифовыми образованиями. По видимому близки к этим типам по глубинам образования граптолитовые аргиллиты.

Отложениями континентальных окраин считаются нижнепалеозойские черные сланцы, темные известняки и кремни Европы и Северной Америки, девонские и триасовые красноватые комковатые или узловатые известняки в герцинских и альпийских геосинклиналях Европы и, по-видимому, Казахстана.

Другой тип глубоководных отложений, формирующийся на относительно глубоких склонах и в геосинклинальных прогибах,— флишевые комплексы. Сравнительно глубоководное образование открытых и полностью аэрируемых морей, по крайней мере частично,— писчий мел. Это своего рода гомолог современных кокколитовых илов, но отлагавшихся на глубинах порядка 400 м. Возможно, что близкие глубины образования имели и белые пелитоморфные известняки верхнего мела Предкавказья, которые по мнению ряда исследователей образовались при катагенезе первичного писчего мела. Можно отметить, что подобные отложения вероятно формировались на нижней части шельфа и верхней части батии. Имеется ряд примеров отложений, формировавшихся, по-видимому, на весьма значительных глубинах, вплоть до абиссальных. Накопление этих осадков связано либо с начальными этапами развития геосинклинальных областей, характеризовавшимися интенсивными погружениями и получивших название лептогеосинклинальных, либо с настоящими океанами. К ним относятся, по крайней мере в значительной степени: пелитоморфные верхнетриасовые известняки гальштадской фации с обильными аммонитами, развитые в широтном альпийском поясе Тетиса от Альп до о. Тимор (Индонезия); черные сланцы и пестрые кремни кембро-ордовикских отложений Япетус Ньюфаундленда и Новой Шотландии; меловые красные глины с зубами акул и марганцевыми стяжениями на острове Тимор; верхнедевонские известняки Беннекенштайна в Гарце, Германия; радиоляриты юры и нижнего мела Пиндского эвгеосинклинального прогиба Греции; радиоляриты, яшмы, известняки и сланцы францисканской формации Калифорнии и некоторые другие отложения.

§ 3. ФАЦИИ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ АНОМАЛЬНОЙ СОЛЕНОСТИ

Внутренние моря, имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном, нередко отличаются соленостью вод от среднемирового уровня. В современную эпоху широкого развития гумидных влажных зон и интенсивного речного стока обычны отклонения в сторону понижения солености и образования опресненных водоемов. Известные примеры — Черное (соленость

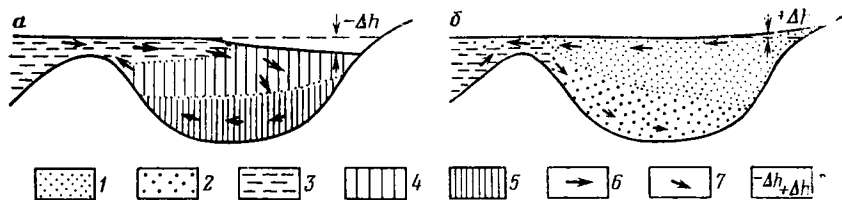


Рис. 75. Схема гидрологии котловинных внутренних морей, расположенных в аридном (а) и гумидном (б) климатах.

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

поверхностных вод открытой части моря 17—18‰), Азовское (9—10‰) и наиболее опресненное Балтийское море, где соленость поверхностных вод в центральной части составляет 6—8‰, а в Ботническом и Финском заливах — 2—6‰. В аридных зонах при отсутствии рек соленость повышается примерно на 14—15‰ до общемировых в Персидском заливе (до 40—41‰) и в Красном море (соленость поверхностных вод 38—41‰, глубинных 40,5—42,3‰). В геологическом прошлом при большей аридизации климата внутренние водоемы с резко повышенной соленостью были развиты значительно шире.

Специфика обстановок и отложений внутренних морей наиболее четко проявляется в котловинных водоемах, в которых формируется своеобразный гидрологический режим (рис. 75).

Во внутреннем бассейне аридной зоны (см. рис. 75, а), имеющем затрудненную связь с Мировым океаном, испарение с его поверхности превосходит поступление в него пресных вод с суши и в виде метеорных осадков. Образующиеся при этом на поверхности более соленые и, следовательно, более плотные воды опускаются на дно. Интенсивное испарение приводит также к тому, что уровень воды, особенно в удаленной от проливов зоне относительно поверхности геоида существенно понижается, что вызывает возникновение направленных в водоем поверхностных течений, поставляющих сюда новые порции воды нормальной морской солености.

Повышенная плотность придонных вод и активное испарение обычно препятствуют возникновению донных противотечений, или интенсивность их очень не велика. При длительном существовании таких условий общая соленость водоема прогрессирующе возрастает, что в конце концов приводит к садке легко растворимых солей. Благодаря плотностному разделению, в низах водной толщи могут даже возникать застойные условия и в основании мощных соленосных серий отмечаются

осадки, обогащенные органическим веществом, например часто встречаются тонкослоистые битуминозные ангидриты. Постоянный подток морских вод составляет дополнительные порции солей, объемы соленакпления оказываются весьма значительными и в конце концов соли заполняют существовавшую ранее глубоководную котловину. В итоге в разрезе образуется мощная достаточно однородная соленосная толща, залегающая обычно на глубоководных отложениях, в кровле которых нередко формируются и калийные соли.

Подобные соленосные толщи выполняют верхнепермскую Делавэрскую впадину в США, нижнепермский Предуральский краевой прогиб и Прикаспийскую впадину. Отдельные распреснения в период формирования таких толщ из-за инертности огромной водной массы обычно не очень значительны и фиксируются появлением сульфатных солей среди галогенных.

Аналогичные осадки возникают и в случае мелководных бассейнов, так как интенсивное испарение при постоянном подтоке новых порций воды с растворенными солями также приводит к их концентрации, а затем и осаждению. Однако в мелководных бассейнах волнение способствует более активному перемешиванию вод. Поэтому столь резкой плотностной дифференциации, а следовательно и застойных условий, не происходит, что однако не влияет на саму возможность выпадения солей, которая обусловлена только соленостью. Поскольку скорость осаждения соли очень велика и достигает 8—12 см/год, мелководные эпиконтинентальные моря очень скоро оказываются заполненными солями и отдельные соленосные пачки при значительной площади распространения имеют относительно небольшую мощность.

Развитие таких бассейнов происходит обычно циклически: периодически возобновляются связи с Мировым океаном, восстанавливаются нормальные морские условия обычными морскими осадками, затем водоемы вновь изолируются, начинается выпадение солей и т. д. В итоге в разрезе отмечается периодическое чередование соленосных отложений с карбонатными, глинистыми и т. д. и, в отличие от предыдущего случая, образуются не моноциклические, а полициклические соленосные толщи, например нижнекембрийские отложения Восточно-Сибирской платформы, нижняя соленосная толща ливенского горизонта верхнефранского подъяруса Припятской впадины, нижнепермская—Днепровско-Донецкой впадины, миоценовая—в Армении.

В настоящую эпоху резко засоленные внутренние моря отсутствуют, характер подобных водоемов и их осадки устанавливаются только на основе изучения геологических объектов. Важно отметить, что подобный механизм концентрации, а затем и осаждения солей реализуется независимо от глубины

водоема. Расчеты показывают, что в глубоководном бассейне предельная концентрация достигается лишь за более длительное время, однако в геологическом масштабе это дополнительное время очень не велико.

Гидрологический режим и характер осадков внутренних котловинных водоемов гумидной зоны, имеющих затрудненную связь с Мировым океаном, существенно иные (см. рис. 75, б), моделью чего может служить Черное море за последние 2500 лет. Интенсивный принос пресных вод (более 400 км³/год), превосходящий потери за счет испарения, ведет к повышению уровня моря относительно поверхности геоида. Поэтому в проливе Босфор, соединяющем Черное море с Мраморным, а через него со Средиземным, существует поверхностное течение, благодаря которому эти избыточные и опресненные ($\sim 18\text{‰}$) черноморские воды сбрасываются в Средиземное море (ежегодный сток составляет 348 км³). Кроме того, здесь существует глубинное противотечение, которое вносит в Черное море средиземноморскую воду (202 км³/год). Эта более соленая (около 36—38‰) и более тяжелая вода опускается на дно Черного моря и вызывает отчетливое вертикальное расслоение водной толщи по плотности (глубинная соленость Черного моря около 21—22,5‰). Благодаря такому расслоению вертикальные конвекционные движения практически отсутствуют и в нижней части возникают застойные условия. В Черном море деятельность сульфатредуцирующих бактерий привела к образованию сероводорода, который в этих застойных условиях и накапливался.

В Каспийском море-озере, обособившемся в конце миоцена и лишь в голоцене, 10—12 тыс. лет тому назад, окончательно потерявшем связи с Мировым океаном, гравитационное расслоение определяется тем, что вносимые реками пресные воды перемешиваются с морскими лишь в северной мелководной части его акватории и верхней части водной толщи впадины Южного Каспия. В более же глубоких ее горизонтах наряду с сероводородом накапливается метан. Все это приводит к возникновению резко восстановительных условий не только в илу, но и в значительной массе наддонных вод, что определяет специфические обстановки осадконакопления, особый характер осадков и часто практически полное отсутствие донной фауны.

Подобные фации нередко называют понтическими или эвксинскими (по древнему названию Черного моря — Понт Эвксинский). Ископаемые образования подобных морей, вероятно, майкопские отложения ряда районов Северного Кавказа и Закавказья, возможно битуминозные аргиллиты волжского яруса Западной Сибири. Важно отметить, что в этих фациях существуют весьма благоприятные условия захоронения и дальнейшего анаэробного преобразования органического вещества,

которое попадает сюда из верхней биологически весьма продуктивной части водной толщи.

В мелководных морях из-за волнения, которое захватывает практически всю водную толщу, застойных условий не образуется. В них накапливаются терригенные, глинистые, нередко карбонатные осадки. Опресненный характер этих водоемов устанавливается практически лишь на основе экологического анализа фауны.

Достоверно установлены подобные водоемы лишь в кайнозойских отложениях. В более древние эпохи они вероятно тоже существовали, но выделение их затруднено, так как нет столь прямых критериев установления солоновато-водных организмов.

Заканчивая описание морских и океанических фаций необходимо акцентировать внимание на трех важных обстоятельствах.

I. Осадконакопление и характер распределения фаций в морях и океанах подчинено трем типам зональности.

Циркумконтинентальная зональность связана с поступлением осадочного материала с суши. Она выражается в накоплении основной массы обломочного материала (по А. П. Лисицину 92,2 %) в приконтинентальной области, что служит одним из показателей глобальной дифференциации вещества в осадочном процессе. В этой области у подножия континентального склона располагается один из уровней «лавиной седиментации» (А. П. Лисицин), локализующейся главным образом в зонах подводных конусов выноса и окраинных морях. Мощность осадочных образований достигает 10—15 км, а скорость осадкообразования 500—1000 мм/1000 лет. Важнейшие факторы среды здесь — резкие перепады глубин, что определяет развитие оползневых и турбидитных процессов, а также активная гидродинамика.

В связи с высокой скоростью седиментации на склонах и их подножиях формируются линзовидные осадочные тела с уменьшающейся мощностью или даже выклинивающиеся как к шельфу, так и в сторону глубокого моря, с первично наклонным залеганием. Отмечается смещение этих линз со временем в сторону впадины. Такие тела получили название клиноформенных и известны не только на континентальных склонах, но и в более мелководных зонах; принципиально важно лишь наличие перегиба и активное одностороннее поступление осадочного материала.

Широтная (климатическая) зональность определяет биологическую продуктивность и в значительной степени тип организмов, минералогию их скелетов и, соответственно, характер осадков — так образуются три широтных пояса пелагических кремнистых фаций (экваториальный, преимущественно радио-

ляриевый, и два преимущественно диатомовых в умеренных широтах). Карбонатонакопление локализуется лишь в теплых климатических зонах, практически тропических; оно тесно связано с третьим типом зональности — вертикальной.

Вертикальная зональность обусловлена критической глубиной карбонатонакопления, которая изменяется от 3—4 км в умеренных широтах до 5 км на экваторе. Выше этой глубины в пелагической зоне формируются обычно карбонатные фации, ниже — кремнистые (в зонах высокой биологической продуктивности) или полигенно-глинистые (в зонах низкой продуктивности). Климат определяет и появление в приконтинентальной зоне водоемов аномальной солености.

Этим же типам зональности подчинено и распределение в осадках органического углерода, причем ведущая зональность — циркумконтинентальная. Абсолютно большая часть органического материала осаждается в приконтинентальной области, где образуются две зоны повышенных концентраций: мелководная, включающая осадки заливов, лагун, бухт, внутренних морей, где в составе органического вещества велика роль гумусовой составляющей, в частности за счет сноса с суши; глубоководная, представленная илами континентальных склонов и подножий. Здесь, особенно в зонах апвеллинга содержание $C_{орг}$ достигает 12—14 %. Абсолютные массы органического вещества (ОВ) в красных глубоководных глинах на два порядка ниже, чем в терригенных осадках подводных окраин. Широтная зональность проявляется в виде двух высокоширотных (бореальной и приантарктической) и экваториальной зон повышенных концентраций, однако градиенты концентрации $C_{орг}$ в широтном направлении на порядок ниже, чем в направлении берег — пелагиаль. Вертикальная зональность проявляется в снижении концентраций $C_{орг}$ с глубиной, что связано обычно и с удалением от суши.

Повышенные концентрации органического вещества и нефтематеринский потенциал отложений прибрежной зоны и внутренних морей известен достаточно давно и в целом освоен геологами-нефтяниками. Глубоководная зона повышенных концентраций вызывает сейчас особый интерес как возможный источник нефти и газа в глубоководных отложениях, перспективы которых оцениваются ныне достаточно высоко и разведка их весьма актуальна. Уже сейчас установлено, что максимальное развитие газогидратов (нового перспективного источника углеводородов) связано именно с этой зоной. На континентальном склоне Центрально-Американского желоба в скв. 570 *DSDP* на глубине 249 м от поверхности дна в плиоценовых отложениях поднят керн, длиной 1 м, почти чистого мономинерального гидрата, причем по материалам ГИС мощность гидрата составляет 3—4 м.

II. В большинстве фациальных зон мирового океана, по крайней мере шельфовых, континентального склона и подножий, литогенез одновременно является морфогенезом, т. е. поверхность осадков не плоская и выровненная, а достаточно расчлененная с многочисленными эрозионными (каньоны и т. д.) и аккумулятивными (риффы, контуриты, подводные ко- нуса выноса) формами.

Идея о взаимосвязи рельефа и осадкообразующих процессов получила в последние годы глубокое и плодотворное развитие как отдельный раздел науки — литодинамика. Было изучено влияние рельефа, гидродинамических процессов, климата и ряда других факторов на состав и характер осадков и образующихся при этом форм рельефа. Последние часто специфичны для отдельных фаций, что, во-первых, позволяет использовать морфологию осадочных тел, как одно из дополнительных средств фациального анализа, и, во-вторых, показывает, что применение мощностей для палеотектонических построений в наиболее распространенном варианте, когда кровля отложений считается плоской, а их мощность равной величине прогибания, в общем виде не правомерно.

III. Во многих субаквальных зонах, как мелководных, так и глубоководных, имеются участки отсутствия отложений или даже их размыва. Другими словами, перерывы в осадконакоплении часто обусловлены фациальными условиями в водном бассейне, а не регрессиями и осушениями. Поэтому использование перерывов для палеотектонического анализа должно предваряться и контролироваться фациальным анализом этих перерывов.

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

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите основные типы океанического седиментогенеза и их особенности.
2. Охарактеризуйте приконтинентальные фации пассивных континентальных окраин.

3. Охарактеризуйте приконтинентальные фации активных континентальных окраин.
4. Охарактеризуйте пелагические фации.
5. Чем отличаются обстановки морей аномальной солености?
6. Каковы основные типы фациальной зональности океанов?

Глава 15

ФАЦИИ, ПЕРЕХОДНЫЕ ОТ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ К МОРСКИМ

Располагаясь в прибрежных частях морей и океанов, охватывая прилегающие к часто меняющейся во времени береговой линии участки суши и водоемов, эти фации характеризуются чрезвычайной пестротой, частой изменчивостью во времени и пространстве, сочетанием условий морских и континентальных обстановок. В группу этих фаций следует прежде всего отнести комплекс обстановок, называемых прибрежно-морскими, которые часто рассматриваются в составе морских фаций. Несколько особую и своеобразную группу прибрежно-морских фаций образуют обстановки и соответствующие им отложения изрезанных берегов, где формируются лиманы и лагуны. Наконец, третий крупный фациальный комплекс этой группы фаций — дельтовые образования.

§ 1. ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ФАЦИИ

Комплекс прибрежно-морских фаций включает весьма разнообразные обстановки и отложения. Прежде всего сюда относится литораль, т. е. область моря, расположенная между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. В современных морях разница высот отлива и прилива у берегов достигает 3—6 м, а в некоторых заливах и больше (Пенжинский залив Охотского моря до 12,9 м, залив Фанди на Атлантическом побережье Канады до 18 м).

К прибрежно-морским относятся и прилегающие к литорали мелководные участки морей (сублиторали) где интенсивно сказывается деятельность прибрежных волнений, прибоя. Во внутренних морях, где нет приливно-отливных течений и отсутствует литоральная область, прибрежно-морские отложения формируются именно в этой волноприбойной зоне. Прибрежно-морские фации не ограничиваются только береговой линией, так как надлитораль или супралитораль, т. е. непосредственно прилегающие к ней участки суши, находятся под активным влиянием моря, осадочный материал часто поставляется сюда

морем, характер его осаднения определяется активностью во время сильных штормов (образование береговых валов). Важное значение имеет наземная переработка прибрежного материала ветром (образование дюн).

Таким образом, прибрежно-морские фации не имеют четких ограничений ни с континентальной, ни с морской стороны и постепенно замещаются соответственно континентальными и мелководно-морскими образованиями. Ширина ее в каждый конкретный момент относительно невелика и изменяется от нескольких метров у скалистых берегов до нескольких километров, реже 10—15 км, иногда до 25 км у очень пологих. Однако в геологических разрезах при последовательном перемещении береговой линии прибрежно-морские отложения часто занимают значительно большую площадь. Поскольку прибрежно-морские отложения лучше сохраняются при трансгрессии, они часто залегают на континентальных или на размытой поверхности подстилающих образований и перекрываются мелководно-морскими отложениями.

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

Больше известны аккумулятивные берега, сложенные осадочными породами. Одна из разновидностей подобных берегов — побережья с выровненным плоским рельефом суши и прилегающей к ней части дна моря, развивающиеся при значительной амплитуде приливно-отливных течений. Они хорошо изучены на побережьях Северного моря, где называются ваттами, на берегах Белого, Баренцева, Охотского и других морей. Ширина ваттов составляет 8—15 км, но иногда достигает до 20—25 км. Поскольку в этой зоне происходит периодическое осушение, для нее характерно смешение признаков наземного и морского режимов, обилие света, высокая подвижность вод, резкие колебания температуры и солености вод, периодическое влияние атмосферы. Органический мир здесь обилен, но в соответствии со специфическими условиями своеобразен. Здесь обитают некоторые гастроподы и пелециподы,

крабы, чрезвычайно обильны микроорганизмы и различные илоеды.

Осадки обычно тонкозернистые — переслаивающиеся, плохо отсортированные мелкозернистые пески, алевроиты и глины, причем слоистость неправильная, пологоволнистая, линзовидная с многочисленными взаимными срезаниями. Осадки часто интенсивно переработаны биотурбацией. Периодическое действие приливов и отливов вызывает наличие перекрещивающихся знаков ряби течений и отчетливую бимодальность в распределении их простираний. Установлено, что скорость, а следовательно и энергия приливного течения ниже, чем течения при отливе. Это ведет к образованию характерных поверхностей наслоения, которые срезают косую слоистость подстилающих осадков.

Своеобразно и распределение осадков по площади. На наиболее удаленной от моря и обращенной к суше стороне, куда достигают только наиболее высокие приливы, формируется полоса соленых озер (маршей), в которых тонкие илистые осадки чередуются с прослоями торфа и почвами. Седиментация здесь замедлена, практически нет переработки осадка волнами, в том числе в связи с закреплением их растениями. Ниже, уже в пределах покрываемой обычными приливами области, где их энергия однако очень незначительна, располагаются илистые осадки, слабо переработанные волнами и организмами, здесь часто образование водорослевых покровов; седиментация достаточно быстрая. Еще ниже протягивается зона песчаных или алевроито-песчаных осадков, достаточно активно перерабатываемых волнами и организмами.

По своей тонкозернистой структуре осадки этих зон напоминают некоторые морские тонкозернистые отложения областей со спокойной гидродинамикой. Принципиальные отличия заключаются в разнообразии текстур, отмечающих постоянное и разнонаправленное движение воды, а также обильной биотурбации. Вся плоская равнина берегов перерезана многочисленными каналами — приливными желобами, по которым происходит сток вод при отливе, сами каналы нередко заполняются песчаными осадками. Здесь же нередко формируются различные аккумулятивные, обусловленные приливными течениями, гряды.

Таким образом, на приливно-отливных равнинах формируется как бы обратный общей схеме осадочной дифференциации фациальный профиль — от суши к морю зернистость в целом увеличивается. Однако это нарушение лишь кажущееся, так как обломочный материал составляет не суша, а море и гидродинамика, обусловленная приливно-отливными течениями ослабевает от моря к суше, что и обуславливает указанное распределение материала. В трансгрессивных сериях при про-

движении приливо-отливных низин на сушу зернистость в разрезе этих фациальных зон возрастает кверху, при отступлении картина меняется.

В тропических и субтропических гумидных зонах приливо-отливные фации нередко сложены карбонатными осадками (породами). В этом случае при сохранении общих черт (текстуры, морфологии) имеются и важные особенности. Вместо обломочных зерен здесь широко развиты карбонатные пеллеты, оолиты и органогенный детрит, другие виды карбонатных обломков (интракласты), а также микрозернистые осадки (микриты). В субаэральных условиях при частой смене геохимических обстановок (по температуре, солености, величине рН и пр.) происходит очень быстрая литификация осадка, часто за счет высокомагnezияльного кальцита и арагонита; его дробление при обезвоживании, механическом воздействии ведет к появлению трещин усыхания, брекчиевидности и т. д. Весьма широко развиты водорослевые покровы, образующие распространенные по площади и достаточно мощные маты. В карбонатных отложениях приливо-отливных равнин отмечаются нередко специфические пустоты. Одни из них связаны с неравномерным нарастанием водорослевых корочек, другие — с разложением органического вещества, которое ведет к образованию газовых пузырьков, сохраняющихся однако в осадке и не выходящих из него. Те и другие имеют обычно субгоризонтальное, реже вертикальное расположение. Многие из этих пустот позднее заполнялись крупнокристаллическим кальцитом, образуя так называемую структуру «птичьего глаза» или глазковую, когда в однородной, чаще всего микрозернистой основной массе выделяются отдельные крупные кристаллы.

Своеобразная фация надприливной полосы отмечается в аридной зоне вдоль сухих пустынных побережий. Она изучена сравнительно недавно и получила название сабкха, или себкха (sabkha, sebkha). Это прибрежная равнина, залегающая выше уровня нормального прилива, но покрываемая иногда морем при наиболее высоких приливах и штормах. Ее осадки состоят из песка, алевроита или глины, покрытых на поверхности сульфатно-солевой коркой. Обломочный материал поступает как из прилегающих участков моря и часто карбонатный по составу, так и с суши, откуда преимущественно приносится ветром.

Сульфаты и соль образуются в результате испарения морской воды, поступающей сюда из-за капиллярного подтягивания и при периодических морских наводнениях.

Многие участки поверхности, особенно часто заливаемые водой, покрыты водорослевыми матами. Состав и строение этих фаций хорошо изучены на побережьях Персидского залива, залива Шарк в Австралии, а также в ряде других рай-

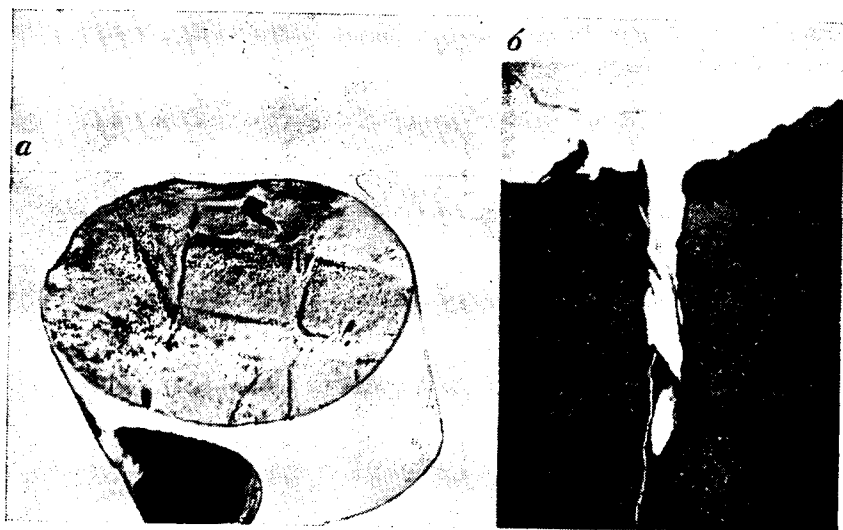


Рис. 76. Себкховые фации нижнего кембрия юга Сибирской платформы.

а — полигональная система трещин усыхания на ноздреватой поверхности напластования супралиторальных микрозернистых доломитов (Верхневолжучанское месторождение, скв. 627, интервал 1637—1638 м. Диаметр керна 5 см); *б* — микрофотография вертикального сечения трещины усыхания в микрозернистом доломите (темное), заполненные ангидритом (светлое). На границе — тонкий глинистый прослой, фиксирующий субаэральные условия (Верхневолжучанское месторождение, скв. 631, интервал 1710—1720 м. Николь 1)

онов. Обломочный материал представлен кластическими и карбонатными песками, часты тонкослоистые и водорослевые доломиты, из эвапоритов присутствуют гипс, ангидрит, в молодых отложениях — арагонит, реже каменная соль. Сульфаты находятся в виде ноздреватых и нодулярных образований, прожилков, чаще секущих, крупных, прорастающих кристаллов. Часты трещины усыхания, нередко заполненные ангидритом из покрывающих отложений (рис. 76), деформации за счет вторичного минералообразования и других причин, брекчирование и другие подобные текстуры. Фации приливо-отливных равнин (тайдалиты), ровно как и фации себкх, служат весьма тонким индикатором границы суши и моря при палеогеографических исследованиях.

Наиболее типичное и широко распространенное аккумулятивное прибрежное песчаное образование — пляж, образующийся в результате переработки прибором обломочного материала. В зависимости от крутизны берега, пляж сложен галькой, гравием или, в подавляющем большинстве случаев, песком. В целом, в отличие от приливо-отливной зоны, где доминируют направленные течения, здесь преобладают волнооб-

разные движения. В связи с многократным переывом отложения характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью обломков.

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

При удалении от береговой линии в сторону суши образованные морем пляжевые пески начинают перерабатываться ветром и образуются дюны с текстурными и структурными особенностями, характерными уже для эоловых образований. Однако тесная связь их с морскими отложениями, формирование из образованного морем осадочного материала, нередкое перекрытие мелководно-морскими осадками позволяет рассматривать их обычно в группе прибрежно-морских фаций.

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

В случае защищенных от волнения берегов, при значительной изрезанности их бухтами, заливами, фьордами, прибрежные отложения представлены главным образом тонкозернистыми, хуже отсортированными алевроито-глинистыми осадками. Естественно изменяется здесь и фауна — это тонкостенные пелициподы и гастроподы, как правило эвригалинные, различные илоеды и т. д.

§ 2. ЛАГУННЫЕ И ЛИМАННЫЕ ФАЦИИ

Кроме берегов, омываемых непосредственно водами моря или океана, имеются берега лагунного и лиманного типа, где на некотором расстоянии от них располагается система под-

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

Косы, пересыпи и бары обычно незначительно возвышаются над уровнем моря. В сильные штормы волны могут перекатываться через них, в обычное время на их поверхности появляются эоловые дюнные образования. В разрезе пересыпи и бары имеют линзовидное строение с плоским основанием и выпуклой поверхностью, массивные и косослоистые текстуры (рис. 77) и сложены относительно грубозернистым и хуже сортированным материалом, нежели осадки открытого моря.

Все эти аккумулятивные образования отделяют от моря сравнительно узкий, примыкающий к берегу водоем. Последний либо связан с морем редкими проливами, либо полностью отчленяется от него и морская вода попадает сюда только при сильных штормах, когда волны перекатываются через низкие барьерные острова, или в результате фильтрации через перемычку. Из-за большей или меньшей изоляции эта часть моря меняет свою соленость и превращается в лагуну. Размеры вдольбереговых лагун чрезвычайно разнообразны. Наряду с небольшими в современных условиях известны очень протяженные, хотя и относительно узкие лагуны. Так Куршский залив (лагуна) на Балтийском побережье СССР имеет длину 93 км, ширину до 44 км и площадь 1619 км² при максимальной глубине до 6,5 м. Ширина изолирующей эту лагуну Куршской косы изменяется от 0,3 до 3,6 км. Громадная система лагун протягивается вдоль побережья Мексиканского залива, на расстояние около 1200 км при ширине не более 20—40 км. Барьерными островами и лагунами за ними ограничены 13 % современных берегов. Однако, несмотря на часто крупные размеры, время существования лагун обычно небольшое. Либо они быстро заполняются осадками, либо исчезают перешейки, и лагуна вновь сменяется морем. В связи с недолговечностью



Рис. 77. Баровые песчаники линзовидной формы. Верхний апт, окрестности г. Кисловодска

самой лагуны характер осадков по площади и в разрезе быстро меняется. Возможны также неоднократные возобновления лагунных условий примерно в пределах тех же площадей. Так за хвалынское и новокаспийское время ($Q_{III}-Q_{IV}$) Кара-Богаз-Гол — залив Каспийского моря (рис. 78) с осадками каспийскоморского типа четыре раза превращался в резко засоленную лагуну, где осаждались легко растворимые соли. Современный поверхностный соляной пласт (галит, эпсомит, астраханит) начал формироваться с 1939 г. и его мощность достигает в ряде случаев 3,8 м (данные 1958—1959 гг.).

По характеру обстановок и осадков близки к лагунам и лиманы. Но если лагуны отшнуровываются от моря и обычно вытянуты вдоль береговой линии, то лиманы образуются при затоплении морем части речной долины и, как правило, расположены перпендикулярно по отношению к берегу.

Самая важная специфика лагун — отличная от морской соленость. В гумидном климате и при впадении в лагуну рек, постоянно поставляющих пресную воду, лагуна опресняется, осаждаются тонкозернистые осадки — глины, алевриты, мелкозернистые пески. Осадки отличаются плохой отсортированностью, тонкослоистыми текстурами, часто нарушенными биотурбацией и корневой системой растений. Карбонатные отложения



Рис. 78. Космический снимок лагуны Кара-Богаз-Гол. Виден ряд стадий сокращения водного зеркала лагуны.

не характерны и представлены главным образом ракушечниками.

В аридном климате, когда испарение значительно превосходит приток морских вод, лагуны, напротив, засоляются и в них идет осаждение карбонатов и солей. В современных лагунах средней стадии засоления идет образование доломита и высокомагнезиального кальцита (лагуна Куронг в Австралии). Классический пример экстрасоленой лагуны — хорошо известный залив Кара-Богаз-Гол (рис. 79), соленость которого до перекрытия плотиной составляла 30—32 ‰ и где осаждался мирабилит, астраханит, эпсомит, галит.

На примере подобных лагун К. Оксениусом были сформулированы основные принципы так называемой баровой гипотезы осаждения солей. Основное положение — садка соли из насыщенных растворов в полуизолированном водоеме с активным испарением при постоянном подтоке новых порций мор-

ской воды — оказалось правильным, хотя относительно небольшие размеры лагун, короткое время их существования обуславливают образование мелких и маломощных солевых пачек. Основное же соленакопление при том же в принципе механизме осуществлялось в геологической истории в специфических, не существующих в настоящее время морях.

Поскольку солевой режим лагун отклоняется от нормального морского, меняется и фауна — она становится весьма однообразной, хотя иногда отмечаются и массовые ее скопления, преобладают эвригалинные формы и организмы, приспособившиеся жить при недостатке кислорода — некоторые группы пеллеципод, гастропод, остракод, червей и т. д. Для многих организмов характерна также сильная изменчивость отдельных видов, появление карликовости и т. д. При небольшом видовом разнообразии нередко отмечается массовое развитие отдельных групп.

Многие лагуны биологически весьма продуктивны и осадки их обогащены органическим веществом. В некоторых случаях здесь активно развивается растительность. В опресненных лагунах гумидной зоны нередко пышно развиваются высшие водоросли, растения, которые могут обитать в соленой и солоноватой воде, типа мангровой растительности современных тропических побережий. При этом лагуны заболачиваются, появляется торф. Многие угленосные залежи в параллических угленосных толщах формировались в древних прибрежных лагунах. В других лагунах, в том числе и высокосоленых, обитают (часто в значительных количествах) планктонные организмы. В современных лагунах отмечается пышное цветение фитопланктона, периодическое развитие микроскопических рачков — артемий. При наличии направленных в лагуну течений сюда из моря втягивается много планктона.

Спокойная гидродинамика, отсутствие течений и волнений обуславливают слабое поступление в природные слои воды кислорода и тем самым способствуют возникновению восстановительной обстановки и сохранению осаждающегося органического вещества, которое часто обогащает отложения лагун и имеет сапропелевый характер. Так в черноморских лиманах содержание органического вещества в осадках составляет 5—6 %, в венесуэльской лагуне Маракаибо оно равно 5,2—6,6 %, а местами повышается до 7,7 %. Вместе с тем общие объемы подобных отложений, как и вообще лагунных образований, чрезвычайно незначительны.

Таким образом, при выделении древних лагунных и лиманских образований, наряду с отмеченными выше литологическими и фаунистическими особенностями отложений, обязательно должны учитываться и их закономерные фациальные соотношения — переход с одной стороны в континентальные

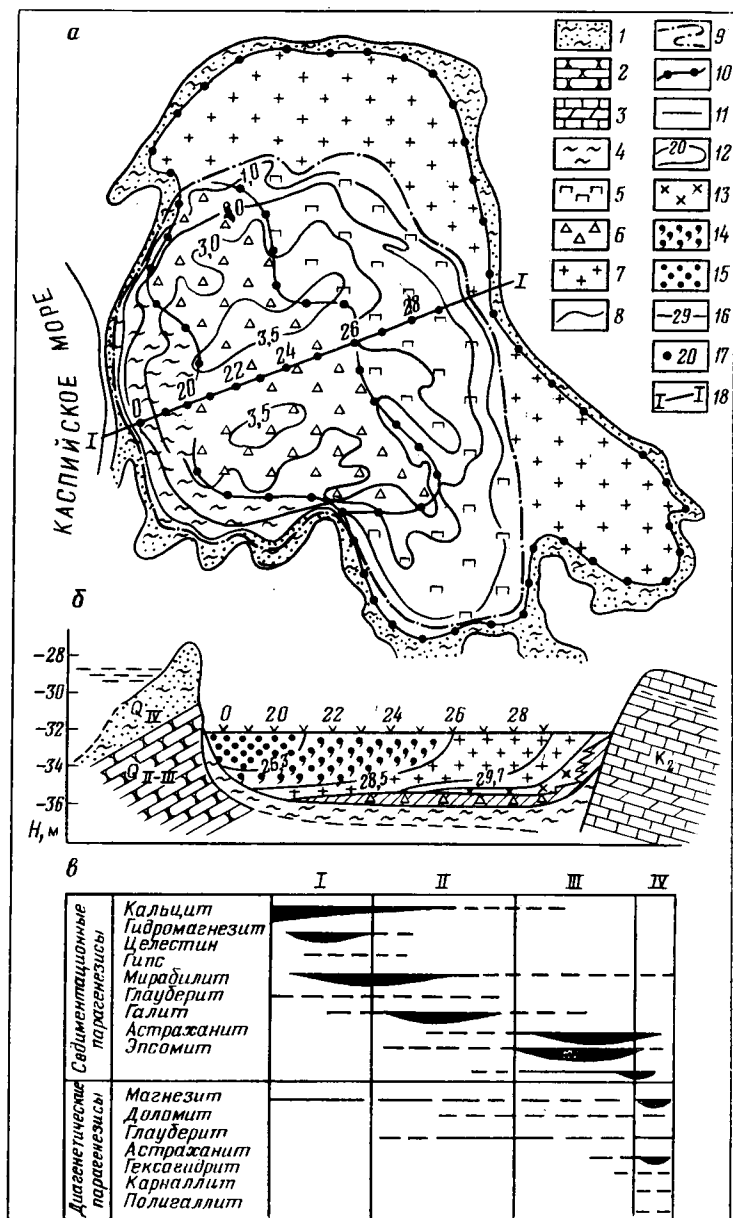


Рис. 79. Распределение осадков в лагуне Кара-Богаз-Гол (по М. П. Фигвегу и В. П. Федину, 1977 г.).

а — геолого-гидрохимическая схема; **б** — геологический профиль; **в** — схема распределения минеральных седиментационных и диагенетических парagenезисов в зонах смещения (I), центральной (II), прибрежной (III) и засухи (IV). Коренные подстилающие

(наземные или в некоторых местах аллювиальные), а с другой — обязательно в морские, причем сами лагунные комплексы представляют собой лишь узкую полосу относительно мало-мощных отложений на границе двух основных обстановок. Залегают они на морских или аллювиальных отложениях (в случае лиманов), перекрываются либо морскими (при трансгрессии), либо континентальными (при регрессии) отложениями. Возможно циклическое переслаивание лагунных осадков с морскими и континентальными. Для полной характеристики лагун необходимо также установить и наличие экрана, вызывающего их появление — баров, пересыпей и т. д.

§ 3. ДЕЛЬТОВЫЕ ФАЦИИ

Дельта — это область отложения осадков, выносимых рекой, расположенная в ее устье при впадении реки в море (или озеро). В общем виде для нее характерна треугольная, веерообразная в плане форма, напоминающая греческую букву Δ , благодаря чему она и получила свое название (рис. 80). Этот термин был впервые использован для устьевой части Нила еще древнегреческим историком Геродотом. Большое экономическое значение дельт, с отложениями которых связаны крупнейшие месторождения угля, нефти и газа, обусловили глубокое специальное их изучение.

Образование дельты обусловлено сочетанием двух основных факторов — выноса реками значительных масс обломочного материала и его переработки морскими волнениями и течением. Она формируется в том случае, когда река поставляет обломочного материала больше, чем за это же время может переработать и унести с побережья море. Средняя мутность или концентрация взвеси современных рек по данным А. П. Лисицина составляет 360 мг/л, а в некоторых реках значительно выше: у Ганга — 1200, Инда — 2448 и Хуанхе — 14975 мг/л. Средние же концентрации взвеси в водах на шельфе составляют лишь 1—10 мг/л, т. е. большая часть твердого вещества осаждается на границе река — море. Аналогичные данные получены и по отдельным рекам. Так, по данным В. В. Гордеева в р. Дон на расстоянии 6 км до устья скорость течения падает со 110 до 5 м/с, а концентрация взвеси — со

образования: 1 — гипсово-карбонатные с примесью песка, 2 — песчаники, 3 — известняки и мергели; современные отложения: 4 — гипсово-карбонатные, 5 — галитовые, 6 — гипсово-глауберитовые, 7 — астраханит-галитовые (эпсомитовые); границы: 8 — коренного берега, 9 — акватории залива, 10 — фациальных зон, 11 — стратиграфические, 12 — изобаты глубин акватории (м); рассолы зон: 13 — прибрежной, 14 — центральной, 15 — смещения; 16 — изолинии концентрации рапы (г/кг); 17 — станции опробования в акватории; 18 — линия профиля



Рис. 80. Дельты рек Волги и Урала. Телевизионное изображение с ИСЗ «Метеор-28» в инфракрасных лучах с высоты 649 км.

161 до 21 мг/л; при этом полностью осаждается фракция > 100 мкм.

Кроме обломочного материала на контакте пресных и соленых вод происходит массовая коагуляция коллоидного вещества, флоккуляция и выпадение возникающих хлопьев в осадок. В целом в дельтах осаждается 70—90 % взвеси, 80—95 % растворенного железа, много меди, алюминия и других компонентов. Все это ведет к очень высоким «ураганным» скоростям накопления осадков — 100—1000 мм/млн. л, а в некоторых случаях (р. Менам в Сиамском заливе) — более 30 000 мм/млн. лет. Поэтому дельты представляют собой первый глобальный уровень «лавинойной седиментации», где осаждается, причем с громадной скоростью, главная масса поступающего с континентов в Мировой океан осадочного материала (А. П. Лисицин). Так, объем отложений дельты и подводного конуса Ганга-Брахмапутры достигает 5 млн. км³, а максимальная мощность 16 км (при длительности формирования около 20 млн. лет), р. Нил — 387 тыс. км³, при средней мощности 1,98 км (за 5 млн. лет). Столь же велики мощности дельтовых отложений

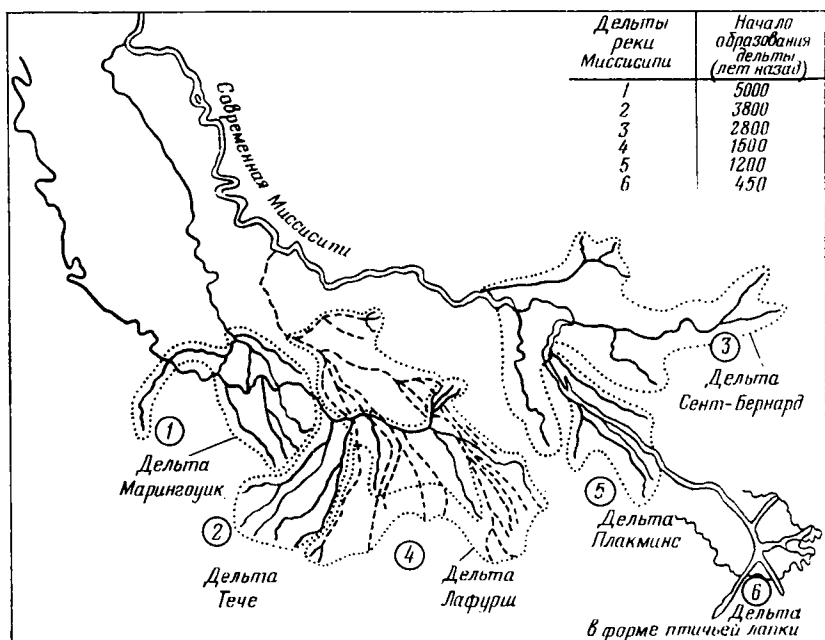


Рис. 81. Последовательное смещение русла и развитие дельт в пределах дельтовой равнины р. Миссисипи (по Д. А. Бушу, 1977 г.).

ряда других, впадающих в океан рек (Амазонка — 12, Миссисипи — 15—18, Инд — 10, Нигер — 9—12 км). Мощности дельтового комплекса платформенных рек, впадающих в мелководные бассейны существенно ниже, хотя, учитывая краткое время их существования, абсолютные скорости также достаточно высоки. Так, в дельте Волги за четвертичное время накопились бакинские отложения мощностью 57 м, хазарские — 46 и хвалынские — 11 м.

Размеры современных дельт крупных рек весьма значительны. Только наземная площадь дельты р. Волги достигает 13 тыс. км², р. Нил — 22—24 тыс. км², р. Лены — 28,5 тыс. км², р. Миссисипи — 32 тыс. км², р. Иравади — 30—48 тыс. км², р. Меконг — 70 тыс. км², р. Ганга-Брахмапутры — 80—100 тыс. км². Во многих случаях пространственное положение дельт даже за сравнительно непродолжительные отрезки времени не остается постоянным. При изменении положения русла реки образуется новая дельта и общая площадь дельтовых осадков оказывается огромной. Например за последние 4 тысячи лет произошло 20 перемещений русла р. Хуанхе, причем размах колебаний превосходил 800 км и были периоды, когда она

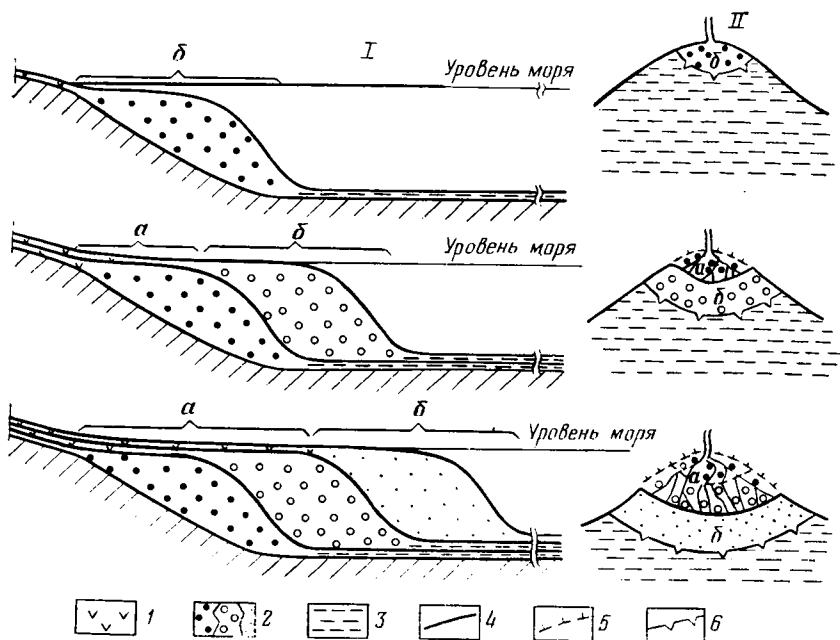


Рис. 82. Принципиальная схема формирования дельты при стабильном уровне моря в разрезе (I) и плане (II).

Отложения: 1 — континентальные, 2 — дельтовые разных стадий, 3 — морские; 4 — береговая линия; контуры дельты; 5 — внутренние континентальные, 6 — внешние морские (свал глубин); а — надводная часть дельты; б — подводная часть дельты (авандельта) и свал глубин

образовывала общую с р. Янцзыцзян дельту. Поэтому Великая Китайская равнина, представляющая собой аллювиально-дельтовые образования этих рек, имеет площадь более 250 тыс. км². Неоднократно менялось положение дельты р. Миссисипи (рис. 81).

Схематически формирование дельты можно представить следующим образом (рис. 82). При впадении реки в море (или озеро) скорость ее течения резко падает, влекомый ею материал большей частью осаждается и образуется аккумулятивная линза осадков, залегающая на морских отложениях, и со временем заполняющая водоем практически до уровня его водного зеркала. Поскольку море не успевает разрушить эту линзу, в следующий этап река течет уже по ней, ее поверхность выходит выше уровня воды и покрывается наземными, преимущественно речными отложениями, а основная часть переносимого рекой обломочного материала отлагается на обращенном к морю склоне образованной ранее линзы и прилегающей к ней части морского дна. В итоге море в районе

устья мелеет, а затем и отступает, причем со временем дельта растет вперед, часто со значительной скоростью: р. Меконг 60—100 м/год, р. Миссисипи—85—100 м/год, р. Хуанхэ до 290 м/год. Так, например на месте древних дельт р. Тигра и Евфрата возникла Месопотамская низменность площадью более 1 млн. км².

Протяженность дельт (Волги 170 км, Нила 260 км, Иравади 300 км, Ганга более 500 км) значительно больше их мощности, поэтому, несмотря на то, что осадкообразование на обращенной к морю стороне дельты идет на первоначально не горизонтальной поверхности, углы падения очень невелики. Поэтому рассмотренное выше представление дельты как серии смещающихся друг относительно друга линз в значительной степени утрировано, и наклонные границы пологие. В связи с подобным механизмом образования в пределах нижнего течения рек, дельтах и прилегающих частях моря выделяется ряд геоморфологических и одновременно фациальных элементов: зона нижнего течения реки, плоская и очень слабо наклоненная к морю область наземной дельты, столь же пологое ее подводное продолжение (подводная часть или авандельта), относительно крутой морской склон авандельты (свал глубин) и, наконец, собственно морской более глубокий водоем.

Площади подводной части дельт, как правило, даже больше, чем надводных. При этом авандельты многих рек — гигантов (Амазонки, Ганга и Брахмапутры, Нила и др.) почти сливаются с подводными конусами выноса на континентальных склонах и подножиях. Так, авандельта и подводный конус системы Ганг-Брахмапутра имеет длину приблизительно 3 тыс. км, ширину около 1 тыс. км и общую площадь более 2 млн. км².

На характер дельты и ее отложений влияют рельеф дна водоема, тектонические движения, климат, преобладание русловых, волновых или приливно-отливных течений и количество приносимого материала. В случаях значительных глубин приустьевой части моря, высоких скоростей прогибания, наличия мощных морских течений и относительно незначительного твердого стока, дельт не образуется вовсе, а реки кончатся эстуариями или лиманами — узкими воронкообразными открытиями в сторону моря заливами с комплексом осадков, характерным для прибрежно-морских резко опресненных условий. Например, у р. Амур в результате голоценовой трансгрессии четвертичная дельта оказалась затопленной морем, и ныне устье ее кончается лиманом. Напротив, в системе рек Ганг-Брахмапутра, несмотря на мощные приливы, высота которых достигает 7 м, громадное количество приносимого твердого вещества (2177 млн. т/год) обуславливают формирование мощной дельты.

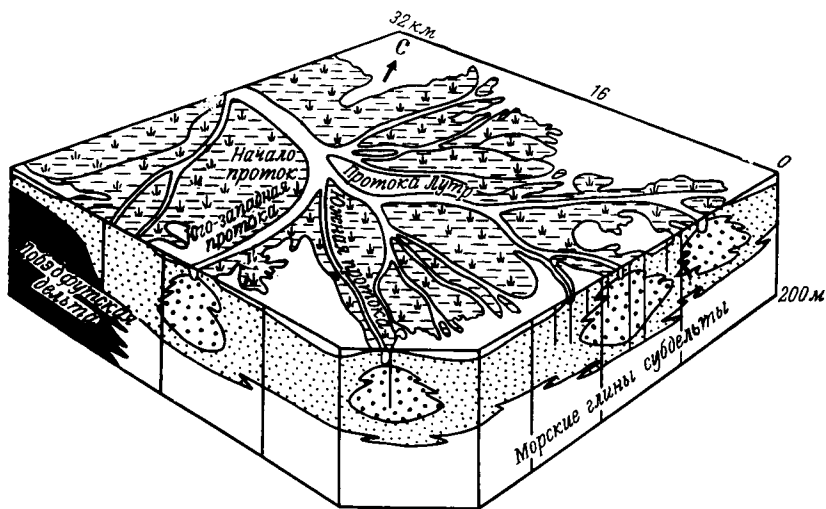


Рис. 83. Блок-диаграмма современной дельты р. Миссисипи, показывающая распределение песчаных тел основных протоков. Вертикальный масштаб увеличен в 30 раз (по К. Данбару и Дж. Роджерсу, 1962 г.).

При впадении реки в глубокий и одновременно прогибающийся морской бассейн (как это имеет место, например, у р. Миссисипи) обломочный материал полностью не разносится, но и не успевает целиком заполнить приустьевую глубокую часть водоема и компенсировать прогибание, он образует отдельные мощные полосы, вдающиеся далеко в глубь водоема, на которых локализуются отдельные протоки. Со временем часть пространства между ними заполняется осадком, но одновременно и сами полосы выдвигаются дальше в море (рис. 83). Дельту подобной морфологии американские исследователи образно называют «птичьей лапой», когда ее когти — русла, а «перепонки» — бухты в промежутках между ними; в советской литературе они получили название лопастных. Для дельт этого типа более чем для других характерны относительно крутые свалы глубин.

Если река впадает в мелкий водоем и к тому же с тектонически стабильной или воздымающейся прибрежной частью, то скорость ее течения в низовьях очень невелика, она распадается на отдельные многочисленные протоки с малой денудационной способностью и даже при не очень существенной величине твердого стока (у р. Волги сток всего 25,0—25,5 млн. т/год, что вдвое меньше твердого стока р. Амур—52 млн. т/год), формируется обширная очень плоская, с классической треугольной формой дельта, свал глубин на морской стороне которой выражен очень слабо.

Несмотря на различие размеров и типов дельт в строении и составе их отложений имеется и ряд общих моментов. Как правило, им присущи сравнительно тонкозернистые песчано-глинистые осадки. Грубый обломочный материал имеется лишь в дельтах горных рек и развит, особенно в ископаемом состоянии, достаточно ограниченно. Для дельт характерна также большая пестрота обстановок и быстрая смена характера отложений по простиранию и в разрезе. В наземной части дельты выделяется несколько обстановок. Прежде всего это собственно русла, многочисленные каналы с направленным течением воды, в которых идет накопление осадков, практически не отличающихся от аллювиальных: русловых мелко- и среднезернистых песков или алевритов, сравнительно хорошо отсортированных, часто с косой слоистостью, знаками ряби течений. Как правило, эти образования врезаны в подстилающие осадки. Между протоками располагается обширная пойма, периодически во время паводков заливаемая водой, с многочисленными мелководными озерами. Здесь идет отложение тонкозернистых плохоотсортированных алеврито-глинистых осадков, иногда образуется тонкая, горизонтальная, а чаще неправильная пологоволнистая слоистость. В условиях гумидного климата многие озера заболачиваются, образуются обширные болотистые низины (марши в том числе), формируются линзы и пласты торфа. В засушливом климате, напротив, многие озера осолоняются, в дельтовых комплексах появляются линзы карбонатных пород и даже более растворимых солей. Отличие комплексов отложений надводной дельты от аллювиального заключается прежде всего в наличии не одного крупного, а целой серии более мелких веерообразно расходящихся русел и, как следствие этого, более медленного течения и большей мелкозернистости и худшей сортировки обломочного материала.

В авандельтах подводным продолжением наземных русел являются бороздины, более отчетливо выраженные во внутренней примыкающей к суше части авандельты и менее на ее внешней морской стороне. Осадки их более тонкозернистые и менее сортированы, чем в наземных руслах и по мере удаления от береговой линии эрозионное залегание их сменяется аккумулятивным, когда водный поток локализуется среди принесенных им же осадков, образующих косослоистые подводные прирусловые валы. На большей части авандельты распространены тонкозернистые алеврито-глинистые, плохо сортированные осадки с горизонтальной слоистостью, а иногда и знаками ряби.

Осадки внешнего склона авандельты и прилегающей части моря могут быть различны. Если склон относительно крутой, а прилегающая часть моря глубокая, то волнения могут вымывать тонкие фракции, и здесь остаются достаточно хорошо

отсортированные и относительно крупнозернистые осадки, имеющие веерообразное и первично наклонное залегание. Тонкий же материал сносится в море и осадки, формирующиеся на относительной глубине в спокойной обстановке, тонкозернисты, тонко- и правильно слоисты. На пологом дне в мелководных условиях в обстановке активных вдольбереговых течений тонкозернистые образования дельты, напротив, могут сменяться более грубыми перемытыми морем осадками.

Для разреза дельтового комплекса в целом характерно увеличение зернистости вверх по разрезу, связанное с продвижением дельт в море и сменой морских обстановок авандельтовыми, а затем надводнодельтовыми субаэральными. В деталях же разрез более сложен и представляет собой ряд циклитов, формирование которых в значительной мере обусловлено миграцией протоков и дельт в целом. Последнее вызывает многочисленные срезания и несогласия, неполноту циклитов. Более того, в разрезах русел и протоков зернистость, напротив, уменьшается к верху.

Органические остатки в дельтовых отложениях специфичны. В надводной ее части часто обильны, вплоть до образования углей, различные растительные остатки, как принесенных рек, особенно во время половодий, так и обитающих здесь растений. Остатки пресноводных или наземных животных организмов более редки, но иногда встречаются настоящие «кладбища» наземных млекопитающих. В авандельтах наряду с сокращением количества принесенных наземных растительных остатков появляется сначала солоноватоводная, а затем и морская фауна. Вообще биологическая активность в дельтовой зоне очень велика, и по данным Ю. Одума (1975 г.) в 20 раз выше средней продуктивности морей и океанов и в 10 раз — богатых жизнью прибрежных вод. Поэтому дельтовые фации в целом обогащены органическим веществом.

При выделении и изучении ископаемых дельтовых комплексов важное диагностическое значение наряду с литологическими особенностями имеет исследование формы осадочных тел, их взаимоотношений друг с другом и фациальных изменений. Сюда прежде всего относится установление расходящихся узких полосовых зон песчаников, врезаемых в подстилающие отложения в пределах наземной части дельт и аккумулятивных в ее подводной части. Важно также установление фациального замещения этого комплекса аллювиальными образованиями с одной стороны и бассейновыми с другой, и, наконец, характерная смена фациальных обстановок в разрезе от морских через авандельтовые к наземным.

Полезные ископаемые фаций, переходных от суши к морю, достаточно разнообразны. В прибрежно-морских и дельтовых отложениях известны различные россыпи, месторождения же-

леза, иногда бокситов, меди (типа медистых песчаников). В лагунных и дельтовых образованиях — угли, реже горючие сланцы, разнообразные соли, в том числе достаточно редкие, типа эпсомита, астраханита, глауберита. Песчаные прибрежно-морские и дельтовые отложения часто содержат нефть и газ, причем здесь нередко формируются не только структурные, но и литологические (шнурковые или рукавообразные в дельтах) и палеогеоморфологические (в барах) залежи.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы основные типы прибрежно-морских фаций и их отложения?
2. Расскажите о лиманных и лагунных фациях в обстановке гумидного и аридного климата.
3. Перечислите морфологические и литологические особенности дельтовых отложений.
4. Расскажите об основных полезных ископаемых прибрежно-морских, лагунных и дельтовых фаций.

Глава 16

ФАЦИИ И ТЕКТНИКА

Существование различных обстановок осадконакопления и характер осадков в каждой из них, т. е. то, что определяется понятием «фация», обусловлены двумя основными причинами — климатом и особенностями тектонического режима. Влияние климата проявляется в существовании отдельных климатических типов литогенеза и, в частности, в значительной мере в составе отложений (см. раздел I). Характер тектоники определяет фациальные обстановки прежде всего и наиболее отчетливо через создаваемый рельеф.

Ярче всего влияние тектоники на характер фаций проявляется в глобальном масштабе. Так в океанических зонах земной коры формируются глубоководные морские осадки батинальных и абиссальных фаций. В краевых и внутренних котловинных морях с субокеаническим типом земной коры формируются глубоководные фации, нередко возникают водоемы с нарушенным гидрологическим режимом. Континентальные массивы, представляющие собой относительно приподнятые участки земной поверхности, служат ареной развития континентальных фаций. На тех же участках континентальных блоков, где, благодаря медленному прогибанию, образуются слабо погруженные области — покрытые морем шельфы (материковые отмели), формируются мелководно-морские фации.

Большой практический интерес представляют фациальные изменения в пределах более мелких тектонических структур —

антеклиз и синеклиз, сводовых поднятий и впадин, локальных антиклинальных и синклинальных складок, на флексурах, в зонах активных нарушений разного плана. Различие фаций здесь также зависит от геоморфологического выражения этих структур и, как правило, чем контрастнее рельеф, тем резче отличаются фации.

Влияние тектонических структур разного порядка на фации можно показать на примере нижепермских подсолевых отложений Волгоградского Поволжья, в зоне перехода Воронежской антеклизы в Прикаспийскую синеклизу (рис. 84). Устанавливается расположение мелководных карбонатных и реже терригенно-карбонатных отложений в пределах Приволжской моноклинали, значительно более глубоководных битуминозных карбонатно-глинистых отложений в Прикаспийской синеклизе и разделяющей их рифовой системы в зоне бортового уступа синеклизы.

Более детальный анализ показывает, что карбонатные фации различаются по глубине образования. Более мелководные отложения представлены светлыми органогенно-обломочными известняками с обильной и разнообразной фауной и водорослями. В составе несколько более глубоководных фаций большее развитие получают микрозернистые и кристаллические известняки и доломиты, отмечаются прослойки тонких глин, отлагавшихся, видимо, ниже зоны взмучивания. Фауна здесь более редка и представлена мелкими фораминиферами, водоросли не установлены. Мелководные карбонатные фации по сравнению с более глубоководными имеют несколько большую мощность и более высокое структурное положение. Области мелководных и несколько более глубоководных отложений располагаются поперечно к региональным тектоническим и фациальным зонам, причем их границы в общем плане соответствуют определенной системе разломов в кристаллическом фундаменте.

В зоне несколько более глубоководных фаций ассельско-сармарино-нижнеартинские отложения на сводах небольших локальных поднятий в ряде случаев замещаются массивными вторичными кавернозными доломитами и пятнисто доломитизированными водорослевыми известняками рифовых образований, причем мощность их возрастает до 150 м, против 80—100 м фоновых значений. Важно отметить, что если амплитуда первичных структур, а следовательно и высота отмелей над дном окружающего моря, составляла в начале перми 5—10 м, то разница батиметрии в результате рифообразования к середине артинского века возрастает до 30—60 м. Другими словами, различия характера отложений, обусловленные фациальными особенностями, ведут к резкому усилению контрастности подводного рельефа.

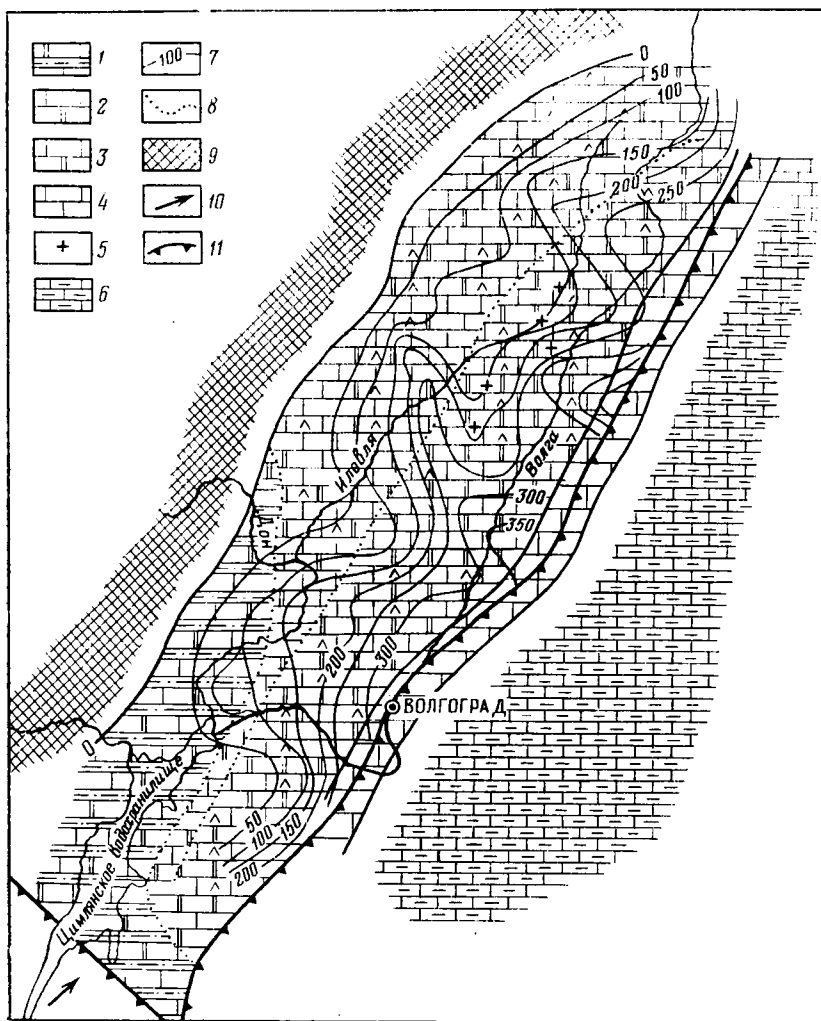


Рис. 84. Схематическая фациальная карта подсолевого комплекса нижнепермских отложений Волгоградского Поволжья (по В. Г. Кузнецову и Т. И. Хенвину, 1969 г.).

Мелководные шельфовые фацисы: 1 — терригенно-карбонатные, 2 — известняково-доломитовые, 3 — доломитово-гипсово-ангидритовые; рифовые фацисы: 4 — полоса развития барьерного рифа, 5 — внутренние рифы, 6 — депрессионные фацисы; 7 — изопакиты (м); 8 — границы фацис; 9 — предполагаемая суша; 10 — направление сноса обломочного материала; 11 — бортовой уступ Прикаспийской впадины и Северо-Донецкий надвиг (современное положение)

Увеличение или уменьшение мощностей в мелководной зоне в своде локальных поднятий является в значительной мере функцией механизма накопления тех или иных по составу осадков; общее — лишь бо́льшая мелководность фаций на своде. Для кластических осадков, в осаждении которых ведущий фактор — гидродинамика среды и, в частности, рассортировка материала по его гидравлической крупности, обычны уменьшение мощностей и укрупнение размерности обломков в своде. Иная картина нередко наблюдается в карбонатных отложениях, где главные процессы осаждения — биогенный и биохемотрогенный. На отмельных, соответствующих тектоническим поднятиям участках, где лучше освещенность, аэрируемость и выше температура, существуют более благоприятные условия для развития различных карбонатосажающих организмов, поэтому интенсивность карбонатонакопления, а следовательно, и мощности осадков здесь больше.

Рассмотрим изменение мощностей и литолого-фациального состава различных по составу отложений средней пачки юрасского продуктивного горизонта (нижний кембрий) Верхневилючанской площади Сибирской платформы (рис. 85). Мощность пачки изменяется незначительно (от 11 до 15 м) с общим региональным увеличением на восток и юго-восток. Сводовый участок поднятия в суммарных мощностях выражен очень слабо в виде небольшого структурного носа (см. рис. 85). Мощность же отдельных литологических разностей распределяется по-разному. Суммарная мощность аргиллитов, мергелей, глинистых, микрозернистых известняков и доломитов, т. е. отложений, которые могли сформироваться в очень спокойной гидродинамической обстановке, максимальна на крыльях (6—12 м) (см. рис. 85, б). Мощности же чистых карбонатных пород (см. рис. 85, в) возрастают здесь с 3—6 до 10 м. При этом явно меняется и их облик: в своде это комковато-сгустковые, онколитовые, мелкозернистые, доломитистые с форменными элементами известняки, на крыльях — преобладают микрозернистые (см. рис. 85, г).

В максимальной степени процесс возрастания мощностей карбонатных отложений на сводах выражен на примере рифов, растущих на локальных малоамплитудных поднятиях. Рифы в этом случае являются важным структуроформирующим фактором. Аналогично биогенным карбонатным отложениям, хемогенные гипсы и ангидриты также нередко имеют бо́льшую мощность в мелководных, в том числе связанных с положительными тектоническими структурами, фациях. Объясняется это тем, что здесь воды быстрее прогреваются, их соленость повышается и раньше, чем в окружающих фациях, достигается предел растворимости, что ведет к более быстрой садке сульфатов.

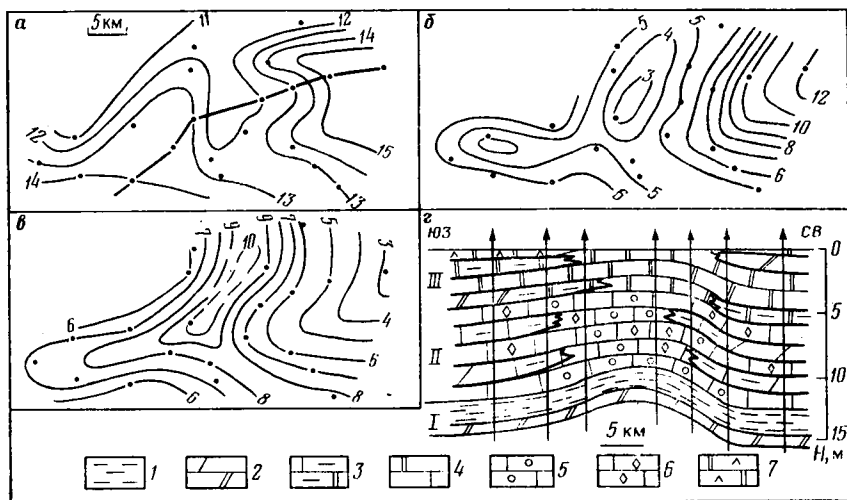


Рис. 85. Мощности (м) и фации средней пачки юряхского горизонта Верхне-вильчюханского месторождения.

Карты: а — суммарных мощностей; (линией показано положение профильного разреза); б — мощностей глин, мергелей, глинистых известняков и доломитов, в — мощностей чистых карбонатных пород (преимущественно фитогенных, перекристаллизованных и доломитизированных); г — литолого-фациальный профиль. I, II, III — элементы циклита. 1 — аргиллиты; 2 — мергели известковые и доломитовые; 3 — известняки и доломиты глинистые; 4 — известняки и доломиты микрозернистые; 5 — известняки фитогенные комковато-стучковые, онколитовые; 6 — известняки перекристаллизованные и доломитизированные; 7 — доломиты сульфатизированные

Конседиментационные разломы и осложняющие их флексуры определяют появление рельефа и изменение глубин в протяженной, но узкой полосе, поэтому и само изменение фаций происходит довольно резко. Чаще всего на приподнятом блоке или крыле флексуры формируются более мелководные отложения, чем в опущенном. В условиях карбонатной седиментации при минимальном вносе терригенного материала к перегибу часто приурочены асимметричные рифовые системы. При интенсивном приносе песчано-глинистого вещества, на склоне формируются специфические линзовидные терригенные или карбонатно-терригенные отложения большой мощности, которые в американской, а в последнее время и в советской литературе получили название клиноформенных (рис. 86).

Зона разломов не только разделяет разные по глубине фации, но и характеризуется повышенной сейсмической активностью. Поэтому здесь нередко срывы осадков с верхней кромки склона и образование подводных обвалов, оползней и мутьевых турбидитных потоков. Специфическими для этой зоны фациями будут, во-первых, «лысые» участки — без осадочного материала, формирование которых не связано с континенталь-

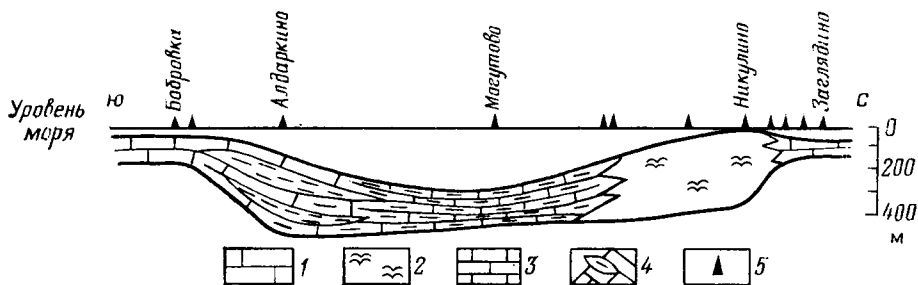


Рис. 86. Схематический фациально-палеогеоморфологический профиль турнейских отложений в Камско-Кинельской впадине в пределах Оренбургской области.

1 — мелководные известняки; 2 — рифы; 3 — относительно глубоководные глинисто-карбонатные битуминозно-кремнистые отложения; 4 — склоновые (клиноформные) глинисто-карбонатные отложения; 5 — скважины

ными перерывами, и, во-вторых, олистостромы—продукты подводных обвалов и оползней, представляющие собой хаотические скопления неотсортированных обломков, сцементированных тонкозернистой массой.

Влияние тектоники на характер фаций через рельеф универсальное, прямое и наиболее отчетливо установленное. Однако стиль тектоники, амплитуда, а главное—темп прогибания или воздымания также воздействуют на характер отложений. Так для платформ характерно относительно широкое площадное распространение отдельных фаций, спокойный характер фациальных изменений, плавный переход одних фаций в другие, незначительные в целом изменения мощностей разнофациальных отложений. В геосинклиналях же нередки узкие фациальные зоны с резкими в связи с этим фациальными границами и колебаниями мощностей.

Очень чутко реагируют на темп тектонического прогибания рифы. При значительной скорости и амплитуде прогибания они в целом имеют куполовидный в поперечном сечении облик с относительно высоким значением отношения высоты к площади основания, округлую или удлинненную в плане форму. В случае медленного прогибания рифы быстро достигают уровня моря и начинают разрастаться не столько вверх, сколько в стороны. При этом они приобретают в профиле вид усеченного с плоской вершиной конуса, с малыми значениями отношения высоты к площади основания и весьма прихотливую конфигурацию, на которую большое влияние оказывают экзогенные факторы — направление ветров и течений, их сила, постоянство.

Закономерные связи фаций с тектоникой позволяют использовать анализ фаций как один из важнейших методов тектони-

ческого и палеотектонического анализа. Прежде всего изучение характера фаций позволяет в общем виде охарактеризовать особенности тектонических движений в регионе. Так наличие кор выветривания свидетельствует о слабых поднятиях, в то время как области устойчивого накопления морских осадков и осадков крупных внутриматериковых бассейнов фиксируют тектоническое прогибание и т. д.

Детальный совместный анализ мощностей, строения разрезов и фаций с учетом различных механизмов накопления разных по составу и структуре отложений позволяет выяснить характер структурообразующих тектонических движений. Если в своде структуры мощность сокращается за счет перерывов и размывов кровли отложений, а фациальный облик отложений на структуре и вне ее остается постоянным, то рост складки происходил в результате поднятия после осадконакопления, а сама складка не имела геоморфологического выражения в рельефе (постседиментационная складчатость). Если в сводовой части появляются более мелководные фации (безотносительно с уменьшенными или, напротив, повышенными мощностями), то складка была выражена поднятием в рельефе дна, т. е. развивалась одновременно с осадконакоплением (конседиментационная складчатость).

Все рассмотренные примеры показывают, что особенности тектонического режима путем анализа фаций восстанавливаются через рельеф. Это вполне естественно, так как именно обусловленный тектоникой рельеф прежде всего определяет распределение и характер фаций. Тем самым анализ фаций позволяет проводить палеогеоморфологические, а через них палеотектонические реконструкции. Поэтому наличие мощных пролювиально-делювиальных отложений свидетельствует о расчлененном рельефе и наличии вблизи этих образований достаточно высоких гор, что в свою очередь, позволяет предполагать интенсивные тектонические поднятия. Аналогично в приведенном выше примере с корами выветривания можно говорить о длительно существующем слабо всхолмленном рельефе, который и отражает медленные поднятия.

Установление серии аллювиальных отложений и выяснение направления течения древних рек позволяют выявить расположение водоемов стока как геоморфологических депрессий и предполагать более интенсивное прогибание именно этих областей по отношению к окружающим районам. Такой метод имеет важное значение при изучении глубоко погребенных нефтегазоносных отложений. Дело в том, что в центральных частях крупных тектонических впадин отложения часто находятся на глубинах, превышающих технически достижимые для массового бурения. В то же время отложения данного возраста в бортовых зонах залегают на меньших глубинах и могут быть

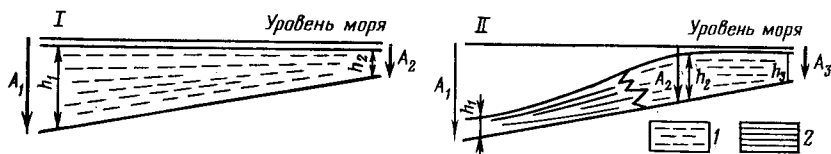


Рис. 87. Схема соотношения мощностей (h), амплитуды тектонического прогиба (A) и фациального облика отложений при компенсированном (I) и некомпенсированном (II) осадконакоплении.

Фашии: 1 — мелководные; 2 — глубоководные. При компенсированном прогибании: $A_1 \approx h_1$, $A_2 \approx h_2$; при некомпенсированном: $A_1 > h_1$, $A_2 \approx h_2$, $A_3 \approx h_3$.

достаточно подробно изучены. Если здесь выявлены направленные к центру впадин палеореки, появляется возможность аргументированно прогнозировать развитие далее во впадине дельтовых, а затем и бассейновых фаций.

Безусловную необходимость учета фашиального облика пород при палеотектоническом анализе можно показать на примере регионов и отложений с компенсированным и некомпенсированным прогибанием. До сравнительно недавнего времени в тектонике преобладало мнение, что абсолютное большинство осадков формируется в определенных достаточно узких интервалах глубин и их фашиальное разнообразие связано лишь с удаленностью от источников сноса, различиями в гидродинамике и т. д. Отсюда постулировалось, что, поскольку геоморфологическое выражение тектонических движений чрезвычайно мало, мощность отложений служит мерилем этих движений и строго отражает амплитуду прогибания.

Вместе с тем в платформенных и особенно геосинклинальных областях существовали районы, где в определенные эпохи тектоническое прогибание по ряду причин не компенсировалось осадконакоплением, в связи с чем глубины водоемов прогрессирующе возрастали, осадки приобретали все более глубоководный облик, а их мощность часто была меньше мощностей синхронных мелководных компенсирующих тектоническое прогибание отложений (рис. 87). В этих случаях формальное, без анализа фаций, применение метода мощностей, когда мелководные и глубоководные отложения приводятся к одному уровню, ведет к принципиальным ошибкам: зоны интенсивного прогибания, зафиксированные глубоководными отложениями, интерпретируются как области поднятия. Поэтому палеотектонический анализ должен всегда предваряться фашиальным для восстановления батиметрии палеобассейнов и только после этого можно судить о характере тектонических движений, распределении областей поднятий и прогибаний и т. д.

Даже небольшие изменения тектонического строения, характера тектонических движений и, как следствие этого, появление очень слабо выраженного рельефа, может вызывать зна-

чительно более резкие изменения фациальной природы отложений (нижнепермские рифы Приволжской моноклинали). Тем самым можно говорить о значительной тектонической (или геоморфологической) «чуткости» фаций и использовать этот принцип для дробного и детального тектонического и палеотектонического анализов, осуществить которые другими методами не всегда удается.

Рассматривая проблему зависимости фаций от характера тектоники, следует иметь в виду только те тектонические структуры и те тектонические движения, которые существовали и проявлялись во время образования этих фаций. Известны многочисленные случаи, когда положение фаций древних отложений не согласуется с современным тектоническим строением. Это позволяет говорить о наличии более древнего структурного плана и относительно молодом возрасте современной тектоники. Тем самым появляется еще один метод использования фаций в палеотектоническом анализе для выявления и характеристике погребенных структур.

Вопросы для самопроверки

1. Охарактеризуйте влияние тектоники на фации в региональном и локальном плане.
2. Охарактеризуйте механизм формирования мощностей разнофациальных отложений.
3. Каково использование фациального анализа для палеотектонических реконструкций?
4. Каково использование фациального анализа для установления кон- и постседиментационных тектонических движений?

Глава 17

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

§ 1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

При выделении и характеристике фаций (фациальном анализе) стоит задача восстановления физико-географических особенностей среды района в течение определенного времени и установления их отличий от условий, существовавших в то же время на соседних участках. Поскольку фации представляют собой единство сути явления и форм его проявления, то изучение последних, т. е. характера отложений, позволяет восстанавливать и суть — условия и обстановки осадконакопления. Так как понятие фации включает обстановки и их отличия от смежных обстановок, это предопределяет необходимость изуче-

ния внутренних свойств объекта (литологии и геохимии отложений, содержащихся в них остатков фауны и флоры) и его **внешних связей** (характера изменчивости).

Внутренние свойства объекта исследования и его внешние взаимодействия проявляются (и изучаются) не только раздельно, но и сложно сочетаясь, и реализуются в особых, нередко специфических формах и строении образующихся осадочных тел, изучение которых дает важный материал для фациальных реконструкций. Подобный комплексный анализ позволяет путем изучения коррелятных отложений, т. е. отложений, возникающих одновременно с образованием скульптурного рельефа, не только восстанавливать условия образования осадков, но и реконструировать обстановки, где осадконакопления в этот период не происходило.

Все реконструкции так или иначе опираются на знание современных обстановок осадконакопления. Так выделение комплекса речных фаций будет основываться на особенностях строения, условиях образования и закономерностях развития современных рек и их отложений. При разделении морских и континентальных фаций также используются знания о современных образованиях того или иного генезиса. Более того, углубление наших знаний о современных условиях, механизмах и процессах седиментации и их результатах, способствует переосмыслению и иной генетической интерпретации многих известных ранее отложений. Так песчаники или прослои органического перебитого детрита в приливно-отливных зонах ранее считались нормальными отложениями приливных течений, а сейчас чаще интерпретируются как штормовые образования (темпеститы). Нижний обломочный элемент флишевого многослоя или циклита считался обычно нормальным мелководным образованием; ныне абсолютное большинство геологов признает глубоководное образование флиша в результате деятельности турбидитных кратковременных потоков. Вообще в последние годы большое внимание уделяется катастрофическим спазматическим явлениям и их осадкам (событийное осадконакопление).

При этом нельзя все современные условия механически переносить на древние эпохи, т. е. полностью абсолютизировать принцип актуализма — необходимо учитывать общую эволюцию Земли и геологических процессов. Относительно постоянными в истории Земли были процессы механического переноса и отложения осадков по законам механической осадочной дифференциации — для транспортировки крупных обломков всегда необходима большая энергия, чем для переноса более мелких; степень отсортированности кластической части зависит от транспортирующей среды (водной или воздушной), стабильности ее энергетического потенциала и т. д. Вместе с тем, даже

в этих относительно простых случаях при постоянстве механизмов осаджения эволюция физико-географических обстановок земной поверхности обуславливала изменение характера фациального облика некоторых терригенных отложений. Так прогрессирующий во времени рост высоты горных сооружений от байкальской складчатости к альпийской обусловил формирование и все более крупногалечных конгломератов.

Что касается геохимических обстановок, состава фауны и флоры, определяющих условия и характер отложения хемогенных, биохемогенных и органогенных пород, то они существенно менялись. Так, кайнозойские доломиты связаны с фациями осолоненных лагун аридной зоны. Однако, массовое развитие доломитов в нижнем палеозое ни в коей мере не является свидетельством наличия многочисленных лагун, так как образование доломита тогда шло в открытых морях нормальной, обычной для той эпохи солености, поскольку соотношения солей в раннепалеозойском Мировом океане и газовый состав атмосферы обуславливали преимущественно отложения доломита, а не кальцита.

Сказанное однако не отрицает, а напротив, определяет необходимость постоянного сопоставления и сравнения с современными осадками и обстановками, что является одним из методов и одной из основ фациального анализа. Более того, приведенные примеры показывают, что само выявление эволюции и определение ее закономерностей возможно при историческом рассмотрении фаций и являются одним из итогов фациального анализа.

Таким образом, для фациального анализа необходимо комплексное использование материалов исследования (рис. 88), которое включает:

литологическое и геохимическое изучение осадочных пород — их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, прежде всего тех, которые имеют генетическое значение (литофациальный анализ);

изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности с целью восстановления условий обитания и захоронения;

установление и интерпретация изменчивости разновозрастных отложений — смены в пространстве их состава, структуры, текстуры, остатков фауны и флоры, следов жизнедеятельности и т. д.;

изучение формы осадочных тел, их строения и взаимоотношения с разновозрастными геологическими телами, а также подстилающими и покрывающими отложениями.

Несмотря на то, что каждый аспект исследований (литологический, палеоэкологический и т. д.) рассмотрен отдельно, естественно, что в практической работе они должны приме-

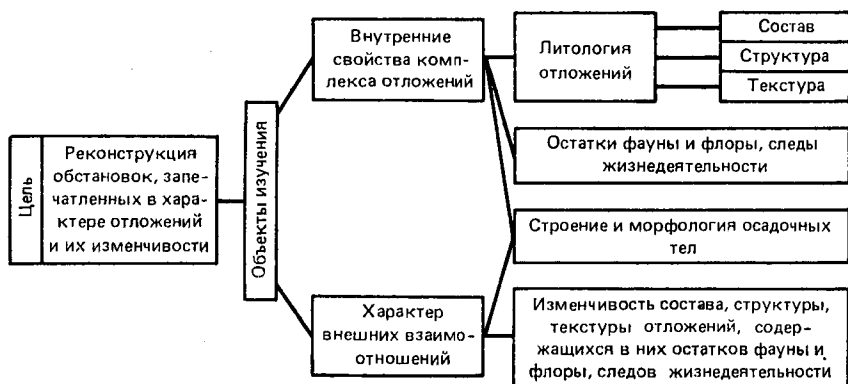


Рис. 88. Схема фациального анализа

няться только в комплексе, дополняя друг друга, что приводит к более полным и обоснованным выводам.

Следует также четко представлять, что анализ и синтез материала идет на разных иерархических уровнях организации. Изучается, во-первых, породный уровень — состав, структура и текстура пород, проводится сравнение этих показателей для разных зон. Во-вторых исследуется уровень ассоциаций пород или точнее породно-слоевых ассоциаций — особенности наслоения, цикличность, характер смены показателей в разрезе, т. е. строение и морфология осадочных толщ и их изменения в пространстве.

§ 2. ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЛЯ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

При исследовании любой осадочной горной породы рассматривается обычно три основных момента — состав этой породы (минералогический, химический, для крупнозернистых и петрографический), ее структура — размер, форма и характер отсортированности слагающих ее фрагментов (обломочных зерен в обломочных породах, органических остатков в органогенных породах) и, наконец, ее текстура — характер взаимного расположения этих фрагментов. Каждый из этих аспектов литологии пород имеет важное генетическое значение. Их изучение должно проводиться как в поле, так и в камеральный период при более детальном микроскопическом и аналитическом изучении материала. Так состав пород и их текстура (для грубозернистых пород и структура) обычно изучаются уже при полевых работах; детальное же изучение состава и структуры проводится обычно при камеральных исследованиях.

Генетическое значение состава пород

Исследование состава обломочной части осадочных горных пород дает материал не только для восстановления условий его осаждения, длительности, направления и дальности переноса, но, что очень важно, и для некоторых реконструкций областей сноса, в частности, в решении вопроса о составе пород в областях питания и иногда частично о климате. Изучая петрографический состав галек и гравия, непосредственно можно говорить о материнских породах для них. Однако грубый материал обычно далеко не переносится, поэтому метод применим лишь для близко расположенных областей питания. При более длительной транспортировке гальки менее устойчивых пород (глинистых сланцев, известняков-ракушечников, основных магматических пород и т. д.) разрушаются и происходит относительное обогащение оставшегося материала более устойчивыми гальками кварца, кварцитов, окремнелых и окварцованных пород. Широко используются для тех же целей обломочные зерна в песчаниках. Если в них присутствуют обломки пород, то последние уже характеризуют состав материнских пород, при их отсутствии рассматриваются ассоциации минералов — как породообразующих, так и аксессуарных.

Так обилие в тяжелой фракции апатита, циркона, рутила, роговых обманок, а в легкой — калиевых полевых шпатов и кварца свидетельствует о размыве гранитоидов. Ассоциация магнетита, титаномагнетита, сфена, основных плагиоклазов, амфиболов и пироксенов наиболее характерна для основных и ультраосновных пород. Кстати говоря, последняя ассоциация позволяет предполагать относительно недалекий перенос и аридный климат в пределах области питания, поскольку многие из этих минералов легко истираются при механическом переносе и быстро разрушаются при выветривании в условиях гумидного климата. Развитие дистена, ставролита, силлиманита, граната, андалузита при значительном количестве в легкой фракции кварца с волнистым и мозаичным угасанием указывает на размыв метаморфических комплексов.

Общая бедность минералами тяжелой фракции, наличие перетолженного глауконита, остатков фосфоритов, кремней, кварцитов свидетельствует о развитии на водосборной площади осадочных пород. Значительно труднее интерпретировать мономинеральный состав обломочной части осадочных пород. Например кварцевые песчаники, содержащие в тяжелой фракции устойчивые минералы — циркон, турмалин, монацит и др., могут образоваться в результате многократного перемива более древних осадочных пород или в условиях, когда область питания располагалась в зоне гумидного климата, что вело

к интенсивному химическому выветриванию с разрушением всех неустойчивых и мало устойчивых минералов.

Состав обломочной части дает возможность устанавливать положение областей сноса и пути переноса обломочного материала изучением изменчивости состава и процентных соотношений минералов. Если получены материалы по процентному содержанию различных кластогенных минералов в ряде разрезов изучаемого стратиграфического подразделения, то можно построить карту или схему количественного размещения минералов по площади. Направление относительного уменьшения содержания неустойчивых минералов и соответственного роста устойчивых, показывает удаление от источника питания и тем самым намечает общие пути переноса материала. При достаточно крупных размерах бассейна, когда обычно существует несколько областей сноса, строят карты терригенно-минералогических провинций — областей седиментации, охарактеризованных одним комплексом легких и тяжелых минералов, связанным с определенными питающими провинциями. Выделяя в пределах одной области седиментации отдельные терригенно-минералогические провинции, можно выяснить откуда поступал обломочный материал в каждую часть бассейна, установить пути переноса, а часто и выявлять неизвестные ранее области суши.

Аутигенные минералы осадочных пород тоже имеют важное значение для реконструкции физико-географических и часто геохимических особенностей сред осадкообразования. При этом необходимо различать минералы, выпавшие в осадок химическим или биохимическим путем в стадии седиментации, и минералы диагенетические. Первые — кальцит и доломит в карбонатных породах, сульфаты и галоиды в эвапоритах, пластовые фосфориты характеризуют обстановку бассейна седиментации; вторые — обстановку диагенеза и лишь частично, в каких-то очень общих чертах, могут быть использованы при выяснении собственно седиментационных условий. Минералов, однозначно определяющих обстановку седиментации, весьма немного. Например обнаружение значительных количеств аутигенного, непереотложенного глауконита (хотя это и диагенетический минерал) или его сочетание с фосфоритами определяет морской генезис отложений. Таковы же условия образования фосфоритов большой мощности и широкого площадного распространения.

Присутствие вивианита, особенно в значительных количествах, а также каолиновых глин — признак пресноводного или очень слабо солоноватоводного бассейна. Сочетание значительных масс магнезита с доломитом или сепиолитом является признаком слабо минерализованных щелочных озер засушливой зоны.

Наиболее распространенные карбонатные минералы (кальцит и доломит) образуются в широких пределах солёности — от слабо минерализованных, практически пресноводных условий до морских, нередко с несколько повышенной солёностью. В то же время достаточно точно установлено, что они образуются в зоне относительно высоких температур. Современные неритовые карбонатные осадки располагаются двумя полосами примерно в пределах 15—25° обеих широт. Фораминиферовые океанические осадки также распространены в низких и умеренных широтах и не заходят в полярные области, что в целом определяется климатическим контролем развития известывыделяющего планктона. Принципиально подобная картина распределения карбонатных отложений установлена и в более древних геологических образованиях.

Что касается вопроса об озерном, лагунном или морском генезисе карбонатных пород, то он может быть решен лишь с привлечением дополнительных данных о содержащихся в них остатках фауны и флоры, характера строения отложений, площадном распространении, фациальных соотношениях и т. д. Например, выдержанные по простирацию пачки карбонатных пород, протягивающиеся на многие сотни и даже тысячи километров — скорее всего морские образования, в то время, как ограниченное площадное распространение может определяться их озерным происхождением.

Наличие мощных толщ гипсов и ангидритов (или нахождения их в цементе базального типа пойкилитовой структуры), а также галоидных солей четко указывает на высокие стадии засоления бассейнов, которые обычно определяются резкой аридизацией климата. Причем, чем более растворимые соли встречаются в породе, тем больше стадии засоления и, в общем случае, тем более сухой и жаркий климат они характеризуют. При этом наличие хлоридов и хлорид-сульфатов говорит о связи соленакопления с морскими бассейнами, карбонатов и сульфатов натрия — с континентальными (озерными). Нахождение автохтонных углей, напротив, свидетельствует о влажности климата и достаточно высокой температуре (по крайней мере положительной среднегодовой).

Для обоснования восстановительной обстановки седиментации нередко привлекается нахождение в породах пирита. В общем виде это неверно, так как пирит в массе своей формируется в диагенезе и не характеризует среду собственно бассейна седиментации, для чего необходимо привлекать другие показатели, в частности, фаунистические. Только наличие мелких кристалликов пирита, расположенных по плоскостям наложения тонко-слоистых и правильно-слоистых отложений, может свидетельствовать о восстановительной среде в придонном слое бассейна.

В настоящее время все большее генетическое значение приобретают геохимические показатели, поскольку геохимия рассматривает историю отдельных элементов, их миграцию и осаждение. В принципе можно использовать данные о любых элементах, однако элементы с высоким кларком — порообразующие — Ca, Mg, Si, Al, в отдельных породах Fe, Na, P, Sr и некоторые другие, образуют минералы и горные породы. В генетическом анализе обычно изучаются не сами элементы, а состоящие из них минералы и породы. Что касается малых и редких элементов с низким кларком, то они, как правило, собственных минералов не образуют или количество их весьма мало и в генетическом анализе используются содержания самих элементов или их отношений. Рассмотрим некоторые примеры.

Выявлено достаточно много показателей относительной солености водоемов (подразделения отложений на пресноводные и морские, иногда соловатоводные) и установления тенденций ее изменения — опреснения или засоления. Например, содержание бора в морских отложениях обычно выше, чем в пресноводных. Противоположно содержание галлия. Поскольку оба эти элемента связаны с глинистой составляющей, наиболее четкие результаты получаются при анализе глин и глинистого материала в песчаниках и известняках (рис. 89).

Вторая весьма показательная пара элементов — стронций и барий. Растворимость первого, как и кальция, лимитируется обычно содержанием в атмосфере и воде CO₂, второго — растворимостью сульфата бария. Поэтому при вносе этих элементов в море барий, соединяясь с сульфат-ионом морских вод, большей частью сразу же осаждается и концентрации его в прибрежной зоне повышены. Стронций же вместе с кальцием осаждается вдали от берега в морских условиях вначале биогенно, при нормально морской солености, обычно входя в состав арагонитовых скелетов различных организмов, а затем хемогенно в обстановке повышенной солености на границе доломитовой и сульфатной седиментации. Поэтому малые значения стронций-бариевого отношения (обычно <1) характерны для пресноводных условий, большие — для условий повышенной солености. Другими словами, рост этого отношения часто указывает на переход континентальных отношений в морские.

В качестве примера рассмотрим отложения суходудинской свиты верхнего валанжина — готерива Енисей-Хатангского прогиба Восточной Сибири (рис. 90). Она сложена аркозово-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, иногда глинистыми и пластами глин. При этом снизу вверх увеличивается содержание глинистой фракции и уменьшается медианный диаметр и максимальный размер зерен, отсортированность отчетливо ухудшается. Такие изменения ясно указывают

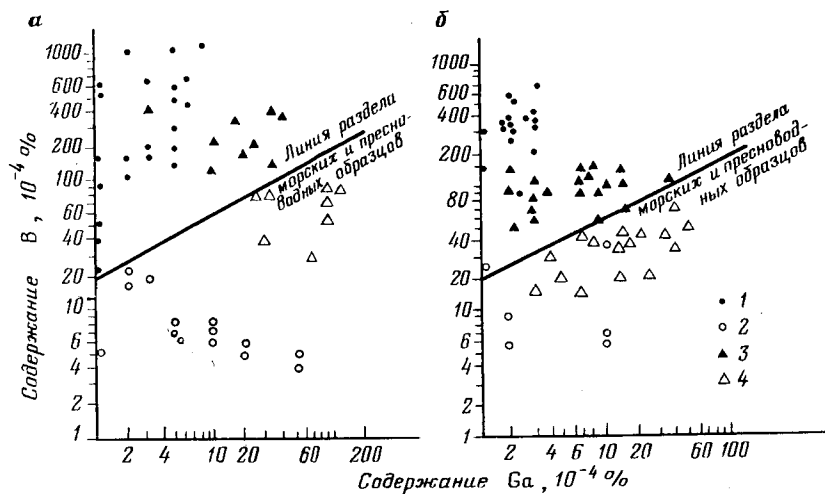


Рис. 89. Содержание бора и галлия в глинистой фракции известняков (а) и глинистых пород (б) верхнепротерозойских и палеозойских отложений Сибири и США (по Е. П. Акульшиной, 1976 г.).

1, 3 — морские отложения; 2, 4 — пресноводные отложения

на направленное во времени ослабление гидродинамической активности в зоне седиментации.

Решению вопроса о причинах этого явления во многом способствует изучение характера распределения малых элементов, из которых наиболее информативны именно бор, стронций, частично магний (их содержание растет в верх по разрезу) и барий (его концентрации в этом направлении снижаются). Низкие содержания бора (~ 20 г/т) и относительно повышенные бария в глинах основания разреза позволяют думать, что формирование осадков шло в условиях резкого распреснения при наличии сульфат-иона. Со временем происходило засоление вод, что вело к более активному осаждению бора, стронция и магния, росту стронций-бариевого отношения. Таким образом изменение гидродинамики было связано с трансгрессией и сменной континентальных и прибрежных обстановок морскими.

Имеются определенные геохимические показатели условий с точки зрения их окислительно-восстановительного потенциала. Так, в отложениях, формирующихся в восстановительной среде и часто обогащенных органическим веществом повышены концентрации меди, никеля, ванадия, молибдена и некоторых других элементов. Более того, иногда удается установить была ли восстановительная обстановка сероводородной или глеевой. Например свинец осаждается в сероводородной

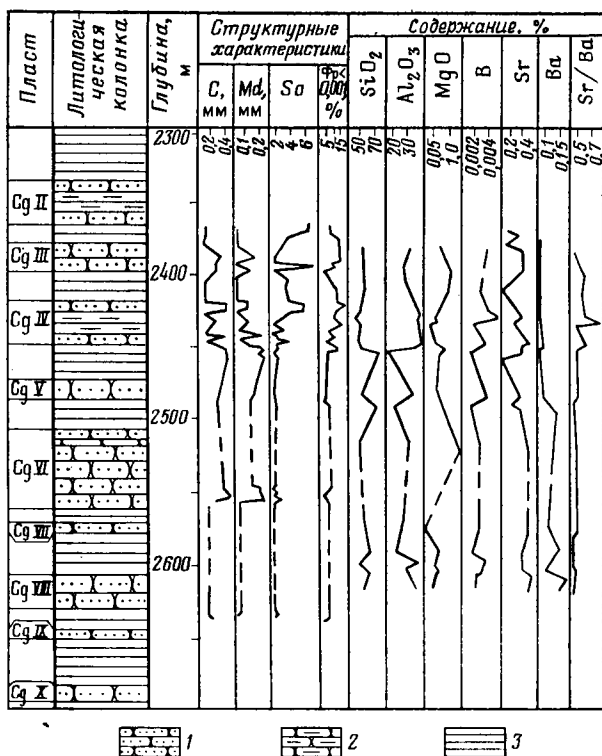


Рис. 90. Литолого-геохимический разрез отложений суходудинской свиты Пеляткинского месторождения (по В. Г. Кузнецову, Н. М. Скобелевой, Т. П. Сынгаевской, 1985 г.).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины, аргиллиты

восстановительной обстановке, в бессероводородной среде свинец растворим и его содержания весьма низки. Поэтому, например турнейские депрессионные отложения осевой части Камско-Кинельской впадины формировались в восстановительной среде, поскольку в них по сравнению с мелководными разновозрастными отложениями повышены содержания ванадия примерно в 26 раз, никеля в 8 раз, меди в 5 раз, молибдена в 32 раза; вместе с тем обстановка была бессероводородной, так как концентрации свинца здесь понижены примерно вдвое.

Геохимические данные, в частности содержание стронция, магния, изотопные соотношения и т. д. используются и в других направлениях генетического анализа, например при определении палеотемператур.

Генетическое значение структуры пород

Теоретическая основа генетической интерпретации данных о структуре обломочных пород достаточно проста. Размер обломков зависит прежде всего от контрастности рельефа и динамики среды отложения, отсортированность — от длительности переноса и стабильности гидродинамики, окатанность — от длительности транспортировки (при равных прочих условиях). При этом могут возникать определенные соотношения между параметрами, характеризующими структуру — максимальным и медианным размером частиц, их окатанностью и др. Некоторые выводы можно получить, исследуя структуру конкретной породы (образца), т. е. ее внутренние свойства. Значительно больше возможностей дает сравнительное изучение структуры ряда пород, что позволяет выявить изменчивость отложений по площади, т. е. устанавливать внешние взаимоотношения.

По структуре обломочной части можно косвенно судить о рельефе областей питания. Чем он выше, тем более грубозернистый материал образуется и тем его больше. Правда гальки и валуны обычно далеко не разносятся и накапливаются непосредственно в предгорьях и несколько дальше протягиваются по руслам рек; кроме того они могут образовывать прибрежные отложения в водоемах с крутыми берегами (клифами). Однако уже само наличие грубообломочных пород говорит о резкой расчлененности рельефа, а размер галек и валунов позволяет в ряде случаев оценить высоту разрушающихся гор. Расчеты показали, что контрастность рельефа в течение геологической истории направленно растет. Так, в Азии после байкальской складчатости и горообразования высота хребтов составляла 1500—2000 м, после герцинской 3000—4000 м, киммерийской 5000—6000 м и, наконец современная, после альпийского орогенеза 7000—9000 м.

В настоящее время имеется ряд интересных и часто удачных попыток использовать структурные особенности осадочных пород для непосредственного выяснения генезиса отложений или точнее динамики среды осаждения. Примерами подобного рода могут служить «генетическая диаграмма» Л. Б. Рухина, где рассматривается соотношение особым образом рассчитанных средних размеров зерен с коэффициентом сортировки, сравнение характера кумулятивных кривых Д. Дугласа, диаграмма Г. Ф. Рожкова, диаграмма Р. Пассега для определения генезиса водных осадков, которая считается сейчас наиболее удачной. По мнению Д. Р. Пассега способы переноса и отложения обломков могут быть определены соотношением двух основных параметров — максимального размера C , определяемого как 99 %-ная квартиль, т. е. такой размер, относительно которого более крупные зерна составляют 1 процент

(пляжи моря и крупного пресноводного озера), в разных фациях могут быть одинаковые формы движения воды (реки и морские течения), в пределах одной группы фаций или даже одной фации могут быть движения разного типа или разной интенсивности (в русловых фациях характер движения и его интенсивность различны в стержневой зоне и у берегов, на перекатах и в западинах и т. д.). Кроме того структура обладает определенной консервативностью и при переотложении осадка в ней сохраняются (наследуются) особенности исходных пород и осадков. Так некоторые современные эоловые пески Кара-Кумов попадают на генетических диаграммах в поле речных осадков. Это связано с тем, что пески — древний аллювий Аму-Дарьи, слабо перевеянный ветром, и сохранили еще многие признаки аллювиального происхождения.

Отсортированность отложений зависит от среды переноса и отложения (воздушной или водной) и характера ее движения. Эоловые осадки отличаются обычно высокой степенью отсортированности. Осадки, отложенные при колебательных движениях водной среды, в связи с неоднократным взмучиванием и переотложением, характеризуются значительно лучшей отсортированностью по сравнению с осадками, отложенными при поступательном движении воды. Отсортированность отложений резко ухудшается, если обломочный материал поступает из различных источников сноса и перед захоронением не успевает пересортироваться в месте осаднения. В этом случае гistogramмы гранулометрического состава становятся двухвершинными (распределение бимодально). Поэтому, используя данные гранулометрического анализа, нельзя ограничиваться чисто формальным изучением числовых коэффициентов Md , So и т. д.

Рассмотрение серии гistogramм позволяет иногда сгруппировать их в отдельные типы, которые достаточно отчетливо обособляются на площади. Тем самым может быть решен самый первый этап в фациальном анализе — выделение отдельных, отличных друг от друга (в данном случае по характеру распределения размерных фракций) комплексов одновозрастных отложений.

Например, в отложениях XII продуктивного горизонта (нижний альб) Каганской группы структур (Западный Узбекистан) установлено три типа пород, характеризующиеся тремя видами гistogramм (рис. 92). Мелководные отложения, куда материал поступал с близрасположенного острова, представлены плохо отсортированными грубозернистыми породами; в пределах внешней морской части подводной дельты отмечаются хорошо отсортированные крупнозернистые алевролиты. Наконец, в зоне контакта этих обстановок, где происходило смешение материала разного происхождения, откладывались



Рис. 92. Типы гистограмм гранулометрического состава пород XII горизонта (нижний альб) Каганской группы структур Западного Узбекистана (по В. Г. Кузнецову и В. И. Данчеву, 1960 г.).

а — плохо отсортированные гравелиты — зона надводной дельты; б — хорошо отсортированные крупнозернистые алевролиты — зона морских отложений; в — плохо отсортированные материалы двух источников сноса

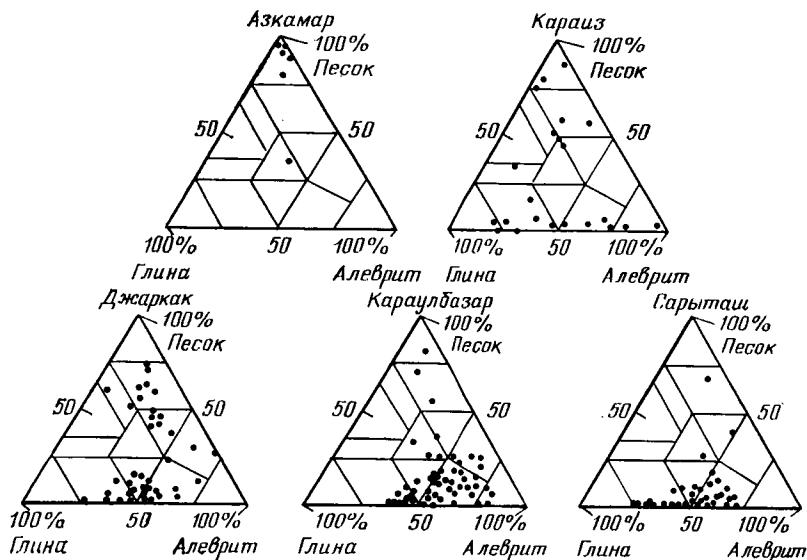


Рис. 93. Треугольные диаграммы гранулометрического состава пород XII горизонта (нижний альб) Каганской группы структур Западного Узбекистана (по В. Г. Кузнецову и В. И. Данчеву, 1960 г.).

Фигуративные точки обособляются в полях песков (зона надводной дельты), алевроитов (зона морских отложений) и хлидолитов (зоны смешения материала двух источников сноса).

неотсортированные осадки, характеризующиеся двухвершинными гистограммами. Группировка отложений в разные совокупности по их гранулометрическому составу может быть произведена и при нанесении аналитических данных на треуголь-

ную диаграмму. Фигуративные точки прибрежных отложений XII горизонта обособляются в поле песков, морской части подводной дельты — алевроито-глинистых осадков; промежуточные разрезы — в полях песчано-алевритовых осадков и хлидолитов (рис. 93).

Очень важно выявлять и изучать тенденции и направления изменений структуры. Например, известно, что осадки и образованные из них породы вблизи берегов в общем виде более грубозернистые, чем в центральных частях водоема. Более грубозернистый состав отмечается также в полосе течений и в зоне более активного волнения на отдельных поднятиях рельефа дна. Поэтому, имея достаточно большое количество каменного материала из естественных обнажений и (или) скважин и проводя массовые гранулометрические анализы, можно построить в изолиниях карты медианного диаметра обломочной части. Основная конфигурация изолиний отразит общую форму бассейна седиментации с погрубением материала в его береговой полосе. Направление уменьшения размерности обломочного материала отражает направление его переноса. Отдельные изолированные участки более крупнозернистого материала, по-видимому, будут соответствовать островам и отмелям, что дает возможность реконструкции рельефа дна. Наконец, вытянутые линейные полосы более грубого материала можно интерпретировать как зоны течений, а изменение гранулометрии вдоль их простирания дает указания о его направлении. Аналогичным образом можно строить и интерпретировать и другие карты, характеризующие гранулометрию и структуру пород.

Таким образом, в использовании данных о структурных особенностях пород для фациального анализа наметилось три направления.

1. Построение различного типа генетических диаграмм, которые отражают скорее не фации, а динамику среды и часто не дают достоверных и однозначных результатов.

2. Разделение отложений, выявление и обособление естественных групп, отличающихся друг от друга теми или иными показателями. Проще всего это можно сделать, анализируя распределение фигуративных точек на треугольных диаграммах, сопоставляя и группируя в отдельные типы гистограммы, кумулятивные кривые и др. Эти данные непосредственно не дают никакой генетической информации, однако объективное обособление определенных комплексов немало способствует дальнейшей успешной их генетической интерпретации.

3. Картирование гранулометрических параметров, т. е. построение карт, где в изолиниях рассматривается распределение по площади среднего диаметра частиц, модальных или медианных значений, коэффициента отсортированности, появление наиболее грубых фракций и т. д. Эти карты также непо-

средственно не определяют генезис отложений, но дают объективную картину «изменчивости» отложений и не только пространственно обособляют отдельные комплексы, но показывают также характер и тенденции таких изменений, что облегчает дальнейший генетический анализ.

Генетическое значение текстуры пород

Тектурные особенности пород — характер слоистости и разнообразные знаки на границах пластов, ориентировка фрагментов породы, имеют очень большое значение для выяснения условий их происхождения. Вместе с тем сейчас становится все яснее, что непосредственно устанавливать фации по этим текстурным признакам невозможно. Дело в том, что текстурные признаки характеризуют в какой-то степени динамику среды переноса и отложения, а эта динамика, как уже неоднократно отмечалось, может быть одинакова или похожа в различных фациях и тогда одни и те же текстуры будут встречаться в отложениях различных фаций. Так, поступательное движение воды, образующее косую слоистость, отмечается в реках, озерах, морях, временных потоках. Кроме того, в одинаковых или близких фациях могут возникать несколько различные формы движения среды осадконакопления. Например, в русловых фациях она имеет поступательный характер в стречневых участках и часто колебательный — в краевых зонах потока, что ведет к появлению разных текстур. Все это не позволяет абсолютизировать текстурные признаки и использовать многие из них непосредственно для однозначного определения фаций, однако изучение их тем не менее необходимо, поскольку дает важный дополнительный материал для фациального анализа, главным образом, для выявления динамики, т. е. характера, направлений и скорости движения среды осадконакопления. Рассмотрим генетическое значение некоторых текстур.

Слоистость. Появление слоистой текстуры, несмотря на разнообразие формы ее проявления, в конечном счете отражает изменение гидродинамики среды переноса и осаждения, поэтому разные виды слоистости характеризуют разную гидродинамику. Среди наиболее распространенных горизонтально слоистых текстур остановимся подробнее на интерпретации тонкой правильной слоистости, приобретающей иногда вид микрослоистости (рис. 94, а). Эта текстура представляет особый интерес для геологов-нефтяников, так как часто характеризует условия накопления толщ, обогащенных органическим веществом, которое впоследствии может генерировать углеводороды.

Происхождение такой слоистости может быть достаточно разнообразным. Она может встречаться и в мелководных и,

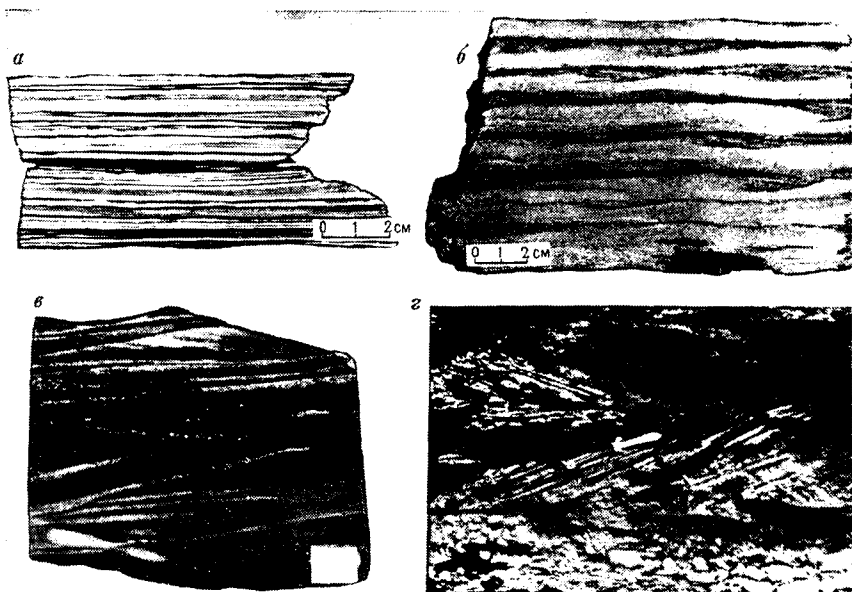


Рис. 94. Типы слоистости.

а — тонкая горизонтальная, межсоловые глины соленосной толщи среднего миоцена Армении; *б* — пологоволнистая, нижний титон, верховья р. Эшкакон, Северный Кавказ; *в* — перекрестная со срезанием косослоистых серий; *г* — разнонаправленная косая, Крым, средний—верхний плиоцен, окрестности г. Севастополя

напротив, в очень глубоководных отложениях. Но во всех случаях общее необходимое условие ее формирования — спокойная обстановка в природном слое, так как отсутствие волнения и придонных течений, которые взмучивали бы осадок, способствует сохранению тонкой слоистости. Такие условия существуют в небольших озерах, а также в хорошо защищенных от ветра и морского волнения заливах. Современные примеры такого типа — фиорды Скандинавии, где иногда даже существует сероводородное заражение.

Наконец, тонкослоистые осадки формируются и в открытых морях. Это либо изолированные котловинные и достаточно глубоководные водоемы типа Черного моря, либо отдельные более глубокие впадины среди обычных шельфовых морей, как это наблюдается, например, в Балтийском море, где в отдельных депрессиях — иловых впадинах идет накопление тонкослоистых илов с высоким содержанием органического вещества. А раз обстановка осаждения очень спокойная, нет перемешивания вод, то нередко здесь возникает и дефицит кислорода (поэтому здесь нет или мало донной фауны), что способствует накоплению и, главное, сохранению в осадке органи-

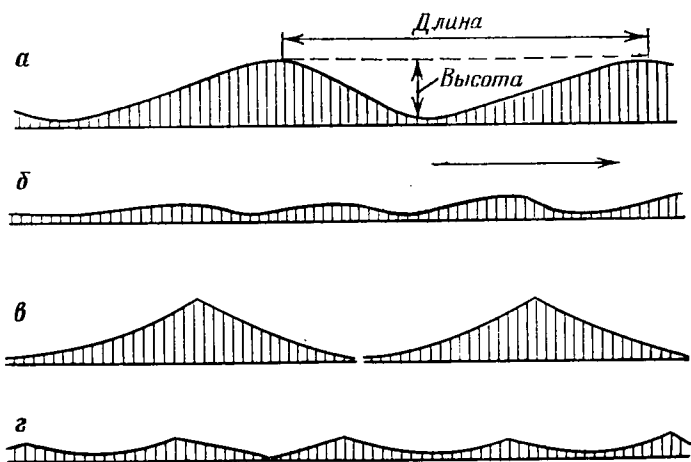


Рис. 95. Типы знаков ряби (по Р. Шроку):

а — водных потоков с величиной индекса около 5; *б* — эоловая с высоким индексом; *в* — волновая с небольшим индексом, на малых глубинах вершины гряд обычно закругляются; *г* — волновая с большим индексом

ческого вещества, из которого впоследствии образуется нефть. Многие нефтематеринские толщи имеют тонкослоистое строение и формировались в очень спокойной обстановке. При наличии небольшого волнения, которое лишь в сравнительно небольшой мере взмучивает и перерабатывает осадок, возникают полого-волнистые (см. рис. 94, б) и линзовидно-волнистые текстуры.

Важна для генетического анализа косая слоистость (см. рис. 94, г). Она наиболее характерна для мелкообломочных пород — песчаников и алевролитов, реже встречается в обломочных известняках. Косой слоистости посвящены многочисленные исследования, имеются очень подробные морфологические и генетические классификации, однако чем больше изучается этот вопрос, тем становится яснее, что простой связи типа косой слоистости с фациями нет. По-видимому, можно считать установленным, что направление падения косых слоев совпадает с направлением движения среды отложения. Имеются также некоторые отличия косой слоистости, образованной в водной среде и в воздушной.

В эоловых отложениях косослоистые серии достигают иногда 12—30 м, в то время как в водных они не превышают 1,0—1,5 м. Эоловая косая слоистость особенно в сравнении с речной отличается волнистыми слоями, непостоянством и сменой углов падения, частым срезанием одних волнистых серий другими. При наличии косой слоистости следует проводить массовые замеры падения косых слоев в различных точках,

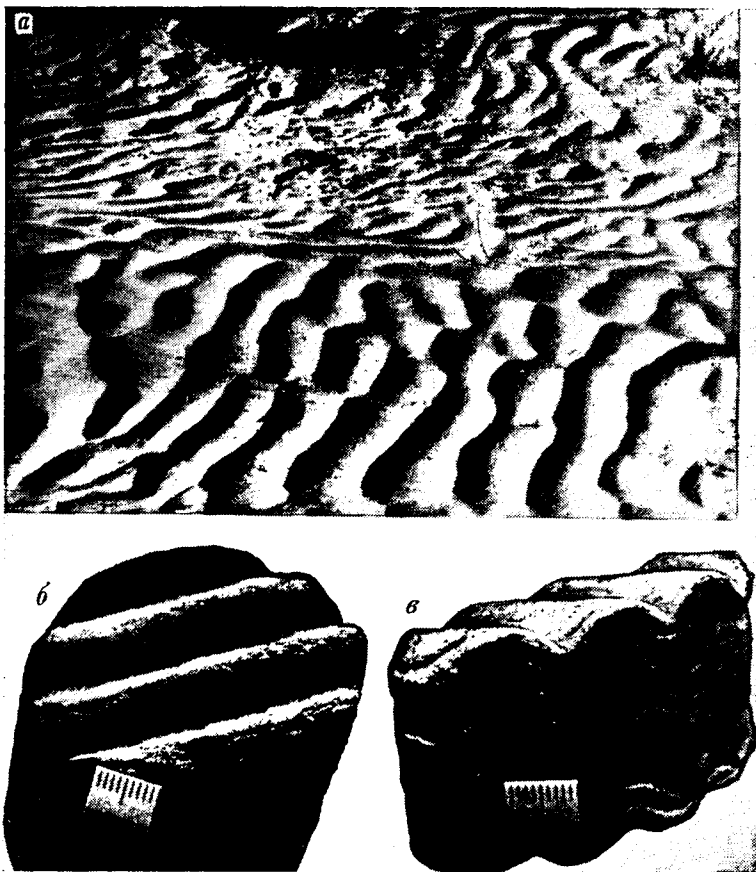


Рис. 96. Знаки ряби на поверхностях слоев. Средний карбон, Приуралье, площадь Татарский Нагадак, скв. 34, интервал 832—836 м.

а — современная эоловая рябь, Центральные Кызылкумы; б, в — симметричная водная волновая рябь

по результатам этих замеров строить диаграммы-розы преобладающего падения в каждой точке (разрезе), а затем нанести на карту около каждого пункта наблюдения преобладающие направления падения слойков в этой точке. При большом количестве замеров на карте появляется сетка основных направлений течений — гидрографическая сеть, система морских течений и т. д.

Установление течений в бассейне имеет большое значение. Они приносят кислород и обеспечивают окислительную обстановку седиментации, определяют характер осадков и их рас-

Т а б л и ц а 24
Признаки знаков яри различных типов

Основные признаки	Водная ярь		Эоловая (ветровая) ярь
	Волновая	Течений	
Длина волны l (расстояние между вершинами гребней) Высота волны h (превышение гребня над ложбиной)	От 0,5 до 50 см, обычно 2—10 см От немногих миллиметров до нескольких сантиметров. В одной системе равномерная, почти не изменяющаяся	От 2—3 см до 2—3 м От 2—3 мм до 40—50 см. Быстро меняется по направлению	1—10 см, реже до 25 см Обычно несколько миллиметров. Меняется по простиранию
Индекс яри (отношение расстояния между вершинами соседних валков к их высоте l/h) Форма яри	Симметричная. Гребни острые, иногда округленные, углубления полого округлые более широкие, чем гребни. В волноприбойной зоне могут быть асимметричны. Хребтики относительно параллельны	Низкий: 4—10 Асимметричная. Крутой склон направлен по течению. Хребтики прямолинейные, волнисто и дугообразно изогнуты, различной длины, иногда короткие	Высокий: >15 , иногда до 100 Асимметричная с пологим наветренным склоном. Хребтики дугообразно изогнуты
Взаимоотношение в плане	Хребтики приблизительно параллельны и расположены на примерно равных расстояниях друг от друга	Хребтики обычно почти параллельны и находятся на приблизительно равных расстояниях; при вихревых движениях воды могут располагаться беспорядочно	Близкое к параллельному
Ориентировка в пространных	Обычно параллельна береговой линии	В общем случае хребтики перпендикулярны к направлению течения	Разнообразная в зависимости от направления ветра
Внутреннее строение	Легкий материал скапливается на гребнях, более тяжелый в углублениях	Легкий материал скапливается на гребнях, более тяжелый в углублениях	На хребтиках зерна крупнее, чем в углублениях

пределение, расселение водных организмов и разнос их после смерти, т. е. определяют многие важные фациальные особенности отложений. Поскольку они откладывают, как правило, грубый материал, то в зонах ископаемых течений формируются коллекторские толщи, могущие содержать залежи нефти и газа.

Знаки на поверхности слоев чрезвычайно разнообразны. Многие из них хорошо изучены и их происхождение не вызывает сомнений, значение других (гieroглифы во флишевых толщах) — до сих пор не всегда ясно. Ряд таких текстур образуется в результате жизнедеятельности организмов. Это следы ползания, следы илоедов и сверлильщиков, отпечатки ступней различных позвоночных и т. д., которые изучаются специальным разделом палеонтологии — палеоихнологией. Многие текстуры имеют неорганическое происхождение и формируются под действием агентов внешней среды.

Довольно часто встречаются и подробно изучены знаки ряби на поверхности слоев (рис. 95, 96). Они образуются при действии на осадок водных или воздушных течений, а также волн, причем имеются достаточно определенные отличия ряби эоловой от ряби, образованной в результате течений — поступательное движение воды, и волнений — колебательное движение воды (табл. 24). Раньше считалось, что водная рябь всегда образуется на очень небольших глубинах и может быть важным признаком мелководья. В настоящее время знаки ряби обнаружены на поверхности осадка в океанических глубинах.

На поверхности глинистых и алевролитовых, а иногда и тонкозернистых карбонатных пород отмечаются трещины высыхания (следы растрескования). Важное значение этих текстур заключается в том, что они формируются в периоды осушения влажного осадка. Тем самым их наличие свидетельствует либо о крайней мелководности бассейна и его периодическом осушении, либо о континентальных условиях — сухой климат с редкими, но обильными осадками (образования типа современных пустынных такры).

§ 3. ИЗУЧЕНИЕ ОСТАТКОВ ДРЕВНИХ ОРГАНИЗМОВ И СЛЕДОВ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

При изучении остатков организмов необходимо прежде всего установить, что представлено в изучаемом материале: биоценозы или танатоценозы.

Биоценоз — это население данного участка, сформировавшееся за определенное время под влиянием особенностей среды,

свойственных этому участку. Место обитания биоценоза называется биотопом. Иными словами, в биотопе мы встречаем остатки организмов в среде их обитания в прижизненном положении и (или) практически не испытывавшие переноса.

Танатоценоз — это посмертное скопление организмов, нередко разных биоценозов, поскольку захоронение происходит не в местах их жизни, а на участках, куда остатки организмов переносятся после смерти. Ископаемые биоценозы прежде всего характеризуются автохтонным залеганием органических остатков и следов жизнедеятельности: наличием остатков колоннальных и одиночных организмов (кораллов, мшанок, археоциат) в положении роста, прирастающих и прикрепляющихся беспозвоночных (брахиопод, пелеципод, серпул и др.) в прижизненном положении, ходов червей и других илоедов, норки зарывающихся в ил (солены, лингулы) и сверлильщиков твердого грунта, корневой системы растений и т. д. Захороненные биоценозы содержат остатки организмов, в том числе одних и тех же видов самых различных размеров и без всяких следов переноса (дробления, окатывания).

Танатоценозы отличаются аллохтонным залеганием остатков организмов. Для них обычны разрозненность створок двустворчатых раковин (брахиопод, пелеципод, остракод и др.), сортировка раковин по размерам, определенная их ориентировка, наличие обломков раковин, признаки их окатывания; могут встречаться остатки организмов, судя по экологии которых можно утверждать, что они никогда не обитали вместе.

Фациальное значение ископаемых биоценозов

Значение ископаемых биоценозов в том, что на основании экологии входящих в него организмов можно восстановить многие физико-химические черты среды их обитания.

В ряде случаев уже простое определение состава организмов позволит сделать некоторые выводы об условиях осадконакопления. Распределение основных групп беспозвоночных в зависимости от глубин, солёности и характера субстрата показано на рис. 97, 98, 99. Хотя эти условия характерны для современных организмов, многие из них встречаются и в ископаемом состоянии, поэтому эти данные, с теми или иными коррективами, можно использовать и для древних отложений.

Нахождение весьма разнообразной фауны и флоры, представленной не только различными группами, но и различными родами и видами, хотя количество особей каждого вида может быть невелико, свидетельствует об условиях, благоприятных для существования в данной среде различных организмов, в частности, о нормально морских условиях. Напротив, однообразие видового состава и часто очень большое количество

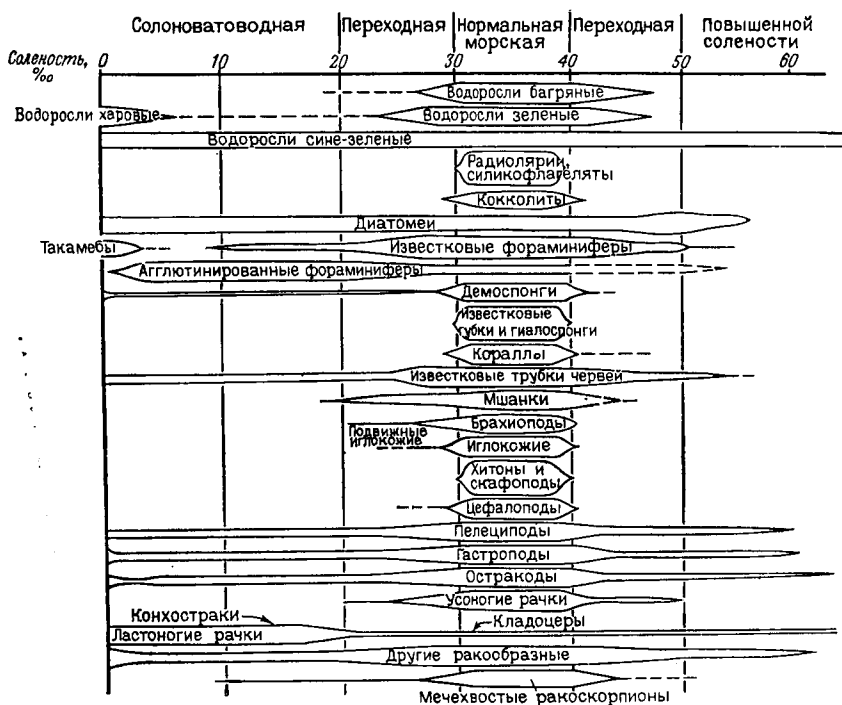


Рис. 98. Современное распределение основных групп беспозвоночных, встречающихся в ископаемом состоянии в зависимости от солености (по Ф. Геккелу, 1974 г.).

характеризующегося неподвижным образом жизни на поверхности грунта. Причем раковины толстостенны или грубоскульптированы, нередко прирастающие друг к другу, и не несут следов переноса и механической сортировки. В современных морях это устричные и мидиевые банки; в мезозое и кайнозое банковые ракушняки формировались преимущественно раковинами острейд, в палеозое они сложены брахиоподами — пентамеридами и продуктидами, реже двустворчатыми моллюсками (мегалодонтиды).

Количественный анализ видового состава ископаемых организмов должен быть дополнен детальным исследованием различных экологических групп организмов (их наличия, количества, разнообразия, морфологии, размеров и т. д.). Отметим в связи с этим некоторые основные экологические группы и их значение для фациального анализа.

Наличие ползающих по дну организмов может свидетельствовать об относительно нормальном газовом режиме, т. е.



Рис. 99. Современное распределение основных бентосных групп беспозвоночных, встречающихся в ископаемом состоянии, в зависимости от жесткости субстрата (по Ф. Геккелу, 1974 г.).

наличии в придонной части бассейна кислорода, которым они дышат. Многие пелециподы перемещаются по дну, зарывая в ил ногу. Следовательно, их нахождение свидетельствует о мягком илистом грунте. Находки унионид будут указывать на опресненный характер водоема и т. д.

Присутствие зарывающихся организмов свидетельствует об илистом рыхлом характере грунта. Эти организмы могут жить на самых различных глубинах и часто даже в обстановке недостатка или отсутствия кислорода (лингулиды, леды, солены, синдесмиа и др.).

Важное фациальное значение имеют различные каменоточцы или сверлящие организмы. Они известны среди двуствор-

чатых и брюхоногих моллюсков, губок, червей, морских ежей и ракообразных, причем в ископаемом состоянии большинство сверлильщиков не сохраняется и наблюдаются только следы их жизнедеятельности в виде норок колбовидной формы с более узким отверстием. Такая форма углубления позволяет безошибочно определять, что ее образование не связано с абиогенными процессами, хотя очень часто они описываются как следы дождя.

Находки следов сверления имеют очень важное значение в фациальном анализе. До сих пор не известны сверлильщики в озерах и озерных отложениях, поэтому они, видимо, являются важными показателями моря. Поскольку сверление возможно только в твердом скальном грунте, то обнаружив эти следы, можно твердо и однозначно говорить о характере грунта. Скальный же грунт встречается не часто и только в определенных зонах моря. Одна из них — скальные побережья и по находкам сверлений можно очень точно фиксировать положение береговых линий древних бассейнов, а это имеет важное палеогеографическое и прикладное значение, позволяет решать и некоторые тектонические вопросы. Классическим примером в этом отношении стали колонны древнеримского храма Сераписа около итальянского города Поццуоли, которые в нижней части источены литофагами. Это свидетельствует о том, что после постройки территория была погружена под уровень моря, а затем вновь приподнялась, причем, зная дату постройки, можно точно замерить амплитуду перемещения.

Кроме береговых скал твердый грунт может обнажаться и в пределах самих бассейнов на том или ином расстоянии от берега. Это либо рифовые постройки, либо участки дна с активными донными течениями, которые препятствуют осадконакоплению и отмечают перерывы в осадконакоплении даже без вывода данного участка выше уровня моря.

Сверлильщики могут поселяться также на твердых предметах среди относительно рыхлого грунта — на крупных раковинах, гальках и т. д. В этом случае можно говорить о медленном накоплении осадка, который не перекрывал твердые обломки, или о перерыве в осаднении под действием течений. Источенность камнеточками гальки только с одной стороны свидетельствует о том, что гальки уже твердо зафиксировались в осадке. Зная размер и форму данного обломка, можно получить представление о степени подвижности придонных вод. Находки норок на двух сторонах указывает на то, что гальки периодически переворачивались в результате эпизодических волнений, связанных с бурями, цунами и т. д.

Важное значение среди прикрепляющихся организмов играют водоросли. Поскольку это фотосинтезирующие организмы, для жизни им нужен свет, а он не проникает на большие глу-

бины. Поэтому донные водоросли — надежные показатели малых глубин. При средней прозрачности воды синезеленые водоросли обитают на глубинах не более 20 м, зеленые — 50, и только багряные опускаются в ряде случаев до глубины 150 м. Другое важное обстоятельство, на которое указывают водоросли, — это окислительная среда в воде и придонном слое, так как в процессе фотосинтеза выделяется кислород. Наконец, заросли водорослей резко смягчают волнение, способствуя тем самым улавливанию и осаждению тонких частиц и обитанию здесь организмов с хрупкими тонкостенными раковинами.

Форма, размеры и скульптура твердых выделений бентонных беспозвоночных меняются под действием различных факторов, определяемых в значительной степени условиями среды. Например, в обстановке активного волнения или сильных течений все бентонные формы, обитающие на поверхности грунта (эпифауна), имеют толстые массивные раковины, поскольку их труднее снести с места и раздробить. Этим же целям служат различные якорные устройства, прикрепление цементацией, наличие грубой скульптуры. Последняя в виде ребер и шипов сохраняет достаточную жесткость раковины при уменьшении массы, а также увеличивает степень сцепления ее с грунтом и препятствует сносу. Для донной фауны, обитающей в спокойной гидродинамической обстановке, все это усиление не нужно, и она отличается сравнительно меньшими размерами, тонкими и слабо скульптурированными раковинами. Естественно, что инфауна, т. е. зарывающиеся и всверливающиеся организмы, всегда имеет тонкие, хрупкие раковины, так как защитой служит сам грунт. Гидродинамика влияет и на форму колоний колониальных организмов — кораллов, мшанок, губок. В зоне волнений они имеют уплощенную, стелющуюся, караваяобразную и лепешковидную формы, в спокойных водах — ветвистую, кустистую, столбчатую.

На размер и массу раковин влияют температура и соленость воды. В общем виде бореальные организмы или формы, живущие в холодных глубоких слоях, имеют большие размеры, чем обитатели теплых морей (известны и исключения из этого правила, например, моллюски тридакты). Однако при этом толщина их стенки, т. е. масса извлекаемого из воды карбоната кальция, в последнем случае значительно больше. При снижении солености бассейна размер раковин одного и того же вида значительно уменьшается.

Угнетающе действует на фауну и неблагоприятный газовый режим. В восточной части США в среднем девоне имеется пласт известняков Талли, залегающий среди черных битуминозных аргиллитов. В этом известняке есть пиритовый прослой, простирающийся восточнее озера Эри на расстояние более 160 км. Взрослые экземпляры фауны известняка Талли имеют

Обстановки

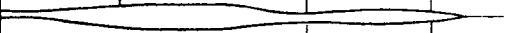
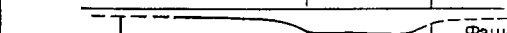
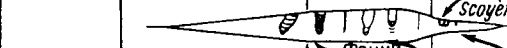
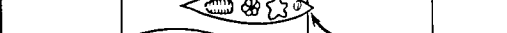
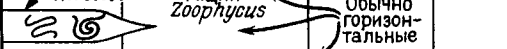
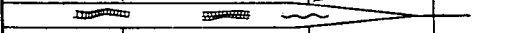
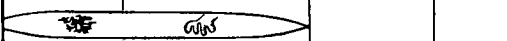
Следы жизнедеятельности организмов	Морская		Переходная		Континентальная
	Дно и склон	Шельф а б	в г	д	
Биотурбации в целом					
Глубина зарывания					
Вертикальные трубки (простые и U-образные)					
Наклонные и горизонтальные U-образные трубки					
Следы пребывания					
Следы питания					
Меандрирующие и спиральные следы передвижения					
Однонаправленные следы ползания					
Пальцеобразные следы питания					
Следы наземных животных и птиц					

Рис. 100. Распределение следов жизнедеятельности и различных органогенных текстур в отложениях главных обстановок осадконакопления (по А. Зайлахеру и Ф. Геккелу, 1974 г.).

Обстановки: а — ниже базиса действия волн; б — выше базиса действия волн; в — сублиторальная; г — приливо-отливная аллювиальная

размеры около 5 см, а в пиритовом прослое не превышают 0,5 см. Это обстоятельство позволяет полагать, что сероводородное заражение было в наддонном слое воды, а не только в осадке, и сульфиды железа седиментационные, а не диагенетические. Выдержанность прослоя на большой площади подтверждает это предположение.

Кроме остатков самих организмов важное значение имеют и следы их жизнедеятельности, начиная от общей переработки осадка различными роющими и илоедами (биотурбация), кончая следами передвижения, питания и т. д. Наличие таких следов характеризует прежде всего мягкие грунты. Имеется также определенный батиметрический контроль размещения следов жизнедеятельности разных типов (рис. 100).

Фацциальное значение ископаемых танатоценозов

Входящие в танатоценоз планктонные (диатомеи, радиолярии, некоторые фораминиферы), псевдопланктонные (прикрепляющиеся к плавающим водорослям моллюски, некоторые бра-

хиоподы, мшанки) и нектонные (рыбы) организмы не характеризуют непосредственно условия морского дна, но могут дать указания на солевой режим водоема, иногда его глубину (например по находкам рыб со светящимися органами).

Ископаемые танатоценозы, сложенные остатками бентонных организмов также характеризуют не среду обитания, а обстановку захоронения и прежде всего ее гидродинамику. Правда раковинный материал, как правило, далеко не переносится и поэтому на основе экологии слагающих танатоценоз остатков организмов можно с той или иной степенью вероятности восстанавливать и среду их обитания — соленость, температуру, газовый режим и т. д. Естественно, что чем лучше сохранность органических остатков, тем меньше был перенос и тем более надежны такие реконструкции.

Для выяснения форм переноса и условий отложения органических остатков необходимо исследовать их форму, размеры, отсортированность и ориентировку, т. е. в какой-то мере программа изучения подобна той, что применяется при изучении структуры и текстуры в литологических исследованиях.

Крупные и тяжелые остатки, несущие следы сортировки, свидетельствуют о значительной мощности переносившего их течения, в то время как мелкие, легкие и пластинчатые могли переноситься слабыми движениями воды и откладываться в условиях почти полного покоя.

Важные выводы можно получить при наблюдениях над ориентировкой органических остатков. Скелетные образования планктонных форм после гибели организмов осаждаются на дно. Если они удлиненной цилиндрической формы (тентакулиты, стилиолины, птероподы и т. д.), то в спокойной обстановке в природной части водной толщи бассейна располагаются параллельно слоистости и без всякой ориентировки. При наличии же движений воды остатки этих организмов не просто вертикально оседают на дно, но и на какое-то расстояние переносятся и приобретают определенную ориентировку. Так же ориентируются в обстановке течений и остатки нектона и бентоса. Например, створки раковин пелеципод, брахиопод, остракод и других, имеющих вогнуто-выпуклую форму, располагаются выпуклой стороной вверх. При массовых скоплениях они образуют так называемые раковинные мостовые. Цилиндрические и удлиненно-конические скелетные образования ориентируются длинной стороной по течению. При переносе во взвешенном состоянии узкий конец раковинки располагается против течения, если же при переносе раковинка соприкасается с грунтом, то она располагается противоположным образом. Поэтому точное определение, откуда именно шло течение, лучше контролировать другими независимыми данными, например, направлением падения косых слоев.

При наличии каких-нибудь местных препятствий — выступов рельефа дна, других раковин и т. д. образуются заторы, где удлинённых скелетных остатков больше и они ориентируются перпендикулярно к потоку. Поэтому на розах-диаграммах часто образуются два взаимноперпендикулярных максимума, из которых более частый ориентирован продольно потоку. В условиях волнения, в отличие от течения, скелетные остатки часто не имеют ориентировки, а при интенсивном волнении даже вбиты друг в друга. В то же время прибитые к берегу они могут образовывать береговые валы, в которых располагаются более или менее параллельно береговой линии, причем распределение суженных концов раковин в ту и другую сторону примерно одинаковое. Это может указать на положение древней береговой линии бассейна.

О значении спокойной обстановки седиментации для формирования нефтематеринских отложений говорилось ранее. Тут можно добавить еще одно важное обстоятельство. Источником значительного количества органического вещества в большинстве случаев (за исключением более редких образований его за счет зарослей высшей водной растительности типа горючих сланцев зоны *Perisphinctes panderi* Поволжья) служит планктон, преимущественно бесскелетный¹. Поэтому, если скелетные остатки имеют отчетливую ориентировку и отмечают перемещение вод, то можно полагать, что этим движением бесскелетные остатки уносились, воды были достаточно аэрированы и органическое вещество окислялось. Если по скелетным остаткам планктона можно сделать вывод о спокойной среде осаждения, то и остатки бесскелетного планктона никуда не выносились и при отсутствии движения вод и слабой аэрации не окислялись. Таким образом, спокойная обстановка седиментации, фиксируемая тонкой и правильной слоистостью и отсутствием ориентировки у скелетного планктона и nekтона, благоприятна для сохранения и консервации органического вещества, т. е. создания своеобразного танатоценоза бесскелетных организмов.

§ 4. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ И ФОРМЫ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИИ С ОКРУЖАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

При реконструкциях условий образования отложений важное значение имеет исследование строения осадочных тел — характера их наслоения, изменение по разрезу и в пространстве

¹ Не рассматривая подробно данного вопроса, отметим, что это обусловлено, главным образом, его неизмеримо большей по сравнению с крупной фауной биологической продуктивностью за счет быстроты смены поколений.

типов и наборов пород, их особенностей и т. д. Например, направленная смена пород в разрезах указывает на изменение каких-то условий осадкообразования, а неоднократная повторяемость близких наборов — на циклическую повторяемость соответствующих условий. И если само выделение циклитов основано прежде всего на изучении объективно существующих породно-слоевых ассоциаций с применением принципов системно-структурного подхода, то их образование связано с изменением обстановок — фаций. Другими словами седиментационный циклит — это комплекс фаций, закономерно с определенной направленностью сменяющих друг друга во времени и неоднократно повторяющихся в разрезе. Положение того или иного комплекса отложений в седиментационном циклите и его генетическая связь с подстилающими и покрывающими отложениями помогает в определении их фациальной принадлежности. Восстановление условий образования с учетом изучения цикличности получило название фациально-циклического анализа.

В качестве примера воссоздания фациальных условий формирования циклически построенных комплексов, рассмотрим карбонатные в своей основе отложения нижнего кембрия юга Восточно-Сибирской платформы. В обобщенном виде разрез циклитов, мощность которых изменяется от 5 до 35 м, можно представить в следующем виде (рис. 101). В нижней части предполагаются преимущественно микрозернистые и фитогенные доломиты, мергели или доломитистые аргиллиты с волнистыми водорослевыми прослойками. Центральные части циклитов сложены преимущественно известняками — органогенными и вторично перекристаллизованными и доломитизированными с частыми различными форменными элементами водорослевой природы (онколиты, комки, сгустки). В верхней части преобладают доломиты микрозернистые, плотные, реже фитогенные, нередко сульфатизированные вплоть до появления прослоев ангидрита. В юго-западных частях платформы, где разрезы более полные, циклит завершается солями. В ряде случаев в кровле циклита по керну устанавливаются следы размывов.

Можно думать, что закономерное изменение состава пород и их характера в разрезе циклита отражает определенное изменение условий седиментации в течение одного цикла седиментации. Начало осадкообразования происходило, по-видимому, в условиях мелководного водоема при интенсивном привносе глинистого материала, т. е. при сравнительно недалеком расположении низменной суши. В этих условиях при господстве аридного или семиаридного климата наряду с карбонатами кальция в существенных количествах осаждались и магниевые соли, что обусловило значительную доломитность отложений.

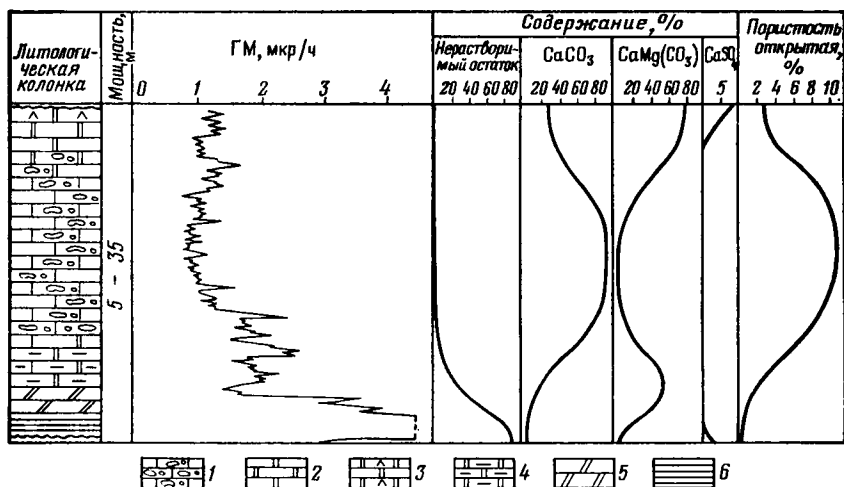


Рис. 101. Схема строения циклита нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы.

1 — известняки органогенно-водорослевые; 2 — доломиты; 3 — доломиты ангидритно-зированные; 4 — доломиты глинистые; 5 — мергели доломитовые; 6 — аргиллиты

В средние этапы циклов вряд ли произошло заметное углубление водоема, так как здесь так же, как и в основании циклитов широко развиты крайне мелководные онколитовые и строматолитовые разности. Однако развитие трансгрессии привело к установлению широких и свободных связей с Мировым океаном, что обусловило нормальную соленость и преимущественную садку карбонатов кальция. На завершающем этапе вновь началось осолонение и осаждение хемогенных доломитовых, а иногда и сульфатных осадков. Это могло быть связано с аридизацией климата, но скорее всего определялось обмелением, особенно восточнее расположенных районов, что вело к некоторой изоляции водоема, и как следствие этого — к его осолонению. При этом в юго-западных районах платформы в более погруженных частях бассейна после хемогенного доломитового образования шла садка солей, а на северо-востоке этому моменту соответствовал перерыв, фиксируемый в кровле циклитов. Таким образом, генетически цикл трансгрессивно-регрессивный.

Установленное по материалам детального петрографического изучения керна строение циклитов, в частности изменение в разрезе глинистости и реконструкция условий их образования, позволяет в других скважинах и интервалах разреза, не охарактеризованных керном, на основе данных геофизических исследований скважин (ГИС) выделять и прослеживать циклиты подобного строения и аналогичные по условиям образования, т. е. привлекать для фациального анализа результаты ГИС.

Важное значение в фациальном анализе имеет изучение формы осадочных тел, которая в ряде случаев позволяет установить генетическую природу осадочных образований. Например для установления биогермов и рифов недостаточно выявить биогермные структуры пород и наличие рифостроителей, а совершенно необходимо доказать холмовидную форму данного карбонатного образования. В случае перекристаллизации и доломитизации, столь частой и характерной в рифах, когда первичные структуры иногда полностью уничтожаются, установление рифовой природы возможно только на основе анализа формы карбонатного массива и его фациальных соотношениях с разновозрастными отложениями.

Особую важность для установления фаций приобретает метод анализа форм осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями у геологов-нефтяников, которые имеют дело преимущественно с материалами бурения. Известно, что выход керна обычно очень невелик, а в ряде скважин и вовсе отсутствует. Все это значительно снижает возможности литологических и палеоэкологических методов, особенно при исследовании крупных объектов — текстурных особенностей, крупных раковин, колониальных организмов и т. д. Поскольку керн не ориентирован в пространстве, многие важные моменты не могут быть определены. Даже если в керне видна косая слоистость или ориентированно залегают удлинённые фрагменты (раковины, галечки и т. д.) невозможно установить направление течений. Однако практически во всех скважинах проводится широкий комплекс геофизических исследований, который позволяет достаточно точно выделить отдельные пласты и пачки, исследовать их распространение, изменение мощности, выявлять размывы, несогласия и т. д., поэтому материалы ГИС должны полностью использоваться в фациальном анализе.

Форма осадочных тел устанавливается полнее всего построением карт мощностей. Полезно дополнить ее рядом профильных разрезов, которые позволяют установить характер контактов и взаимоотношений данного тела с вмещающими породами. В зависимости от цели, задачи и масштаба исследований строятся различные карты мощностей, как всего стратиграфического комплекса, так и его отдельных литологических разностей. Например карта мощностей песчаников какого-либо стратиграфического комплекса, сложенного песчано-глинистыми отложениями, достаточно наглядно отражает распределение гидродинамической активности в бассейне седиментации. Удлинённые полосовидные зоны песчаников могут быть связаны с областями течений, представлять собой бары, аллювиальные образования и т. д.

Значение учета формы осадочных образований в установлении речных и дельтовых образований можно показать на при-

мере бобриковского горизонта в Среднем Заволжье. Терригенная толща нижнего карбона на обширной территории имеет примерно одинаковую мощность 5—15 м и лишь в Камско-Кинельской впадине, где условия осадконакопления иные, мощность ее резко возрастает. Нижняя глинистая часть толщи мощностью 3—7 м относится к малиновскому надгоризонту, верхняя — песчано-глинистая к бобриковскому горизонту. Фауной отложения не охарактеризованы, имеются только следы червей-илоедов, споры и рыльца. Изучение мощностей песчаников показало, что они образуют узкие вытянутые полосы, причем на севере и северо-западе территории число этих полос сокращается, а к юго-востоку они делятся на большое число все более мелких. Общая мощность горизонта в зоне развития песчаников также увеличивается, например, в пределах Большекинельской дислокации до 15—20 м против 5—10 м фоновых значений.

Веерообразное расположение песчаников позволило предполагать дельтовую природу отложений, причем в отдельных протоках и руслах в условиях течения осаждались пески, а вне русел в более спокойных условиях — алевриты и глины. Поступление сюда (во внерусловые зоны) обломочного материала было ограниченным, что и определило меньшую по сравнению с русловой мощность горизонта.

Изучение соотношений песчаников с подстилающими отложениями выявило еще одну важную особенность. На севере и северо-западе русловые песчаники залегают с размывом, причем срезаются не только глины малиновского надгоризонта, но часто и залегающие ниже известняки турнейского яруса (рис. 102, а), в которых вырабатываются удлиненные эрозионные долины, причем амплитуда вреза достигает 130 м. Южнее и юго-восточнее мощность малиновских глин постоянна как под русловыми отложениями, так и вне их. Таким образом, здесь формируются не эрозионные, а аккумулятивные русла, когда энергии потока уже недостаточно для того, чтобы размывать подстилающие породы (см. рис. 102, б). Песчаный материал отлагается в руслах и создает положительную аккумулятивную форму.

Уменьшение энергии потока, фиксируемое сменой эрозионных русел аккумулятивными, может быть связано с тем, что надводные дельты переходят в подводные (авандельты). При этом скорость течения потоков в отдельных руслах при впадении в бассейн резко снижалась. Тогда линия, соединяющая участки смены эрозионных форм аккумулятивными в отдельных руслах и проходящая несколько севернее г. Шугурова и г. Туймазы, может фиксировать примерное положение береговой линии водоема. Действительно, южнее и юго-восточнее ее разрез отложений между руслами весьма постоянен и состоит из двух песчано-алевролитовых пластов, разделенных пачкой

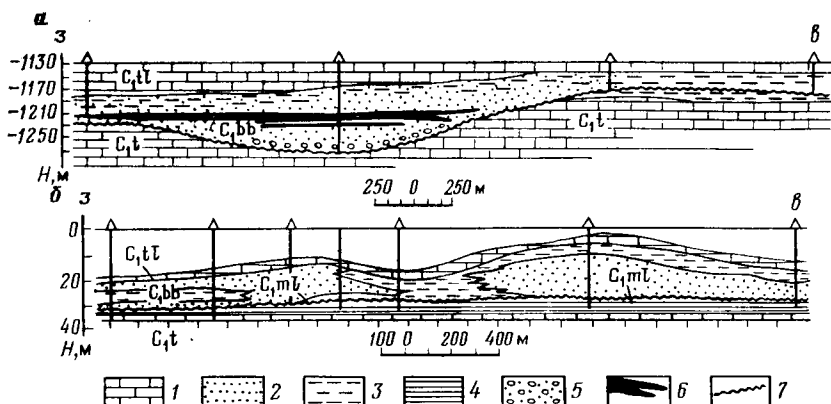


Рис. 102. Литологические профили терригенной толщи нижнего карбона Волго-Уральской области.

a — эрозионные русла в Арланском районе (по Г. И. Теодоровичу и др., 1962 г.), *б* — аккумулятивные русла на Красноярской площади (по В. Г. Кузнецову и Н. Б. Пийл, 1966 г.). 1 — карбонатные породы; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — брекчиевидные песчано-глинистые породы; 6 — прослойки каменного угля; 7 — поверхность размыва

глинисто-алевролитовых слюдистых пород, причем такой характер разреза выдерживается на больших расстояниях. Постоянство и выдержанность отложений свидетельствует о том, что их отложение происходило в едином обширном бассейне. Севернее береговой линии отложения бобриковского горизонта вне русел либо отсутствуют и тогда на малиновской аргиллитовой пачке залегают тульские отложения, либо маломощны, тонкозернисты и содержат до 3—4 пластов автохтонных лимнических углей мощностью не более 0,5—1 м.

Поскольку речь идет о речных и дельтовых образованиях, следует коснуться вопроса о методах реконструкции наземного палеорельефа в подобных палеогеографических обстановках. Принципиально ход работы следующий. В геологическом разрезе выбирается один или несколько опорных слоев (реперов), имеющих региональное распространение и характеризующихся устойчивостью литологических и фаунистических признаков, что должно указывать на идентичность батиметрических условий в бассейне седиментации на всей или большей части площади отложения реперного слоя. Эти опорные слои должны залегать выше (и относительно близко) реконструируемой поверхности перерыва и денудационной деятельности. Вычислив расстояния от поверхности несогласия до реперного пласта и взяв полученные значения со знаком минус, можно построить карту-схему палеорельефа поверхности перерыва.

Хотя этот способ технически не отличается от способа построения карт равных мощностей, широко используемых при

палеотектоническом анализе, разница в выборе реперных горизонтов и интервалов разреза, используемых для построения карт мощности, придает совершенно иное — палеогеоморфологическое — значение этим картам. Естественно, что подобные карты не абсолютно точно отражают древний погребенный рельеф. Не учитывается первичный региональный наклон дна бассейна при отложении реперных горизонтов, различное уплотнение осадков и т. д. Однако, эти обстоятельства можно учесть и внести соответствующие поправки.

Сложнее учесть дифференциальные тектонические движения в период накопления отложений от кровли перерыва до базисного горизонта. Чтобы свести к минимуму влияние этих подвижек, надо выбирать базисные уровни как можно ближе к поверхности перерыва и использовать не один, а несколько реперных пластов. При параллельности последних можно считать, что таких подвижек не было, при непараллельности можно установить направление движений и оценить их амплитуду, что позволит внести соответствующие поправки.

Удлиненные и вытянутые полосы песчаников образуются не только в руслах рек и их дельтах, но и в прибрежно-морских условиях, где формируются бары. В качестве примера рассмотрим строение ископаемых баров в верхнеаптских отложениях в районе Кисловодска. Здесь среди слоистых, мелкозернистых, хорошо отсортированных прибрежно-морских песчаников залегают массивные баровые линзовидные песчаники с плоским пологом ($3-5^\circ$) падающим на северо-запад основанием и выпуклой кровлей (см. рис. 77). Ширина таких линз меняется от 25 до 40—45 м, мощность от 2 до 5—7 м. Сложены они мелко- и среднезернистыми, менее отсортированными песчаниками, причем наиболее грубым составом и худшей сортировкой отличаются краевые и кровельные части баров, где волнение было наиболее активным и одновременно наименее постоянным (рис. 103).

Аллювиальные и баровые песчаники, залегающие среди малопроницаемых глинистых пород, нередко содержат залежи нефти и газа. Поэтому умение выделять эти фации и прогнозировать области их распространения — важная практическая задача. Для успешных поисков, правильной и экономичной разведки вскрытых песчаных образований, необходимо знание четких отличий баров от русловых отложений (табл. 25). Следует иметь в виду, что в таблице охарактеризованы только врезанные русловые эрозионные отложения. Аккумулятивные образования подобного рода отличаются своими особенностями. Латеральный переход аккумулятивных русловых образований — дополнительное и очень важное отличие их от баров.

Изучение характера строения и мощностей разнофациальных отложений, в комплексе с аналогичным изучением покрываю-

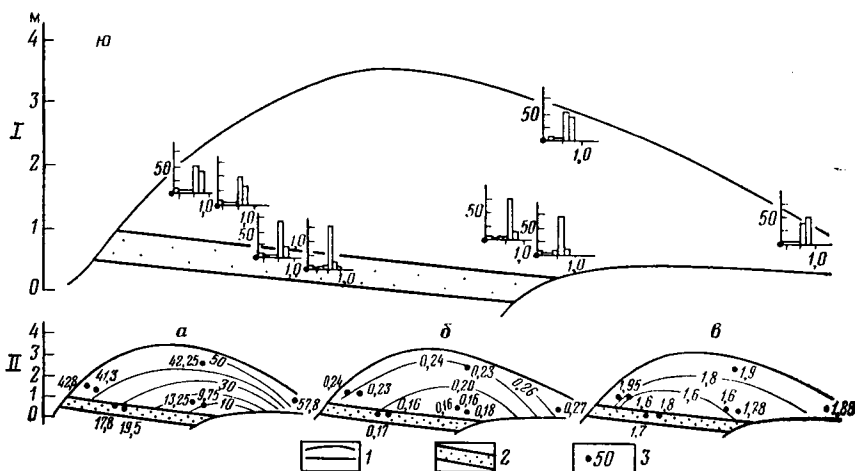


Рис. 103. Гранулометрическая характеристика баровых отложений южного склона Боргустанского хребта (окрестности г. Кисловодска), верхний апт.

1 — характер гистограмм в слоистых прибрежно-морских и массивных баровых песчаниках; 1/1 — значения структурных параметров в поперечном сечении бара; а — содержание фракции $>0,25$ мм (%); б — медианный диаметр (мм); в — коэффициент отсортированности.

1 — массивные песчаники; 2 — слоистые прибрежно-морские песчаники, 3 — место отбора образца и значение параметра

ших их образований позволяют в ряде случаев восстанавливать рельеф морского дна путем количественного определения глубины бассейнов. Суждения о глубине образования осадков основываются прежде всего на литологических и палеоэкологических данных. Так наличие бентонных водорослей — надежный показатель мелководности, а остатков рыб со светящимися органами — относительной глубоководности. Однако литологические и экологические исследования не дают определенных количественных данных о глубине накопления осадка. Более того, если среди мелководных отложений путем сравнения их друг с другом по определенным литологическим данным, остаткам водорослей и некоторых других групп организмов можно примерно наметить глубину их образования, то переходя к глубоководным и относительно глубоководным фациям (на глубине >100 — 150 м) никаких определенных значений получить не удается.

Возможность подобных реконструкций основывается на том, что в условиях не компенсированного осадками прогибания мощности глубоководных отложений, как правило меньше, чем смежных с ними мелководных, накапливающихся в обстановке достаточно точной компенсации прогибания осадконакоплением. Сформировавшийся в результате этого рельеф позднее заравнивается терригенными, преимущественно глинистыми

Сравнительная характеристика русловых и баровых отложений

Особенности строения	Русловые отложения	Прибрежные бары
Положение относительно региональной структуры Форма тела в поперечном сечении Форма тела в плане Характер контактов и замещений по простиранию	Обычно перпендикулярно к общему простиранию осадочных пород Нижняя граница вогнутая, верхняя более или менее горизонтальная; слои, залегающие в кровле толще, распространены на более широкой площади, чем отложения в основании Обычно извилистая, меандрирующая Резкие эрозионные как нижние, так и боковые. Отложения по обе стороны русла более или менее одинаковы	Параллельно общему простиранию пластов осадочных пород Нижняя поверхность почти плоская, верхняя — выпуклая Относительно прямолинейная, отдельные линзы песчаников часто расположены кулисообразно Относительно постепенные переходы как вниз, так и в стороны; с одной стороны более резко переходят в морские, часто глинистые или мелкозернистые отложения, с другой (лагунной) стороны более спокойный переход в лагунные солоноватые, пресноводные отложения. Как правило в этой части отложений отмечается низкая проницаемость Преобладают песчаники. Зернистость увеличивается вверх по разрезу. Изолинии отсортированности, состава и структуры обычно параллельны линиям выклинивания пластов, т. е. простиранию бара
Преобладающий тип пород и их структура	Обычно песчаники, однако может существенно меняться в зависимости от типа потока. Зернистость, как правило, увеличивается вниз по разрезу. Вниз по течению отсортированность улучшается, максимальный и средний размер зерен уменьшается	Преобладают песчаники. Зернистость увеличивается вверх по разрезу. Изолинии отсортированности, состава и структуры обычно параллельны линиям выклинивания пластов, т. е. простиранию бара
Текстуры	Разнообразная слоистость, в том числе косая; общее падение слоев в направлении течения	Слоистость неправильная, нередко косая, наклонная к лагуне; знаки волнений; норки роящихся организмов
Комплекс органических остатков	Обломки древесины, пресноводная фауна	Мелко перетертый растительный детрит, очень мелководная морская фауна, часто перебитая до ракушки

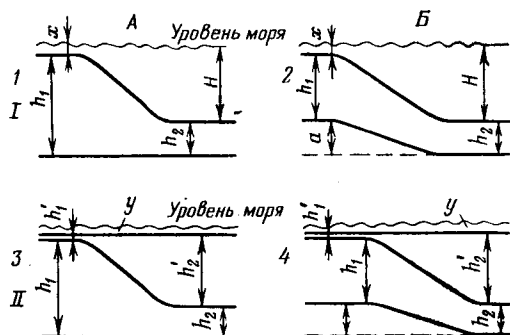


Рис. 104. Принципиальная схема определения глубины бассейна, некомпенсированного осадконакоплением.

А — при равномерной скорости прогибания всего бассейна; Б — при неравномерной скорости прогибания разных участков бассейна. I — положение к концу седиментации некомпенсирующих отложений; II — положение после выравнивания рельефа толщами заполнения. Глубина бассейна для разных случаев: 1 — $H = h_1 - h_2 + x$; 2 — $H = x + h_1 + a - h_2$; 3 — $H = h_2 - h_1 + x$; 4 — $H = h_2 - h_1 + x$; $a = (h_2 + h_1') - (h_1 + h_1')$

породами или эвапоритами — гипсами, ангидритами, солями. Очень часто завершение образования этих толщ выполнения происходит вблизи уровня моря, что фиксируется автохтонными углями, осаджением калийных солей в обстановке полного выпаривания и т. д.

В самом простом случае прогибание всего района происходит с постоянной скоростью, но в одних участках оно компенсируется осадконакоплением, а в других нет. Это фиксируется параллельностью нижней границы изучаемого подразделения и верхней границы толщи выполнения. Максимальная глубина бассейна к концу времени осаднения изучаемого стратиграфического подразделения H равна разности мощностей данного подразделения в зонах компенсации h_1 и некомпенсации h_2 плюс глубина его в мелководной зоне x (рис. 104). В случае присутствия рифов, которые формируются практически на уровне моря, или наличия в породах чрезвычайно мелководных водорослей, x можно принять равным нулю и тогда $H = h_1 - h_2$. Если доказано, что образование верхней части толщи выполнения происходит на одном уровне (по наличию автохтонных углей, перекрытию их однофациальными отложениями и т. д.) эту же глубину можно рассчитывать, как разность максимальной и минимальной мощностей толщи выполнения.

Если прогибание участка с некомпенсированным осадконакоплением происходит интенсивнее, чем с компенсированным, то отмеченные выше границы будут не параллельны. Максимальную глубину бассейна в этом случае можно определить, только зная величину дополнительного прогибания (a), кото-

рая устанавливается по мощностям толщи выполнения в разных участках бассейна (см. рис. 104).

Приведенные построения весьма схематичны и применимы только в простейших случаях. Однако учитывая природные условия и вводя соответствующие поправки, принципиально тем же методом можно определить глубины бассейнов в более сложных условиях.

В природе имеются более сложные случаи, когда активные прогибания ведут к образованию глубоководных бассейнов и одновременно обуславливают накопление больших мощностей отложений (например, в мелу Днепровско-Донецкой впадины). При этом рассмотренный выше метод определения глубины бассейна не применим.

Таким образом изучение соотношения осадочных тел при исследовании фаций наряду с другими данными позволяет в ряде случаев количественно восстанавливать рельеф эпохи осадконакопления — как наземный, так и подводный. В последнее время эта отрасль выделяется в самостоятельный раздел геологии — палеотопографию или палеогеоморфологию. Восстановление древнего рельефа и изучение определяющих его законов имеет важное прикладное значение. Оно позволяет научно прогнозировать древние россыпи ценных полезных ископаемых — золота, платины, алмазов, касситерита, титано-магнетита и др. Устанавливаются четкие взаимосвязи размещения залежей угля, огнеупорных глин, многих бокситов, некоторых железных руд и фосфоритов и других минералов с палеорельефом.

Все большее значение палеогеоморфология приобретает в нефтяной геологии. Начать хотя бы с того, что многие ловушки углеводородов связаны с положительными формами погребенного древнего рельефа, которые получили название палеогеоморфологических. Сам рельеф может образовываться как на стадии седиментогенеза, так и в более поздние постседиментационные эпохи. В первом случае возникают либо аккумулятивные (рифы, бары, береговые валы), либо эрозионные (промоины, каньоны), либо эрозионно-аккумулятивные формы (аллювиальные, дельтовые). К постседиментационным относятся эрозионные останцы, куэсты, в какой-то степени карст, т. е. это рельеф, захороненный после континентального перерыва. Нетрудно увидеть, что палеогеоморфологические ловушки, рельеф которых имеет седиментационное происхождение нередко выделялись ранее в качестве литологических, а ловушки с постседиментационным рельефом — стратиграфических.

Палеогеоморфология определяет и более общие закономерности генерации углеводорода, их миграции и аккумуляции. Например в условиях относительно глубоководного некомпенсированного осадконакоплением бассейна формируются обога-

щенные планктоногенным органическим веществом осадки, которые после погружения в соответствующие термодинамические условия генерируют углеводороды. Рельеф дна бассейна характеризуется постоянным первичным наклоном отложений от центральной части к периферии, вверх по восстанию которых может происходить миграция углеводородов. На периферии в мелководных условиях образуются и коллекторские толщи, и палеогеоморфологические ловушки — рифы, специфические склоновые (клиноформенные) песчаники и т. д.

Палеогеоморфология, применяя разнообразные геологические методы исследования, разрабатывает и свои собственные или позволяет глубже использовать традиционные и по-новому их интерпретировать. Благодаря этому она обогащает и развивает фациальный анализ и палеогеографию, в недрах которых возникла. Например, форму тел или ископаемый рельеф, зафиксированный плотностными границами, можно установить по данным полевой (разведочной) геофизики, чаще всего сейсморазведки в модификациях регулируемого направленного приема (РНП) и общей глубинной точки (ОГТ).

Успехи, достигнутые в области повышения информативности сейсморазведки МОВ—ОГТ в связи с переходом на цифровую регистрацию и обработку материалов на ЭВМ, позволяют использовать ее результаты не только в традиционном применении для выявления тектонической структуры, но и для изучения морфологии осадочных комплексов, латеральных изменений физических свойств разновозрастных отложений в различных зонах (выделения «сейсмофаций»), т. е. того, что получило название сеймостратиграфии¹ или прогнозирования геологического разреза (ПГР). Полученные таким путем данные позволяют с учетом определенных геологических моделей и аналогий давать их фациально-палеогеоморфологическую интерпретацию, что способствует прогнозу и поискам ряда палеогеоморфологических ловушек.

Достаточно наглядный пример — история поисков рифовых сооружений в подсолевых отложениях бортовой зоны Прикаспийской впадины. Р. Г. Гарецкий и А. А. Яншин (1960 г.) обосновали представление о некомпенсированном прогибании этой впадины в докунгурское время, на основе чего М. М. Грачевский (1961 г.) высказал мнение о возможном обрамлении этой депрессии рифами. Положение последних было впервые установлено при переинтерпретации сейсмических профилей, но не

¹ В американской геологической литературе стратиграфия понимается значительно шире, чем в советской и европейской. Кроме установления возраста, расчленения и корреляции разрезов, она включает изучение осадочных пород, характера их залегания и условий образования (К. Данбар, Дж. Роджерс, 1962 г.). Поэтому использование сейсморазведки в фациальном анализе и названо сеймостратиграфией.

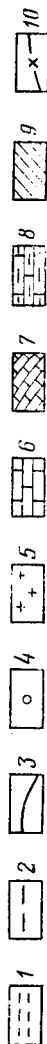
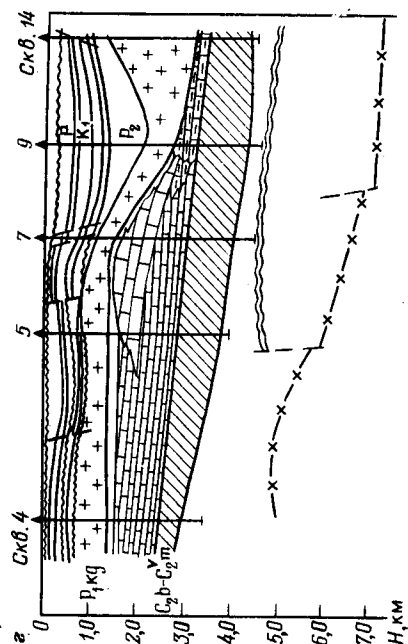
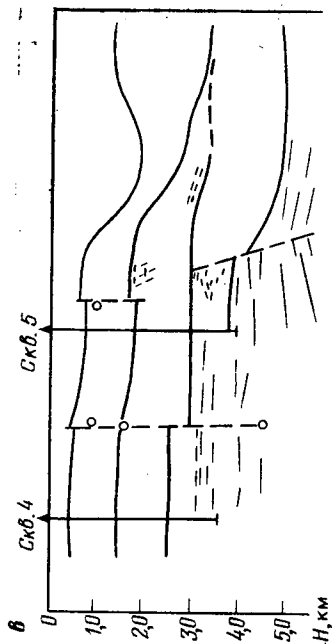
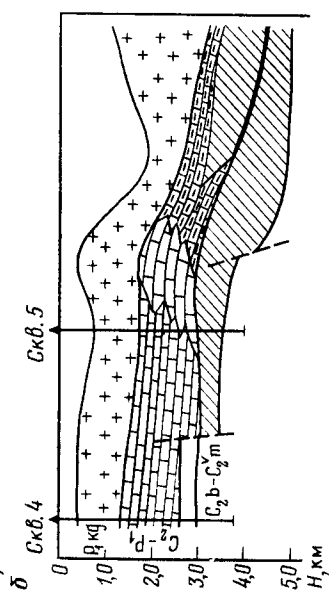
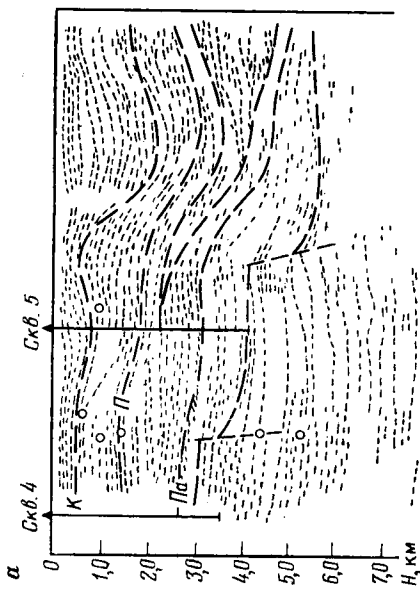


Рис. 105. Использование данных сейсморазведки для фациально-палеогеоморфологических реконструкций в бортовой зоне Прикаспийской впадины в Саратовском Заволжье (по В. Г. Кузнецову, 1978 г.).

а — первичный сейсмопрофиль; *б* — геологический профиль 1965 г.; *в* — сейсмопрофиль после машинной обработки; *г* — геологический профиль по данным бурения (по С. В. Яцкевичу и Т. А. Сипко). 1 — отражающие площадки; отражающие границы; 2 — по данным ручной интерпретации, 3 — по данным машинной интерпретации; 4 — узлы рефракции; 5 — соленосные отложения; 6 — мелководные карбонатные отложения; 7 — рифовые образования; 8 — обломочные известняки предрифового шлейфа; 9 — депрессионные относительно-глубоководные отложения; 10 — граница терригенная толща среднего карбона. Отражающие горизонты, приуроченные к кровле: *К* — кунгурского яруса; *Л* — подсолевых отложений; *Ла* — терригенной толщи среднего карбона

с позиций «чистой» тектоники и наличия дизъюнктивных нарушений в бортовой зоне, а с точки зрения изучения морфологии докунгурского комплекса, особенностей напластования и изменения физических свойств отложений. Выяснилось, например, что в этой зоне по направлению к впадине на фоне моноклиналичного падения кровли верейского горизонта происходит крутое флексурообразное погружение подошвы кунгура и в связи с этим очень резкое сокращение мощностей отложений, заключенных между этими стратиграфическими уровнями (рис. 105).

Изменение волновой картины и скоростной характеристики позволило говорить о фациальном замещении карбонатной формации маломощными глинистыми отложениями. Подобная фациально-палеогеометрическая интерпретация позволила наметить границы различных фациальных и палеогеоморфологических зон, где возможно наличие рифов. Установленный на основе сейсмических данных характер напластования, обычный для регрессивных рифовых систем, давал дополнительную аргументацию в пользу такой интерпретации, а последующее бурение выявило ряд рифов и связанных с ними структур облекания, в том числе нефтегазоносных.

§ 5. ОСНОВНЫЕ ПРИЕМЫ ФАЦИАЛЬНОГО КАРТИРОВАНИЯ

Естественный и закономерный итог фациального анализа — картографическое представление его результатов — составление фациальной карты изучаемого стратиграфического подразделения. Она отражает распределение типов осадков стратиграфического отрезка с генетическим истолкованием условий их накопления, выявленных путем комплексного исследования отложений¹. Из этого определения ясно, что составление такой карты включает два основных момента: изображение на карте

¹ Это определение, как и приведенное ниже, сформулированы V Всесоюзным литологическим совещанием, посвященным вопросам фациального и палеогеографического картирования (Известия АН СССР, серия геологическая, 1962, № 5)

областей распространения различных типов пород определенного стратиграфического подразделения, т. е. выявление изменчивости отложений по площади и ее закономерностей; генетическую интерпретацию полученных данных, т. е. определение условий образования отложений.

Наиболее полный и в то же время относительно не сложный способ решения первой задачи — составление литолого-фациальной (литофациальной) карты, которая показывает распространение типов пород данного стратиграфического отрезка и обычно не отражает условий их образования. Она может содержать некоторые генетические данные, основанные только на литологических признаках пород. Ее составление начинается после тщательной документации всех разрезов, составления литологических или литогенетических колонок, стратиграфической увязки их между собой, подготовке соответствующей легенды.

Принципы и детальность выделения литологических единиц могут быть самыми различными. Чаще всего на карте около положения разреза (обнажения, скважины и т. д.) соответствующим значком отмечается наиболее обычная для этого подразделения в данной точке горная порода или набор пород. В некоторых случаях здесь строится в мелком масштабе обобщенный разрез или циклограмма, однако при значительном числе пунктов изучения и сложном строении разрезов такое изображение существенно загромождает карту и затрудняет ее чтение. Точки с одинаковыми значками объединяются в поля и тем самым составляется карта (или схема) площадного распространения типов пород данного стратиграфического интервала (рис. 106).

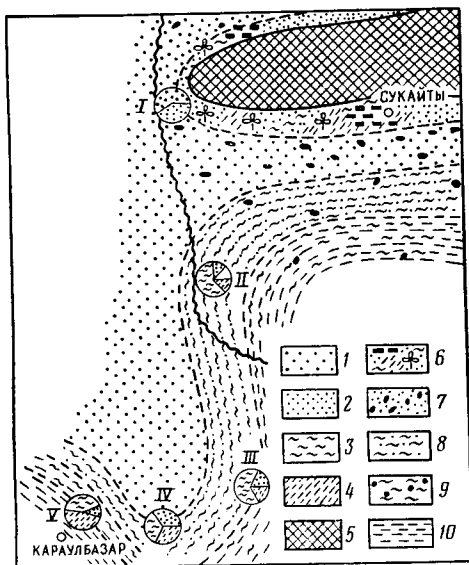
Американские, а в последнее время и ряд советских геологов-нефтяников строят литолого-фациальные карты с помощью литологического треугольника, что существенно формализует процесс составления легенды и отнесение каждого разреза к тому или иному подразделению легенды. По этому методу все породы изучаемого горизонта объединяются в три группы. Принцип такого объединения обуславливается прежде всего набором пород картируемого подразделения. Так в исключительно терригенных отложениях могут быть выделены: песчаники — алевролиты — глины; в хемогенных: доломиты — ангидриты — соли, при наличии широкой гаммы пород: песчаники и алевролиты — глины — прочие породы и т. д.

Соотношения между этими группами пород графически изображаются с помощью треугольника, где каждой вершине соответствует стопроцентное содержание одной из выделенных групп, а сам треугольник разбивается на ряд полей, штрихуемых определенным знаком.

Затем в изучаемых разрезах выделяются группы пород, которые положены в основу треугольника (песчаники — алевро-

Рис. 106. Схематическая литолого-фациальная карта XII горизонта (нижний альб) Каганской группы структур (Западный Узбекистан).

Содержание пород в разрезе (в циклограммах): 1 — гравелитов; 2 — песчаников, 3 — алевролитов; 4 — глини; 5 — область отсутствия отложения; области развития; 6 — глини, алевролитов, песчаников, гравелитов с растительными остатками и углями; 7 — глинисто-алевролитово-песчаных отложений с пластами гравелитов; 8 — глинисто-песчано-алевролитовых отложений с гравелитами и прослоями известняков; 9 — песчано-глинисто-алевролитовых отложений с прослоями известняков; 10 — алевролитово-глинистые отложения. Положение разрезов: I — Аз-камар; II — Караиз; III — Джаркак; IV — Караулбазар; V — Сарыташ



литы — глины, доломиты — ангидриты — соли и т. д.), подсчитывается суммарная мощность каждой из них и рассчитывается процентное содержание пород относительно общей мощности горизонта. В результате разрез горизонта в данной точке оказывается охарактеризованным тремя цифрами, отражающими относительное содержание трех групп пород. Найденная на основе этих цифр фигуративная точка попадает в одно из полей треугольной диаграммы и условный знак этого поля в виде соответствующей штриховки переносится на карту в месте положения разреза. После обработки всех разрезов на карте получается ряд условных значков, соответствующих тем или иным наборам пород, причем сами наборы закодированы в виде отдельных полей классификационного треугольника. В результате объединения одинаковых знаков в единые зоны получается карта, показывающая размещение по площади соответствующих наборов пород.

Как и при любом формальном построении подобные карты создают видимость объективности и независимости от предвзятых мнений, что часто приводит к ошибкам. Например, в терригенной толще нижнего карбона Камско-Кинельской впадины в Волго-Уральской области имеются морские, часто достаточно глубоководные тонкоотмученные аргиллиты с тонкостенными брахиоподами и гониатитами и аргиллиты углистые, континентальные, лимнические. При построении карты по методу треугольника эти по сути принципиально различные отложения попадают в одно поле. Совершенно естественно, что генетиче-

ские выводы, основанные на таком «объективном», без предвзятого мнения сгруппированном материале будут весьма далеки от истины. В то же время при обычном — неформальном построении, на карте будут выделены не просто глины, а отдельно глины с фауной и глины углистые, что даст возможность более правильной генетической интерпретации. Вместе с тем, в определенных границах и для некоторых типов отложений построенные таким образом карты могут быть полезны для изображения распространения отдельных типов пород. К генетической их интерпретации следует подходить очень осторожно.

Для детализации характера латеральной изменчивости, которая показана на литолого-фациальной карте, полезно строить дополнительно серию рабочих карт и схем. Это позволяет выделять важные детали и особенности физико-географических условий осадконакопления. Сюда относятся карты песчанистости, схемы изменения гранулометрических параметров (медианного диаметра, отсортированности и т. д.), распределения типов гистограмм, отдельных аллотигенных минералов или терригенно-минералогических провинций, схемы распространения и экологического состава фауны и флоры и т. д.

Литолого-фациальная карта — объективная основа для перехода к фациальной. Этот переход заключается в реконструкции условий образования осадков, выполняемой на основе генетической интерпретации показанного на литолого-фациальной карте характера изменчивости с привлечением всего комплекса данных, полученных при изучении остатков фауны и флоры, различных генетических диаграмм, структурных и текстурных особенностей отложений, морфологии осадочных тел и их взаимоотношений с вмещающими породами и т. д.

Поскольку особенности изменения мощностей часто помогают выяснению условий образований осадков, на фациальной карте полезно совмещать изопакиты и литологию изучаемого комплекса; возможен также показ некоторых генетических важных особенностей отложений, наличия и характера органических остатков. На подготовленной таким образом основе показываются условия образования отложений. Для этого используется введение новых обозначений, буквенная или цифровая индексация отдельных фациальных зон, иногда цвет и т. д. (рис. 107).

Фациальные карты необходимо дополнять одним или несколькими фациальными профилями, расположенными более или менее вкрест простирания фациальных зон и проходящими через пункты с достаточно подробными данными о разрезе (детально задокументированные обнажения, скважины и др.). Во-первых, на профилях многие фациальные соотношения приобретают большую наглядность, чем на фациальной карте. Во-вто-

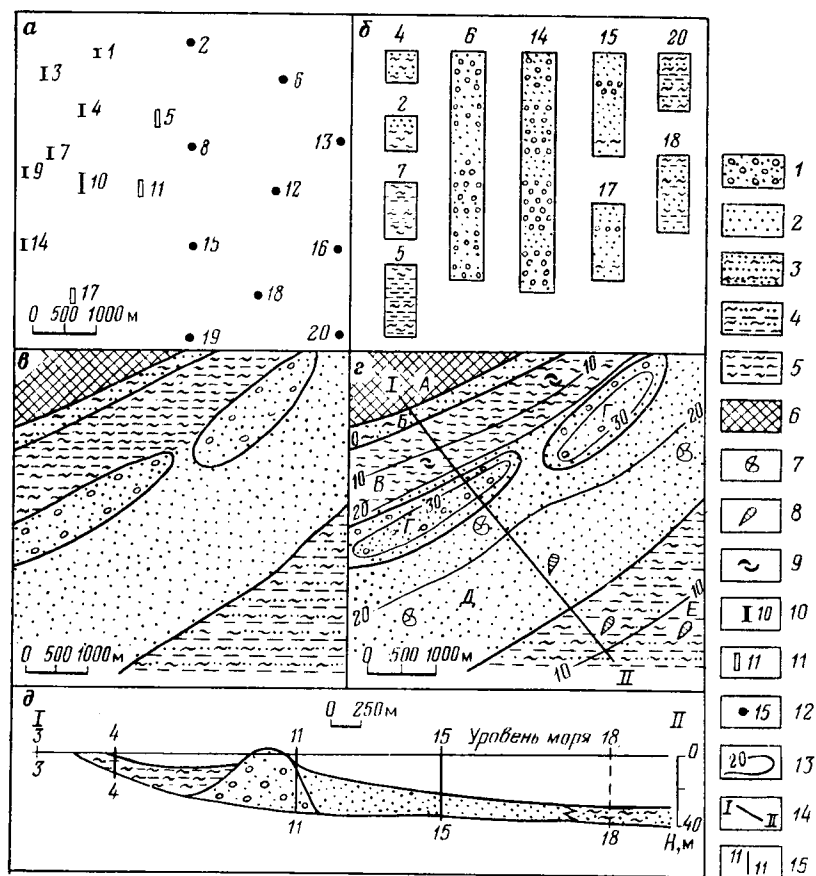


Рис. 107. Схема последовательности составления фациальной карты и профиля.

а — схема расположения изученных разрезов; *б* — литологические колонки основных разрезов; *в* — литолого-фациальная карта; *г* — фациальная карта; *д* — фациальный профиль.

Песчаники: 1 — крупно-среднезернистые плохо отсортированные; 2 — средне- и мелкозернистые хорошо отсортированные; 3 — мелкозернистые алевроитовые; 4 — мелкозернистые песчаники и алевролиты, часто глинистые; 5 — глины и глинистые алевролиты; 6 — область отсутствия отложений; 7 — морская фауна; 8 — тонкостенная морская фауна; 9 — солоновато-водная фауна; 10 — морская фауна; 11 — шурфы, каналы и их номер; 12 — скважины и их номер; 13 — изопакиты; 14 — направление фациального профиля; 15 — положение разреза на профиле и его номер.

Фациальные обстановки: А — низменная суша, Б — прибрежно-пляжевые отложения, В — лагунные отложения, Г — бары, Д — отложения мелководно-морской части шельфа, Е — отложения более морской части шельфа

рых, независимое построение профилей и карт способствует их взаимной проверке. Наконец, профили позволяют отразить фациальные изменения, происходящие по разрезу изучаемого горизонта, цикличность строения и смены фациальных обстановок в разрезе, смещения некоторых фаций в пространстве в период

отложения этого стратиграфического комплекса, т. е. детали часто очень важные, которые, как правило, не могут быть отображены на фациальной карте.

В отличие от геологических, фациальные профили строятся, как правило, без учета современного структурного положения изучаемого горизонта прежде всего потому, что оно определяется обычно последующими тектоническими движениями, а фациальный профиль отражает обстановки осаднения. К тому же такое построение нередко невозможно чисто технически: при составлении фациального профиля обычно используется крупный вертикальный масштаб, в котором возможность показа тектонической структуры практически исключена.

Обычно верхнюю границу стратиграфического комплекса выравнивают, в местах положения разрезов откладывают вниз в соответствующем масштабе мощности, нижние границы соединяются и внутри нарисованных таким образом контуров стратиграфического комплекса помещаются литологические и фациальные данные. При этом необходимо выдерживать реальную последовательность отложений в разрезе и мощности отдельных литологических разностей. Надо сказать, что подобное выравнивание верхней границы далеко не всегда правильно и профиль имеет скорее вид литологического или литолого-фациального, но не фациального. Глубины образования осадков различных фаций не одинаковы. Существует целый ряд аккумулятивных форм, где повышенная относительно фоновых значений мощность обусловлена не интенсивным прогибанием, а более быстрым накоплением осадков (риффы, бары, пересыпи, аккумулятивные русла в дельтах).

Выравнивание верхней границы ликвидирует все эти различия, и само построение профиля теряет смысл, так как он не только не увеличивает наглядность фациальных соотношений, но и принципиально их искажает. При этом оказывается, что риффы, например, растут вниз, баровые отложения превращаются в русловые, малые мощности депрессионных отложений не компенсированных осадками активно прогибающихся впадин оказываются расположенными как бы на поднятиях и т. д. (рис. 108). Более правильно строить фациальный профиль на палеогеоморфологической основе. Сейчас нет общих рекомендаций по методике таких реконструкций и этот вопрос требует отдельного решения в каждом конкретном случае. Часто, при горизонтальной или моноклинально падающей подошве, более правильно начинать построение от нее вверх (бары, одиночные риффы и др.). При наличии некомпенсированного прогибания за поверхность выравнивания может быть принята кровля толщи выполнения.

Не следует думать, что при построении фациального профиля на палеогеоморфологической основе теряется объектив-

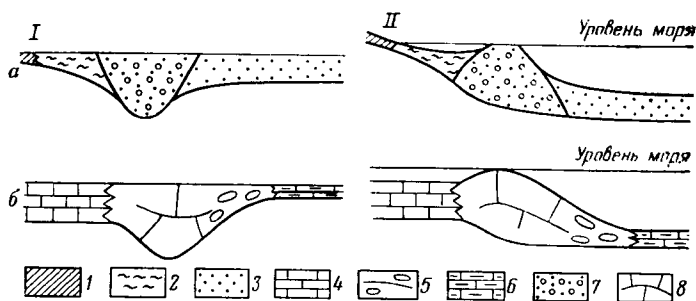


Рис. 108. Фациальные профили, построенные с выровненной кровлей изучаемого стратиграфического комплекса (I) и на палеогеоморфологической основе (II).

a — прибрежные бары; *b* — рифовые системы, связанные с некомпенсированным прогибанием. Фации: 1 — континентальные, 2 — лагунные, 3 — открытого мелкого шельфа, 4 — мелководные зарифовые, 5 — фации предрифового шельфа, 6 — глубоководные депрессионные, 7 — бары, 8 — рифы

ная база и геолог вступает на путь безудержной, не доказуемой фактами фантазии. Любая фациальная карта — субъективная авторская интерпретация объективных геологических данных, в большей или меньшей мере, отражающая истинную картину. Палеогеоморфологическая реконструкция также вносит элементы субъективизма, главным образом в степень расчлененности рельефа, его количественное выражение, однако даже схематический, а в указанных случаях и достаточно точный учет рельефа отразит фациальную картину ближе к истине, чем формальное «объективное» выравнивание верхней границы комплекса отложений.

Фациальные карты и профили служат основой для следующего этапа обобщения — составления палеогеографических карт, которые показывают распространение физико-географических обстановок для данного отрезка времени в геологическом прошлом. При этом на основе выявленных при фациальном анализе закономерностей, проводятся экстраполяции в области, где геологических данных мало или отложения этого возраста отсутствуют. В отличие от фациальной здесь более подробно реконструируются ландшафты — показывается местоположение суши и моря, элементы и характер наземного и подводного рельефа, расположение озер, рек, вулканов, направление ветров и течений, тип и соленость древних водоемов, палеоклиматические и палеобиогеографические области и т. д. Поскольку на формирование древних ландшафтов значительное влияние оказывают тектонические движения, палеогеографические карты и реконструкции осуществляются с учетом палеотектонических особенностей того времени.

Советские геологи разработали методику составления литолого-палеогеографических карт, совмещающих целый комплекс сведений литологического и палеогеографического характера. На них показывают области распространения осадочных образований, их состав, мощности, характер переслаивания разных типов осадочных пород, некоторые генетически важные особенности. Данные о типах пород наносятся специальными штриховыми знаками, аутигенные минералы, конкреции и другие показатели среды осадконакопления изображены крапом, мощности — цифрами и изопакитами. Одновременно цветом указываются палеогеографические обстановки — области суши и ее рельеф, степень его расчлененности, положение речных долин и дельт, морские бассейны, их соленость и глубина. Отдельно составляются палеотектонические карты и карты биогеографического районирования, которые позволяют не только детализировать и более достоверно обосновать палеогеографические построения, но и показывают связь палеогеографических областей и зон с тектоническим режимом и тектоническими структурами. На основе этой методики составлен и в 1967—1969 гг. издан четырехтомный «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР». В настоящее время на основе аналогичных методических приемов составлен «Атлас литолого-палеогеографических карт мира». В нем имеются и палинспастические карты, показывающие положение и палеогеографию материков с учетом крупных горизонтальных перемещений на основе построений новой глобальной тектоники литосферных плит.

Вопросы для самопроверки

1. Сформулируйте основные направления исследований при фациальном анализе.
2. Каково использование состава пород для генетических реконструкций?
3. Каково значение аллотигенных минералов для фациального анализа?
4. Как используются данные о структуре обломочных пород для фациального анализа?
5. Как используются данные о текстуре для фациального анализа?
6. Расскажите о биоценозах и танатоценозах и их значении для фациального анализа.
7. Что такое фациально-циклический анализ?
8. Каковы методы изучения формы осадочных тел и использование последних в фациальном анализе?
9. Перечислите принципы и методы палеогеоморфологических реконструкций и определения глубин бассейнов.
10. Расскажите о методах построения фациальных карт и профилей.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА В НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

§ 1. ФАЦИИ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Живое вещество, как совокупность всех организмов биосферы, и продуцируемое им органическое вещество играют огромную и разнообразную роль в геологических процессах. Достаточно отметить, что концентрированные формы накопления органического материала в виде торфа, угля, горючих сланцев, нефти и природного газа сейчас и на достаточно длительную перспективу — основные энергетические ресурсы и сырье для разнообразных химических производств. Советские ученые, начиная с основоположника учения о биосфере и биогеохимии академика В. И. Вернадского, много и плодотворно изучали органическое вещество современных осадков и осадочных пород с точки зрения условий его накопления, состава, особенностей преобразования в диагенезе и катагенезе, возможностей нефте- и газообразования.

Органическое вещество, накапливаясь в определенных фациальных обстановках, во многом определяет характер этих обстановок. Поэтому необходимо хотя бы кратко рассмотреть: основные условия накопления органического вещества, в том числе такого вида и в таких количествах, которые могли продуцировать затем углеводороды; влияние, которое оно оказывает на геохимические условия накопления осадков и их диагенетического преобразования.

В фанерозойских породах осадочной оболочки Земли по подсчетам А. Б. Ронова (1980 г.) содержится $9,1 \cdot 10^{21}$ г органического углерода, из которых на долю континентального сектора приходится $7,9 \cdot 10^{21}$ г. Органическое вещество находится в двух основных формах. С одной стороны это сапропелевая (жировая) органика, образующаяся при захоронении и фоссилизации фитопланктона и животных организмов, наиболее богатая восстановленными битумоидами, маслами и углеводами, но бедная кислыми компонентами, и с другой — гумусовая органика, образующаяся при разложении остатков высшей растительности и характеризующаяся значительно более кислым составом и существенно меньшим содержанием битумоидов и их меньшей восстановленностью.

Большая часть органического материала находится в рассеянной форме: кларк органического углерода в осадочных породах составляет 0,62 % при изменении от 0,1 % в солевых

породах до 0,9 в глинистых. Однако значительные количества его встречаются и в концентрированном виде. Так гумусовая органика образует торф и уголь (кларк $C_{орг}$ в углях 67 %), сапропелевая — «битуминозные толщи» (доманикиты, баженовиты и т. д.) со средним содержанием органического углерода 16,5 %. Именно сапропелевое органическое вещество — основной исходный продукт для такой концентрированной формы нахождения органического углерода, как нефть.

Основная область накопления гумусовой органики в виде углей (первоначально торфа) и углистых включений — континентальные и переходные к морским фации. Пластовые накопления торфа образуются в пресноводных или очень слабо осолоненных внутриконтинентальных лимнических фациях, а также пресноводных и солоновато-водных прибрежно-морских озерах и болотах, формирующихся из зарастающих лагун, лиманов, на дельтовых низинах. При этом в среднем палеозое, когда только начался выход растительности из моря на сушу и она колонизовала лишь прибрежные области суши, формировались прибрежно-морские параллические угленосные толщи. В мезозой-кайнозое в связи с широкой экспансией растительности и заселением ею всей поверхности суши, угленакопление отчетливо сместилось в область внутриматериковых водоемов.

Большое количество растительного детрита различного размера, который затем углефицируется, захороняется в аллювиальных, особенно старичных и пойменных фациях, а также в наземно-дельтовых и авандельтовых обстановках. Таким образом, наиболее концентрированные формы накопления гумусового органического вещества связаны с обстановками с очень спокойной гидродинамикой (лимническими), а менее концентрированные — с условиями достаточно активной динамики в пределах континентальных и переходных к морским фаций.

Учитывая последние достижения в области генезиса углеводородных газов, геологи-нефтяники должны уметь выделять и внимательно изучать и те фации, в которых накапливаются торфяники и растительный дендрит. Дело в том, что в процессе катагенеза по мере превращения торфа и растительного детрита в бурый уголь, а затем в каменный разных стадий углефикации и, наконец, в антрацит, происходит образование и выделение больших масс углеводородных газов, главным образом метана, который может образовывать важные промышленные месторождения.

В противоположность гумусовому, сапропелевое органическое вещество накапливается в основном в морских обстановках. Известны случаи и они достаточно часты, когда обогащенные сапропелевым материалом осадки формируются в озерах и лагунах, но размеры таких образований и время их существования сравнительно невелики и общие объемы весьма незна-

чительны. Самые крупные по площади, времени существования и запасам органического материала континентальные образования — эоценовые озерные битуминозные сланцы Грин Ривер на западе США, однако даже это уникальное и грандиозное по масштабам образование горючих сланцев не сопоставимо с теми массами органического вещества, которое накапливается в морских обстановках. Но далеко не все морские фации благоприятны для формирования осадков, содержащих органическое вещество в повышенных относительно кларка количествах. Для этого необходимо, во-первых, достаточно интенсивное развитие организмов и, во-вторых, наличие условий его захоронения и fossilization.

Рассмотрим только планктоногенный тип накопления органического вещества по двум основным причинам. Прежде всего, по данным В. Г. Богорова (1971 г.) фитопланктон продуцирует в год 550 млрд. т органического вещества в сырой массе, в то время как фитобентос и все консументы только 56,4 млрд. т. Кроме того именно планктоногенный материал наиболее ценен, так как содержит необходимые для образования сапропелей и углеводородов липоидные и белковые компоненты.

Сам планктон неоднороден и состоит из фитопланктона (микроскопических водорослей) и зоопланктона (микроскопических животных). Фитопланктон — продуцент. Используя солнечную энергию, он в результате фотосинтеза вырабатывает из воды, углекислоты и минеральных солей органические вещества. Животные, в том числе и зоопланктон, самостоятельно не производят органические вещества, а используют уже готовые, т. е. являются консументами. В связи с этим прежде всего представляют интерес условия развития именно фитопланктона, как первого продуцента органического вещества. Так как жизненная основа водорослей фотосинтез, они не могут обитать на больших глубинах. Действительно, современный фитопланктон заселяет первые 100 м верхней части водной толщи, которая не только пронизана светом, но и хорошо прогрета. В. И. Вернадский назвал ее поверхностной пленкой сгущения жизни.

Кроме света, тепла и углекислоты для жизни нужны и минеральные соли, в частности, содержащие три важнейших биогенных элемента — азот, фосфор и калий. Именно эти элементы — «три кита плодородия» — необходимы для получения полноценных удобрений. Все они извлекаются из вод, причем практически неисчерпаемые запасы их содержатся в холодных глубинных водах. Поступление последних к поверхности происходит по склонам дна (явление апвеллинга) и тогда в прибрежной части интенсивно развивается планктон, а вслед за ним и самые разнообразные организмы — рачки, рыбы, птицы. Но подъем холодных вод нередко осуществляется и в резуль-

тате вертикальной циркуляции в зонах барического минимума, что связано с особенностями циркуляции атмосферы. В этом случае во внутренних частях бассейнов вне связи с суши возникает зона, резко обогащенная биогенными элементами, где максимально значение показателя продуктивности.

Захоронение органического вещества в осадке определяется не только его количеством, но и обстановкой седиментации и диагенеза. Если в прибрежных мелководных, хорошо аэрируемых зонах оно в значительной степени разрушается и потребляется донными организмами (на шельфе, составляющем только 7,6 % дна Мирового океана, сосредоточено по данным Л. А. Зенкевича 82,6 % всей биомассы бентоса), то в относительно глубоководных, спокойных и слабо аэрируемых, а следовательно с дефицитом кислорода и малой плотностью бентоса, напротив, сохраняется и фоссилизуется. Именно поэтому многие морские нефтегенерирующие толщи формировались в морском бассейне теплой климатической зоны на значительной (в несколько сотен метров) глубине (доманик востока Русской платформы, майкопская свита Северного Кавказа, менилитовая свита Предкарпатья, баженовская свита Западной Сибири, формация Чаттануга Североамериканской платформы, формации Делавер Маунтин и Бон Спринг Пермского бассейна США и т. д.).

При относительно небольших размерах котловинных водоемов (Черное море, Предуральский прогиб и Камско-Кинельская впадина, хадумский бассейн Закавказья, Предкавказья и др.) это центральные их части, при больших размерах — склоны подводных глубоких впадин, например Беренгово, Охотское и ряд других морей, вокруг Антарктиды и в других местах. При этом апвеллинг обеспечивает постоянное поступление питательных веществ и, как следствие, высокую биологическую продуктивность, а относительная глубина, отсутствие света, дефицит кислорода, малая плотность бентоса — надежную консервацию поступающего в осадок органического материала. Спокойные условия седиментации, отсутствие волнений и взмучивания обуславливают и определенную литологическую и палеонтологическую специфику отложений — их тонкозернистую структуру, глинистый, карбонатно-глинистый, кремнисто-карбонатно-глинистый состав, тонкую правильную слоистость, темный цвет, наличие остатков преимущественно планктонных организмов и т. д.

Рассмотренные условия накопления органического вещества объясняют глобальные закономерности размещения органического вещества в Мировом океане, концентрации которого повышены в затишных прибрежных обстановках и в спокойных условиях континентальных подножий, т. е. именно в тех зонах, где органический материал интенсивно продуцировался и надежно захоронялся.



§ 2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Органическая жизнь определяет также важнейшие геохимические особенности образования осадков. Появление фотосинтезирующих растений привело к появлению свободного кислорода и, как следствие этого,— к формированию окислительной обстановки на поверхности Земли, а во многих случаях и в водной толще. В то же время само органическое вещество — активнейший восстановитель. Таким образом, в зависимости от соотношения количества поступающего к осадку свободного кислорода и наличия в осадке органического вещества, условия осадконакопления и диагенеза могут быть восстановительными или окислительными, что и фиксируется различными аутигенными минералами и их ассоциациями. Другими словами, образование осадков происходит в различных геохимических фациях.

Понятие о геохимических фациях было введено в науку Л. В. Пустоваловым, который под современной геохимической фацией понимал часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород.

Ископаемая геохимическая фация определяется как пласт или свита пластов, которые на всем своем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся в повсеместном нахождении одного и того же комплекса сингенетичных выделений, которые образуют между собой закономерные ассоциации, обусловленные физико-химическими условиями формирования породы. Л. В. Пустовалов выделил морские и континентальные геохимические фации, провел их дальнейшее подразделение по ряду различных показателей — солености, окислительно-восстановительным условиям и т. д.

Американские геологи В. С. Крумбейн и Р. М. Гаррелс (1952 г.), подойдя к этой проблеме с точки зрения физико-химии, на основе окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотно-щелочных свойств, характеризующихся концентрацией водородных ионов (рН), выделили поля образования многих минералов, которые и определяют различные геохимические фации (рис. 109). Следует рассмотреть соотношение этого понятия с общим понятием геологических фаций, которые, главным образом и рассматриваются в настоящем учебнике.

С одной стороны геохимическая фация, отражая лишь определенные свойства среды (соленость, окислительно-восстановительный потенциал, кислотно-щелочную реакцию и т. д.),

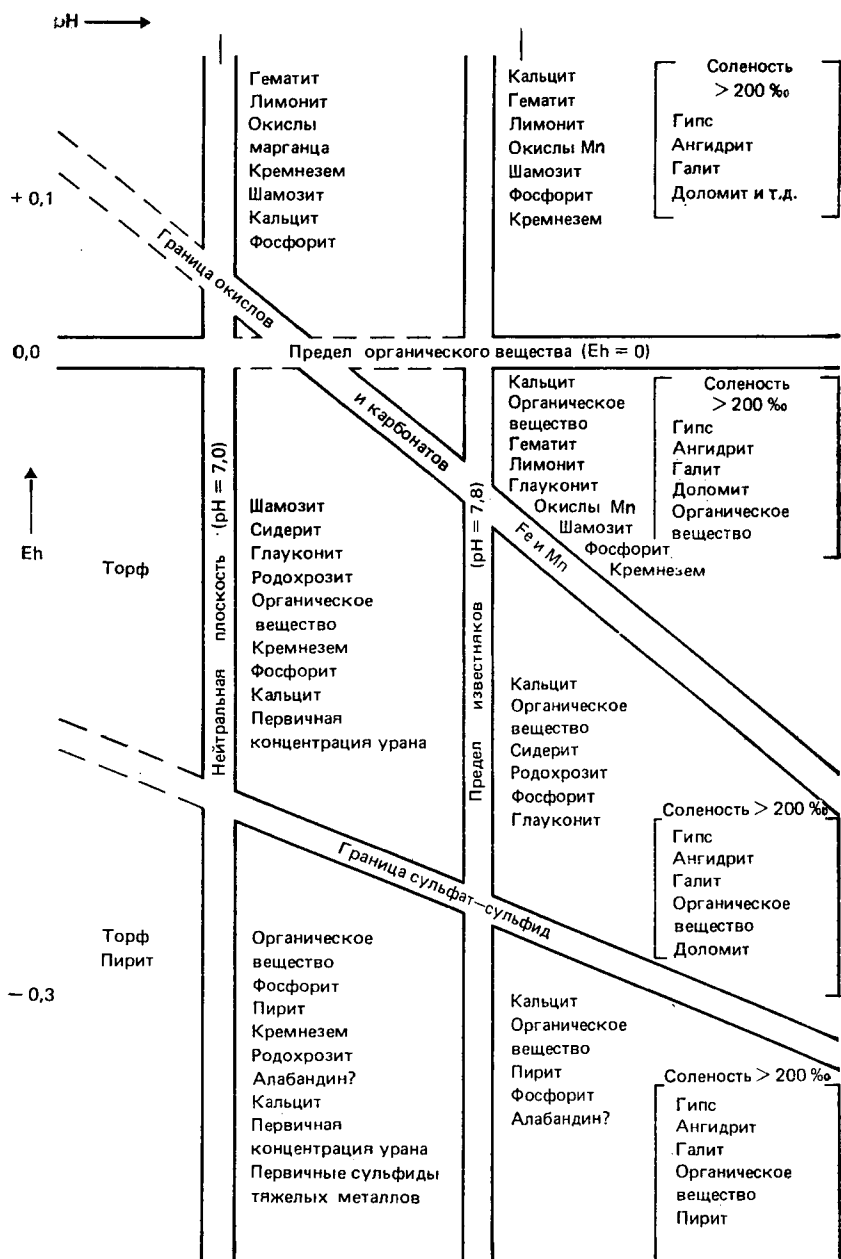


Рис. 109. Ассоциации осадочных минералов в зависимости от значений Eh и pH среды осадкообразования; ассоциации, показанные в квадратных скобках, относятся к рассолам (по В. С. Крамбейну и Р. И. Гаррелсу, 1960 г.).

является частью более общего понятия «фация». С другой стороны, указанные геохимические параметры (особенно Eh и pH) в большинстве случаев характеризуют не только обстановку в наддонном слое воды — собственно условия накопления осадка (обстановку седиментогенеза), но и обстановку в илу — условия его преобразования в осадочную породу (обстановку диагенеза). Более того, многие минералогические показатели геохимических фаций — сульфиды, сидерит, глауконит и шамотит и т. д., формируются главным образом именно в диагенезе. В этом случае правильнее говорить о геохимических фациях стадии диагенеза, хотя они в значительной степени и обусловлены обстановками седиментогенеза.

Таким образом в отличие от фаций в общегеологическом смысле, геохимические фации во временном отношении более широкое понятие, так как характеризуют не только обстановки седиментогенеза, но и диагенеза. Если говорить о геохимических фациях только седиментогенеза, когда можно достаточно достоверно установить, что эти обстановки характерны именно для данной стадии, то геохимические фации оказываются лишь частью фаций в общегеологическом понимании их.

Наибольшее распространение в связи с задачами нефтяной геологии получило выделение геохимических фаций по значениям окислительно-восстановительного потенциала (Eh). По этому показателю геохимические фации можно объединить в три большие группы — восстановительные, характеризующиеся отрицательными значениями Eh, окислительные, с положительными значениями Eh, и промежуточные, в которых значение окислительно-восстановительного потенциала близко к нулю.

Восстановительные геохимические фации формируются при дефиците свободного кислорода и избытке органического углерода. При этом элементы с переменной валентностью (главным образом это отмечается на примере железа, как наиболее распространенного элемента) образуют минералы, в которых они находятся в виде ионов низшей валентности.

Наиболее распространены сероводородная или сульфидная восстановительные геохимические фации, в которых железо находится в форме пирита, и могут присутствовать также разнообразные сульфиды меди, галенит, сфалерит и др., а также сидеритовая, где железо входит в состав сидерита. В этой геохимической фации образуется главная масса осадочного родохрозита. Абсолютные значения Eh в обоих случаях могут быть весьма низкими. Формирование той или иной фации при общем отрицательном значении Eh обусловлено наличием или отсутствием сероводорода. А последний, как правило, образуется при восстановлении шестивалентной серы из сульфат-иона сульфатредуцирующими бактериями. Поэтому сульфидная

геохимическая фация возникает обычно в морских или солоноватоводных условиях, где воды содержат сульфатные ионы. В пресных водоемах при отсутствии или дефиците сульфатов формируется восстановительная обстановка, но без сероводорода — глеевая. Восстановительные геохимические фации характерны для многих котловинных полуизолированных относительно глубоководных водоемов особенно с нарушенным гидрологическим режимом, для многих болот и озер.

При отсутствии органического вещества или нахождении его в нереакционноспособной форме формируются окислительные геохимические фации, характерная черта которых — наличие железа в виде гематита или лимонита, а марганца в виде его окисных соединений. Подобные геохимические фации характерны для большинства континентальных образований, многих мелководных и прибрежно-морских обстановок, где, в частности, формируются лимонитовые железные и окисные марганцевые руды, а также абиссали с красной глубоководной глиной и др.

В промежуточных геохимических фациях, где количество кислорода достаточно лишь для практически полного окисления органического углерода и где нет значительного избытка ни органического вещества, ни кислорода, образуются шамозит и глауконит, содержащие в своем составе железо в форме оксида и диоксида.

Учение о геохимических фациях получило достаточно широкое распространение при изучении связанных с осадочными горными породами полезных ископаемых. Так формирование стратиформных полиметаллических месторождений обусловлено наличием резко восстановительных сульфидных геохимических фаций, марганцевых месторождений типа Чиатури и Никополья — окислительных и т. д. Наибольшее же значение оно имеет в нефтегазовой геологии, так как накопление в значительных количествах органического вещества и его дальнейшее преобразование в направлении нефтеобразования возможно либо исключительно, либо преимущественно в восстановительных — сероводородной и сидеритовой геохимических фациях. Так В. В. Вебером были установлены процессы восстановления битумоидных компонентов современных осадков сероводородной зоны Черного моря (преобладание бензольного экстракта и уменьшение спирто-бензольного, повышенное содержание масел и углеводов и др.) в то время как в мелководных мидиевых и фаэолиновых илах бессероводородной зоны таких процессов не отмечено.

Аналогичные явления установлены и в древних отложениях. Например, по данным К. Ф. Родионовой в промежуточных и слабо-восстановительных фациях девонских отложений Волго-Уральской области содержится 0,43 % органического углерода,

а в сульфидной оно возрастает до 1,48 %, общая сумма битуминозных компонентов увеличивается от 0,097 до 0,443 %, при этом наиболее интенсивно (в 12 раз) возрастает количество хлороформенного экстракта битумоида (от 0,022 до 0,270 %). Содержание углеводов в органическом веществе увеличивается с 1,18 до 4,9 %, а в породе в 12 раз (с 0,007 до 0,084 %).

§ 3. НЕКОТОРЫЕ ПРИНЦИПЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПРИ ПРОГНОЗЕ, ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК

Теоретическая база прогноза развития структурных ловушек — тектонический и палеотектонический анализ, а их поиски с достаточной степенью достоверности осуществляются различными методами разведочной геофизики с использованием относительно несложной модели слоистой среды. При этом вопросы генезиса продуктивных отложений не имеют особого значения. Переход к прогнозу и поискам неантиклинальных ловушек требует принципиально иного подхода при геологическом прогнозе и геологических методах поиска и при использовании методов разведочной геофизики как на стадии выбора методов и методик полевых работ, так и на стадии интерпретации полученных результатов, поскольку приходится пользоваться более сложной — слоисто-зональной моделью осадочного комплекса, отдельные интервалы которого имеют разные латеральные изменения мощностей и физических свойств. Уже это обстоятельство требует знания условий образования продуктивных комплексов и латеральных изменений этих условий, которые в значительной мере определяют состав и физические параметры отложений, их морфологию.

В связи с этим обязательный элемент прогноза неантиклинальных и прежде всего палеогеоморфологических ловушек — реконструкции фациально-палеогеографических условий осадконакопления, овеществленные в отложениях и морфологии осадочных тел.

При образовании этих ловушек, по крайней мере наиболее продуктивных их типов: аллювиально-дельтовых, баровых и рифовых, чрезвычайно важное значение имеет процесс накопления осадочного материала, который ведет одновременно и к образованию резервуара с соответствующим внутренним строением, композицией, и к формированию осадочного тела такой морфологии, которая после перекрытия его непроницаемыми толщами, т. е. геологически очень быстро становится ловушкой.

Исследования для целей прогнозирования, поисков и разведки соответствующих видов палеогеоморфологических ловушек необходимо вести по двум направлениям, которые с неко-

торой долей условности, можно назвать соответственно генетическим и морфологическим. Генетический подход предопределяет акцент на прогноз возможного наличия ловушек различных типов, примерное их положение, вероятную морфологию, состав и строение слагающих их отложений. При этом необходимо рассмотреть искомый объект — неантиклинальную ловушку — как часть единой сложной и многокомпонентной системы породного седиментационного бассейна, образование, форма и внутреннее строение которой определяется взаимодействием и соотношением разнообразных процессов и явлений (рис. 110). Морфологический же подход, как правило, может быть реализован при наличии более подробного и детального материала и необходим на стадии разведочных работ.

Первый этап генетического подхода с целью прогноза палеогеоморфологических ловушек — палеогеографический анализ отдельных этапов геологической истории региона, позволяющий выявить области суши, морские водоемы, очертить зону их контакта.

Палеоклиматические и палеогеоморфологические реконструкции в области древней суши дают возможность прогнозировать наличие и характер морфолитогенетических процессов и связанных с ними ловушек и резервуаров. Так в предгорных районах аридной зоны возможно формирование коллювиально-делювиальных и пролювиальных отложений со специфическими морфоскульптурами. На равнинах аридной климатической зоны эоловые процессы ведут к формированию барханов — готовых палеогеоморфологических ловушек с прекрасными коллекторскими свойствами резервуара. Характер аллювия и аллювиальных морфоструктур в речных системах аридной и гумидной зон существенно различны.

Весьма важен комплексный анализ прибрежно-морской полосы, который дает возможность прогнозировать сам тип побережий, степень их изрезанности и расчлененности, характер образующихся морфологических форм — заливов, лиманов или лагун, примыкающих, свободных и замыкающих аккумулятивных образований (аккумулятивных мысов, кос, стрелок, пересыпей), а также особенностей осадков соответствующих фациальных зон. Наиболее важно влияние генетических обстановок на формирование дельт и их типов, что в свою очередь обуславливает и разный характер морфоструктур и осадков.

Морфолитодинамические процессы на шельфах способны вызывать накопление донных осадков не только пластового залегания, но и формирование ряда специфических положительных форм субаквального рельефа, в свою очередь влияющих на дальнейшие процессы морфолитогенеза. Важное воздействие оказывает и климат. В полярной климатической зоне, где гидродинамика в связи с длительным ледовым покровом ослаб-

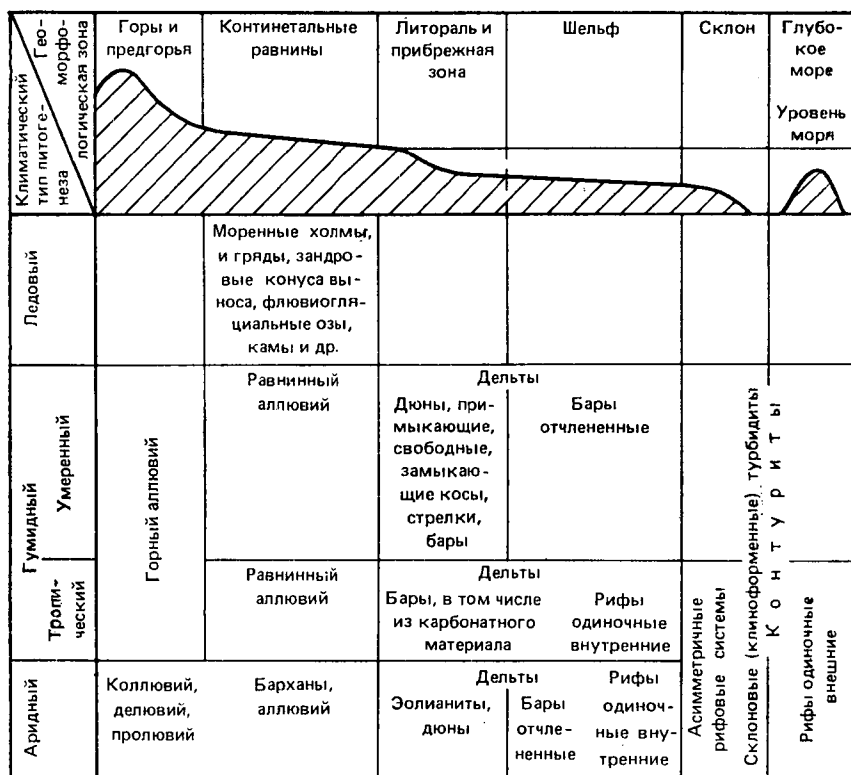


Рис. 110. Схема размещения некоторых литолого-морфологических образований в системе осадочно-породного (седиментационного) бассейна

лена, наиболее обычен выровненный рельеф и плохо сортированные осадки с невысокими коллекторскими свойствами. В шельфовых зонах умеренных широт можно прогнозировать мощные волновые аккумулятивные бары, состоящие из хорошо сортированного материала, причем возможно развитие серии разновозрастных и смещающихся в пространстве баровых систем.

Судя по современным обстановкам на шельфах гумидного типа тропической зоны можно ожидать расширения и некоторого изменения аккумулятивных форм и их типов. Во-первых, в литодинамических процессах в большей мере принимает участие не терригенный материал, поступление которого с суши несколько затруднено наличием мангровых берегов, залесенностью прибрежной суши, а карбонатный биогенный и в меньшей степени хемотропный, т. е. источником материала служит

не суша, а сам морской водоем. Поэтому здесь формируются сложенные карбонатным песком, детритом, оолитами различные аккумулятивные образования типа баров, дюнных эолианитов и т. д. При подобии морфологии они отличаются от аналогичных образований умеренной зоны, как правило, более низкими коллекторскими свойствами. Дело в том, что карбонатный материал в этих обстановках геохимически весьма подвижен, его много в растворенном виде в морских и особенно в иловых водах. Все это ведет к ранней цементации карбонатных осадков и как следствие этого, снижению коллекторских свойств, хотя примеры продуктивных карбонатных баров и прибрежных валов известны (юрские формации Смаквер и Бакнер Мексиканской провинции).

Во-вторых, и это имеет решающее значение для нефтегазовой геологии, ведущими морфолитогенетическими образованиями становятся не волновые аккумулятивные формы, а органические постройки и рифы со всем разнообразием их морфологии, размеров и характера связанных с ними природных резервуаров. Наконец, в-третьих, даже незначительные поднятия или эвстатические изменения уровня океана, а они происходят нередко, ведут к осушению карбонатных отложений и их интенсивному карстованию, что создает карстовые формы с улучшенными за счет карстования коллекторскими свойствами. В свою очередь эти формы могут служить основой рифообразования при последующем повышении уровня моря и возможно влияют на морфологию последних, т. е. приобретают прогностическое значение.

В шельфовых зонах аридного климата практический интерес представляют отчлененные аккумулятивные формы типа мощных баров, не связанные с речным выносом и дельтовыми обстановками. На внешних краях шельфа и континентальном склоне ловушки могут быть связаны с подводными каньонами и различными склоновыми аккумулятивными клиноформенными отложениями. Наши знания о нефтегазоносности таких морфолитогенетических форм пока недостаточны, но продуктивность их в принципе доказана.

Наряду с палеоклиматическими для прогноза рассматриваемого класса ловушек на шельфе важен и палеогеоморфологический подход. Так в тропической зоне при пологом плоском дне следует ожидать наличие отчлененных аккумулятивных образований (баров), а при наличии дифференцированного — рифов. При этом установление линейно-вытянутых уступов даже очень небольшой амплитуды дает возможность прогнозировать наличие линейных асимметричных в поперечном сечении рифовых систем. Локальные поднятия любого генезиса — тектонические структуры, вулканические конусы, эрозионные или аккумулятивные экзогенные образования и т. д. предопреде-

ляют возможность формирования одиночных рифов. Кроме того на характер рифов, их высоту и плановую конфигурацию, особенности строения коллекторов и их распределение в теле рифа в большой степени влияют сами рифостроящие организмы, их систематический состав, разнообразие таксонов, специфика их роста и развития в различных эколого-морфологических зонах, т. е. наряду с лито- и морфогенезом приходится учитывать и биогенетические проблемы.

Именно на примере рифов можно показать специфику морфологического направления системного анализа палеогеоморфологических ловушек. В рифах наиболее отчетливо видно, что морфология ловушки, а также характер рифового резервуара предопределяется диалектическим сочетанием, взаимосвязью и взаимообусловленностью процессов морфо- и литогенеза, жизнедеятельностью организмов. Понять их можно только с помощью комплексного системного анализа тектоники (действующей опосредственно через рельеф и непосредственно — темпом тектонического прогибания), фаций (климатических и гидрологических характеристик бассейна) и биотических факторов. Уже на стадии прогноза при генетическом подходе можно предполагать развитие тех или иных морфолого-генетических типов рифов. Появление первых данных бурения или достоверных геофизических материалов, подтверждающих предполагаемый тип, позволяет на основе морфологии, учитывая накопленные и систематизированные по этому вопросу данные, прогнозировать тип ловушки и природного резервуара и более эффективно вести разведочные работы, более достоверно считать запасы. Так для одиночных куполовидных рифов характерна относительно простая конусовидная в сечении морфология ловушки и приуроченность наилучших коллекторов к центральной части массива. Одиночные плосковершинные и атолловидные рифы характеризуются относительно простой морфологией ловушки, но сложным характером резервуара, в котором зоны улучшенных коллекторских свойств сдвинуты к периферии массива, а его центральные части могут быть и непроницаемы. Наконец, асимметричные рифовые системы имеют сложную морфологию ловушки и сложное распределение коллекторов, зона распространения которых сдвинута к крутому, обращенному к открытому морю склону.

Вопросы для самопроверки

1. Охарактеризуйте основные фации, где накапливается органическое вещество в повышенных количествах.
2. В каких фациях накапливается сапропелевое и в каких гумусовое органическое вещество?
3. Перечислите принципы выделения и классификации геохимических фаций.

4. Каково соотношение понятий «фация» и «геохимическая фация»?
5. Приведите принципы и методы использования фациального анализа при поисках и разведке палеогеоморфологических ловушек.

Глава 19

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И СОДЕРЖАНИЕ ПОНЯТИЯ «ФОРМАЦИЯ»

Начало учения об осадочных формациях относится к середине XVIII в., когда Г. Х. Фюксель ввел понятие о горных сериях, которые объединяют комплексы пластов, образовавшихся друг за другом при одинаковых условиях, причем каждая серия соответствует определенной эпохе в истории Земли. Само слово «формация» появилось в работе А. Г. Вернера и обозначало ассоциацию определенных типов горных пород, которые могут повторяться в разные геологические эпохи. По Ч. Лайелю название формация выражает в геологии всякую группу пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или составу. Так говорилось о слоистых и неслоистых, пресноводных и морских, водных и вулканических, древних и новых, металлоносных и неметаллоносных формациях.

Таким образом, термин, особенно у Г. Х. Фюкселя, имел и литологический и стратиграфический смысл. Такая двойственность объясняется тем, что в Западной Европе, где возник термин, некоторые литологически специфичные образования, например писчий мел или терригенные отложения с большим количеством пластов угля, оказались действительно одновозрастными (соответственно верхнемеловыми и средне-верхнекаменноугольными). Однако с развитием палеонтологического метода и особенно расширением географических рамок исследования за пределы Центральной Европы выяснилось, что одновозрастные отложения могут иметь совершенно различный состав и строение, в то время как однотипные образования нередко разновозрастные. Поэтому термин «формация» потерял стратиграфический смысл, что и было закреплено решениями II сессии Международного геологического конгресса (Болонья, 1881 г.), где рекомендовалось пользоваться этим термином для обозначения комплекса пород, рассматриваемых с точки зрения их происхождения или способа формирования.

Лишь в США временное значение сохранилось и формация — единица стратиграфической шкалы. Поэтому возникающие иногда попытки определить формацию как совокупность

комплекса осадочных тел, занимающих всю площадь осадочного бассейна, представляет собой возврат к сугубо стратиграфическому пониманию термина. Более того, в отличие от литологически определенной толщи, в единую формацию оказываются объединенными разновозрастные, но принципиально различные по составу, строению, механизму и условиям образования, а также тектоническому положению отложения. При этом, например, для океана — единого бассейна, в одну формацию придется объединить турбидиты, пелагические абиссальные глины, рифовые, бентоногенные и планктоногенные карбонатные образования, кремнистые (радиоляриевые и диатомовые) и другие отложения.

Важным этапом в развитии учения об ассоциациях осадочных горных пород была VI сессия Международного геологического конгресса 1894 г. Э. Реневье считал формациями геологические образования, генетически существенно отличающиеся друг от друга (например формации морские, пресноводные), в то время как фации обозначают по его мнению детали обстановки формирования (например фации мела, дельтовая и речная). При таком палеогеографическом подходе формация оказалась комплексом фаций. Второй аспект понимания формаций был изложен М. Бертрамом, который установил, что некоторые формации: моласса, флиш, блестящие сланцы (аспидная формация в современном понимании) — соответствуют определенным стадиям развития геосинклинали. Он показал геотектоническую обусловленность формирования индивидуальных литологических комплексов и связь их с определенными этапами развития. Этим было положено начало историко-генетическому направлению учения о формациях.

В настоящее время сложилось три главных подхода в учении о формациях. Первый берет начало с представлений Э. Реневье о формациях, как комплексах фаций, и рассматривает формацию как сообщество фаций, отражающее и определенную физико-географическую обстановку (ландшафт) и соответствующий ей тектонический режим. Другими словами, если в учении о фациях влияние тектоники рассматривается как один из факторов, причем далеко не главный, то в учении о формациях тектонический фактор становится в один ряд с палеогеографическим, причем он в значительной мере определяет и палеогеографию и прежде всего рельеф.

Второй подход развивает представления М. Бертрана о формациях, как историко-генетических единицах, связанных своим образованием с определенными стадиями тектонического развития земной коры.

Третий подход отражен в работах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и их школы. Под формацией они понимали естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, от-

дельные члены которых (породы, слои, отложения) парагенетически связаны друг с другом как вертикально, так и латерально. При этом особенно указывалось, что выделение формаций должно проводиться лишь на основе закономерного сонахождения (парагенеза) пород, как единственного объективного критерия, так как другие моменты — происхождение, связь с определенными структурами и этапами их развития — лишь субъективные выводы.

Однако, несмотря на подчеркнуто негенетический подход, упор на наблюдаемость и изучение формаций как только фактически наблюдаемых пород, их ассоциаций и соотношений, в своих конкретных исследованиях, многие из которых стали уже классическими, представители этой школы активно использовали генетические представления. Прежде всего, сама классификация формаций проводилась на тектонической основе, т. е. заранее оказывалась генетической (выделялись, например, платформенные геосинклинальные и орогенные формации). Кроме того, формации были не только, и часто не столько объектом исследования, но и его важнейшим инструментом, так как само выделение и изучение формаций не самоцель, а проводилось именно для выяснения физико-географических и тектонических условий образования этих комплексов и служило важнейшим методом тектонического районирования и палеотектонического анализа.

В настоящее время большинство исследователей указывает, что эти подходы к формациям отражают, во-первых, область геологической науки, в которой работают те или иные исследователи, и, во-вторых, определенные стадии познания формаций, последовательный все более широкий охват разных сторон формации, все более комплексный и в то же время глубокий их анализ. Естественно, что литологи уделяют больше внимания составу и строению формаций, тектонисты — их тектонической позиции, специалисты в области палеогеографии — условиям их образования. Ясно также, что изучение состава и строения осадочных толщ, обособление каких-то крупных естественных породных тел — ассоциаций пород — лишь первый этап их изучения, а выяснение тектонических и палеогеографических условий их формирования — следующий «генетический» уровень знаний.

Наконец, более высокий этап познания — выяснение общих закономерностей образования формаций, их смены в пространстве и времени, использование полученных знаний в геологическом анализе. Вместе с тем подобное разделение на этапы носит нередко скорее методический характер, ибо в практике исследования диалектически постоянно сочетаются и описательные и генетические аспекты. Без хотя бы гипотетического представления о генезисе, нельзя целенаправленно отделять

толщи друг от друга и плодотворно изучать их. Само же это изучение позволяет более глубоко понимать их положение и происхождение.

Несмотря на различие подходов общим является признание того, что формация: 1) естественное геологическое тело, которое выделяется в строении осадочной оболочки, обладающее относительно устойчивыми показателями состава и строения; 2) категория историческая, т. е. образование единой эпохи (длительность образования может быть различна), причем подобные тела могут устанавливаться в разрезах разного возраста и на разных, хотя и определенных, участках земной коры; в большинстве случаев признается, что понятие это и генетическое.

Хотя принципы определения и характеристики формаций у разных исследователей достаточно разнообразны, наиболее важные моменты общие. Как правило выделение формаций производится на основе трех основных групп признаков: петрографического состава и характера строения комплекса отложений (набора и разнообразия пород, особенностей слоистости, симметрии или асимметрии строения в вертикальном и латеральном направлениях и т. д.); физико-географических условий накопления материала; тектонической обстановки образования, определяемой как приуроченностью к тем или иным крупным тектоническим структурам, так и связью с определенными этапами развития последних. Одно из удачных определений формации, учитывающее все приведенные выше моменты, дано В. Е. Хайным (1973 г.): «Формация— это естественное и закономерное сочетание... горных пород (осадочных, вулканогенных, интрузивных), связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры».

Формация тем самым является сложной природной системой, обладающей целостностью, индивидуальностью, автономностью. Формация— это новый уровень организации материи, изучаемый геологической наукой. Если минерал— это уровень организации химических элементов, горная порода— уровень организации минералов, то формация— уровень организации горных пород. Но каждый новый уровень организации не есть простая сумма предшествующих. Поэтому и формация, это не просто набор или ассоциация горных пород, но ассоциация закономерная, причем эта закономерность обусловлена определенной общностью условий образований, которая (общность) в свою очередь определяется единством и специфичностью тектонического режима и климата.

О несводимости формации к простой ассоциации пород наглядно свидетельствует приводимый В. Т. Фроловым пример с такой классической формацией, как флиш. Последний

бывает терригенным, песчаным (по составу граувакковым, аркозовым, кварцевым, и т. д.), грубообломочным, глинистым, вулканогенным, карбонатным, кремневым, т. е. петрографически очень разнообразным. Отсюда парагенез пород еще не определяет сущность флиша как формации. Эта сущность больше выражается особенностями строения, в частности градационной цикличностью, однако последняя в близком варианте встречается и в молассе. Флиш как формация определяется не только набором пород и их закономерным, в данном случае циклическом сочетании, но и набором или парагенезом генетических типов отложений и обстановкой среды осадконакопления, т. е. фацией. Среди генетических типов обязательны, формациеобразующие турбидиты и обвальнo-оползневые накопления, обычны планктоногенные отложения, возможны контуриты. Обстановка, где реализуются эти процессы,— крутые склоны и их подножия на значительных глубинах моря в тектонически активных условиях с почти обязательными землетрясениями, т. е. на определенных стадиях тектонического развития.

Для верхнемолассовой формации характерен свой комплекс фаций (обстановок) — субазральные подножия гор и межгорные депрессии, частично прибрежно-морские зоны вблизи горной суши в условиях активного и контрастного тектонического режима при интенсивном воздымании областей денудации и прогибании (иногда относительно) областей осадконакопления, т. е. также на определенной стадии тектонического развития. Важнейшие генетические типы в этой формации: пролювий, аллювий, а также те, которые реализуются в озерах, лагунах и прибрежных зонах моря.

Приведенные примеры достаточно наглядно показывают сложность соотношения таких важнейших понятий, как фация и формация. Представления о том, что формация это комплекс фаций, наглядны и просты для изложения и понимания, но, исходя из современной трактовки рассматриваемых понятий, видимо не совсем точны, ибо они совершенно разного плана. Если фация в стратиграфо-генетическом или относительно-генетическом смысле — это обстановки и их изменения в пространстве, то формация — комплексы пород, сформировавшиеся в определенных ландшафтных, климатических условиях на определенной стадии тектонического развития.

Аспект пространственной относительности, латеральной изменчивости в понятии фаций был четко отмечен еще Н. С. Шатским, который указывал, что формации и даже формационные ряды могут быть фациями других формаций и формационных рядов. Так донецкая формация (угленосная толща среднего и верхнего карбона Донбасса) есть фация карбонатной формации средне- и верхнекаменноугольного отделов Подмосковного

бассейна, мелководные карбонатные формации часто замещаются рифовыми и далее глубоководными кремнисто-глинистыми, нередко битуминозными и т. д.

Некоторая общность фаций и формаций имеется лишь в отдельных сторонах этих понятий, в частности в генетическом аспекте тех и других. Более того, в этом плане формация скорее парагенезис генетических типов, причем этот парагенезис определяется обстановками, т. е. фациями, и тектоническими условиями. Кроме того, в фациях преобладают физико-географические условия, а в формациях — тектонические. Поэтому в общем виде формация состоит из серии различных пород, образовавшихся разными способами в различных условиях, но все они реализуются в обстановке одного тектонического режима.

Отдельные породы и отдельные генетические типы отложений могут входить в состав различных формаций, но каждая формация представляет собой совершенно определенную и закономерную ассоциацию различных пород, генетических типов и фаций. Например, озерные и речные отложения могут входить в самые разнообразные формации, но ассоциация лимнических, аллювиально-дельтовых, коллювиально-делювиальных, пролювиальных генетических типов с возможным включением прибрежно-морских и лагунных отложений, сформированных в обстановке предгорий, образующая единое геологическое тело, характеризующаяся своими размерами, особой формой и располагающаяся в пределах внешних частей геосинклиналей, краевых прогибов и прилегающих районах платформ на орогенном этапе развития, образует верхнемолассовую формацию. Горно-ледниковая и покровно-ледниковая формации сложены одним набором пород, генетических типов и фаций (мореными, флювиогляциональными, зандровыми, ледниково-озерными), но положение их в различных структурных областях (орогенной и платформенной), определяет и различие этих геологических тел по морфологии, площадям развития, мощностям и т. д., что обуславливает выделение двух различных формаций.

Имеются также монопородные и относительно монофациальные формации, хотя и достаточно редкие. Например, формация писчего мела состоит практически из одной породы (писчего мела), образовавшейся по сути дела в одной фациальной обстановке пелагической области, удаленной от источников терригенного материала и располагающейся в зоне теплого климата, за счет одного механизма — осаднения раковин планктонных организмов.

В общем виде, как и для фаций, вероятно нет общего строго количественного ограничения объема формаций. Так, сланцево-граувакковые аспидные формации девона Рейнских Сланцевых

гор в ФРГ имеют мощность до 12 км, нижней и средней юры Большого Кавказа до 8—10 км. В то же время лейтогеосинклинальная формация Тетиса—пелитоморфные известняки с аммоноидеями верхнего триаса имеют в Австрийских Альпах мощность в десятки метров, а на о. Тимор всего 2 м. Столь же резкие колебания мощностей известны и на платформах. Угленосная формация низов визейского яруса Русской платформы имеет мощность в первые десятки метров, а карбонатная аридная формация среднего—верхнего карбона и нижней перми той же платформы—более 1,5—2 км. Это показывает на возможности существенно разного временного интервала образования формаций, поскольку объем последних изменяется от одного горизонта до трех отделов (флишевая формация альпийского цикла геосинклинали Большого Кавказа охватывает интервал времени от поздней юры до второй половины палеогена, т. е. почти два периода).

§ 2. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ГЛАВНЫЕ ГРУППЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ, ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Несмотря на различные подходы к выделению формаций, большинство исследователей признают ведущую роль тектоники в их образовании и естественно классификация их строилась и строится преимущественно на тектонической основе. Уже давно формации континентального сектора стратисферы были подразделены на платформенные и геосинклинальные.

Геосинклинальные формации возникают в условиях дифференцированных тектонических движений большой амплитуды и расчлененного рельефа. Поэтому они имеют полосовое распространение, быстро изменяются вкрест простиранию и обладают большой мощностью. Тело таких формаций имеет вид вертикальных призм, иногда выпуклых линз, например рифовая или наземно-вулканическая. В геосинклинальных формациях присутствуют некоторые типичные только для них породы, которые могут стать и формациеобразующими—яшмы, радиоляриты, пластовые фосфориты, граувакки; здесь обильны также разнообразные магматические и пирокластические породы.

Платформенные формации, напротив, формируются при вялом, обычно тектоническом режиме и малой контрастности рельефа. Поэтому при небольшой относительно мощности они имеют широкое площадное распространение. Эти формации также содержат специфические только для платформенной группы породы—кварцевые пески, каолиновые глины, писчий мел (не исключено, что в геосинклинальных областях эти породы вследствие катагенных изменений переходят в пелито-

морфные известняки). Изверженные породы в целом не характерны для платформ, хотя иногда играют важную роль в сложении их чехла. Среди них особое место занимает трапповая формация лав и туфов базальтового состава, ассоциирующихся с континентальными отложениями.

Весьма существенно различаются геосинклинали и платформы по характеру изменений формаций в латеральном направлении в зависимости от положения их в пределах тех или иных структурных элементов, что также определяется резко различной контрастностью рельефа. Если в геосинклинальных системах геосинклинальные формации существенно отличаются от геосинклинальных, то на платформах отличия формаций синеклиз и антеклиз либо не устанавливаются вовсе, либо намечаются лишь в деталях и не очень значительны.

Наряду с платформенными и геосинклинальными (последние ограничиваются собственно геосинклинальным этапом) выделяют орогенные формации, которые образуются при возникновении горного рельефа. Они формируются не только на заключительных стадиях развития геосинклиналей в их пределах, но и в прилегающих частях платформ, а также на древних и молодых платформах при их активизации и образовании на них достаточно расчлененного рельефа.

Наиболее четко обособляются формации в геосинклинальных областях, здесь также четко установлены изменения формаций в связи с отдельными структурами и стадиями развития. Это вполне понятно, поскольку и контрастность рельефа, и амплитуды, и скорости прогибаний и поднятий здесь максимальны. Естественно, что и само выделение формаций в близком современному пониманию было проведено впервые для этих областей (работы М. Бертрана) и охарактеризованы они наиболее полно.

В самом общем виде в начальный этап геосинклинального цикла происходит общее значительное погружение и в обстановке глубокого морского бассейна идет накопление глинистых и песчано-глинистых осадков, образующих аспидную и сланцево-граувакковую формации. Очень характерная их черта — громадная мощность.

В эвгеосинклинальных зонах, характеризующихся наряду с интенсивным прогибанием и активным подводным вулканизмом основного состава, образуются спилит-диабазо-кератофировая формация и связанные с ней кремнистые формации — радиоляритовые, яшмовые, глинисто-кремнистые и др. Наряду с очень мощными формациями, в начальный этап могут формироваться и так называемые лептогеосинклинальные формации: маломощные пачки кремнисто-глинистых пород, пелитоморфных известняков, радиоляритов и т. д. — образований резко не компенсированных глубоких прогибов (гальштадские

отложения верхнего триаса Тетиса, данауская формация верхнего палеозоя Индонезии и др.). Не исключено, что в ряде случаев лептогеосинклинальные формации перекрываются сланцевыми и эффузивно-осадочными, которые частично заполняют сформировавшиеся ранее глубокоководные впадины.

Следующая зрелая или предорогенная стадия развития геосинклинальных систем характеризуется значительной дифференциацией рельефа, когда относительно единый бассейн расчленяется на узкие и протяженные поднятия (кордильеры) и разделяющие их глубокоководные трогии. Современным аналогом подобных обстановок в последнее время считают островные дуги, связанные с ними глубокоководные желоба и окраинные котловинные моря. Типичная формация этого этапа флишевая, из-за чего и саму эту стадию геосинклинального развития иногда называют флишевой. Поскольку флиш — образование склона и подножья, он образует разновозрастные, смещающиеся к центру впадины крупные наклонные линзы, в результате чего отмечается омоложение флиша по мере удаления от кордильеры или склона и в конце концов флишевая формация полностью выполняет существовавший ранее глубокоководный бассейн.

Флишевая формация обычно покрывает сланцевые формации миогеосинклиналей и вулканогенные эвгеосинклиналей, однако в центральных внутренних частях последних еще нередко продолжается вулканизм, но уже не основного, а среднего состава и здесь спилит-диабазо-кератофировая формация сменяется порфиритовой (андезитовой).

Наконец, на этой стадии сравнительно широкое развитие получают и карбонатные формации, главным образом в пределах миогеосинклиналей и различных внутренних поднятий — геоантиклиналей и срединных массивов. Мелководные зоны характеризуются органогенно-обломочными известняками, относительно глубокоководные — пелитоморфными, нередко битуминозно-кремнистыми. На бортах поднятий формируются рифы. Эти три группы — мелководные органогенно-обломочные, батиальные пелитоморфные и рифовые известняки выделяются либо в качестве самостоятельных формаций, либо как субформации (подформации) единой геосинклинальной известняковой формации.

Следующая, раннеорогенная стадия геосинклинального развития связана с инверсией и началом подъема региона, поэтому рельеф, а следовательно и условия осадконакопления меняются. Интенсивное прогибание, как компенсационное общему подъему, перемещается к внешним границам геосинклинальных систем и примыкающих к ним платформ, где возникают узкие протяженные передовые (или краевые) прогибы, в пределах которых иногда существуют в той или иной сте-

пени глубоководные бассейны. На большей же части располагается мелководный морской водоем с многочисленными, часто крупными, но невысокими островами. На этой стадии формируются разнообразные отложения, объединяемые общим понятием «нижняя моласса». Основное значение имеют относительно тонкозернистые песчано-алеврито-глинистые в целом мелководно-морские отложения нередко циклического строения — морская нижняя молассовая формация. Иногда в состав этой формации включают также глубоководные карбонатно-глинистые, кремнисто-битуминозные отложения начальных этапов развития краевых прогибов. Кроме морских терригенных моласс на этой стадии в зависимости от климата формируются соленосные и угленосные отложения параллического прибрежно-морского и лагунного типа, а во внутриконтинентальных бессточных депрессиях — лимнического.

Четвертая стадия геосинклинального цикла — собственно орогенная — характеризуется мощным воздыманием и горообразованием, а следовательно и преимущественно континентальным режимом осадконакопления при наличии значительных масс грубообломочного материала, образующегося при размыве растущих горных сооружений. Верхняя молассовая формация поэтому либо полностью континентальная (во внутренних областях), либо существенно континентальная с прослоями прибрежно-морских образований (в периферийных зонах). Наиболее характерны для нее грубообломочные породы — конгломераты и брекчии колювиально-делювиальных, пролювиальных, аллювиально-дельтовых и флювиогляциальных образований. Вместе с тем присутствуют песчаники, суглинки, песчаные глины, реже пачки известняков-ракушечников нередко опресненных водоемов.

Для верхней молассы отмечается обычно погрубение состава вверх по разрезу, что обусловлено увеличением во времени высоты горных сооружений, и весьма значительные мощности, достигающие 8—10 км и более. Интенсивные поднятия сопровождаются и возобновлением вулканизма, но уже преимущественно наземного, самого разнообразного по составу — от основного базальтового до кислого липаритового. При этом наряду с лавами весьма широко развиты и пирокластита, что ведет к образованию туфов, пеплов, туфобрекчий и т. д. В итоге формируется наземно-вулканогенная базальт-андезит-липаритовая формация.

Таким образом, вертикальный ряд геосинклинальных формаций, их смена во времени отражает изменение в течение геосинклинального цикла крупных ландшафтных единиц — морфоструктур: от глубокого морского водоема, через мелководье к высокогорному рельефу. Однако, далеко не каждый геотектонический цикл длительно развивающихся геосинклинальных

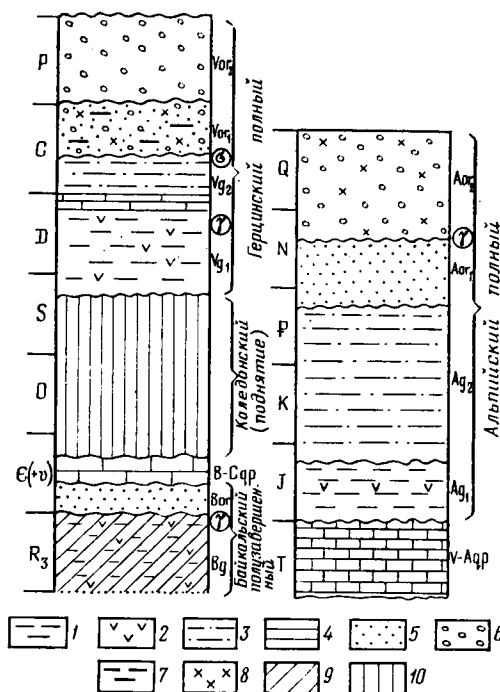


Рис. 111. Формационный ряд полициклической геосинклинальной системы Большого Кавказа (по В. Е. Ханну, 1973 г.).

Формации: 1 — аспидная, 2 — спилито-диабазо-кератофировая; 3 — флишевая, 4 — известняковая, 5 — нижняя моласса, 6 — верхняя моласса, 7 — угленосность, 8 — кислые вулканы (порфировая формация); 9 — региональный метаморфизм; 10 — отсутствие осадконакопления; σ — внедрение гипербазитов; γ — интрузии гранитоидов. Циклы и стадии развития: байкальский цикл: Bg — геосинклинальный период, Вог — орогенный период; ВСqr — квазиплатформенная стадия, переходная от байкальского к каледонскому периоду; герцинский (варисский) цикл: Vg₁ — раннегеосинклинальная стадия, Vg₂ — позднегеосинклинальная стадия, Вог₁ — раннеорогенная стадия, Вог₂ — позднеорогенная стадия; V-Aqr — квазиплатформенная стадия, переходная от герцинского к альпийскому циклу; альпийский цикл: Ag₁ — раннегеосинклинальная стадия, Ag₂ — позднегеосинклинальная стадия, Aог₁ — раннеорогенная стадия, Aог₂ — позднеорогенная стадия

систем зафиксирован полным набором формаций, нередко многие из них могут отсутствовать (рис. 111).

Систематика платформенных формаций, главным образом по строгой приуроченности их к тем или иным этапам геотектонического цикла, разработана недостаточно, особенно по сравнению с геосинклинальными. Связано это, видимо, с меньшей контрастностью рельефа, который определяет резкое различие формаций в геосинклинальных зонах. На платформах терригенные формации могут возникать на разных стадиях геосинклинального цикла, хотя формируются преимущественно в начальные и конечные этапы (рис. 112). Имеются некоторые,

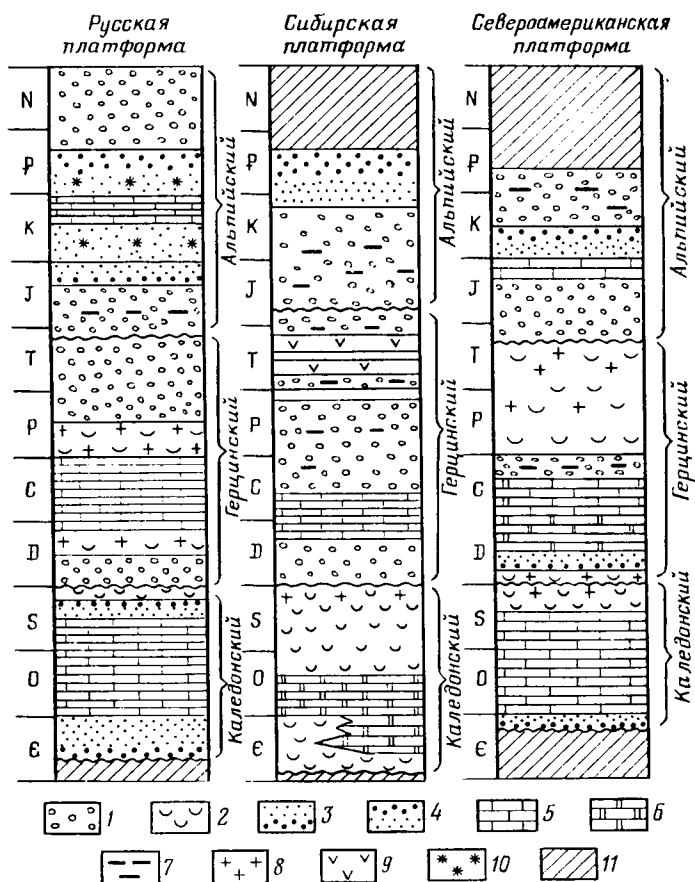


Рис. 112. Формационные ряды Русской, Сибирской, и Северо-Американской платформ (по В. Е. Ханну, 1973 г.).

Формации: 1 — континентальная; 2 — лагуная красноватая, 3 — морская терригенная трансгрессивная, 4 — морская терригенная регрессивная, 5 — известняковая, 6 — гипсово-доломитовая, 7 — угленосная, 8 — соленосная, 9 — трапповая, 10 — глауконит в морской терригенной формации, 11 — перерыв в отложении осадков

хотя и менее резкие, чем в геосинклиналях отличия нижних и верхних терригенных формаций.

Как показал Н. С. Шатский, в начальные стадии формируются преимущественно автохтонные формации, обломочный материал для которых образуется на самой платформе (например, эйфельско-живетско-нижнефранская формация терригенного девона восточной части Русской платформы, источником материала которой служили Балтийский щит, Воронежская антеклиза и другие поднятия Русской платформы). Для этих формаций характерны относительно простой кварцевый или

олигомиктовый состав песчано-алевритового материала, хорошая его сортировка, нередко наличие глауконита, желваковых фосфоритов, железистых и марганцевых руд. Как правило, эта формация образуется в мелководно-морских, прибрежно-морских и дельтовых условиях.

На заключительных этапах геотектонических циклов на платформах преобладают аллохтонные терригенные формации, материал которых поступает из окружающих платформу и воздымающихся в это время складчатых геосинклинальных систем. Для них характерен полимиктовый состав, худшая сортировка, нередко наличие конгломератов. Формирование этих формаций часто происходит в континентальных обстановках или в полуизолированных от Мирового океана водоемах с нарушенным гидрологическим режимом (верхнепермская терригенная формация востока Русской платформы). Средние стадии геотектонических циклов на платформах часто фиксируются карбонатными, карбонатно-сульфатными формациями (см. рис. 112).

Рассмотренные выше формации характерны для континентального сектора стратисферы. В последние годы в связи с интенсивным исследованием океанов началось выделение и изучение также океанических формаций. С развитием глубоководного бурения появилась возможность исследовать вертикальные разрезы океанических формаций и смену их во времени. Используются также косвенные данные, в частности результаты непрерывного сейсмического профилирования.

Характеристика формаций собственно океанического ложа по трем основным морфоструктурам — глубоководным котловинам; вулканическим и глыбовым хребтам и массивам; срединно-океаническим хребтам — опубликована Ю. А. Богдановым, М. А. Левитаном и А. П. Лисициным (1980 г.). Базальные горизонты осадочного чехла глубоководных котловин, как правило, представлены пелагической карбонатной формацией (рис. 113). Мощность ее меняется от 0,2 до 1,5 км, а стратиграфический объем — от верхов юры до неогена. В древних котловинах образование этой формации завершилось практически одновременно — в неокоме, в более молодых она формировалась до конца мела или даже до неогена. Выше развита в основном формация пелагических глин со скользящей нижней границей (от позднего мела до неогена), ее образование продолжается до настоящего времени. Мощность формации, как правило, не превышает нескольких десятков метров, иногда возрастая до первых сотен метров. В ряде районов она латерально замещается кремнисто-глинистой формацией мощностью от 100—150 до 600 м и более. В Атлантическом океане между этими двумя основными пелагическими формациями — карбонатной и глинистой — располагается баррем-сеноманская фор-

мация черных глин, обогащенных органическим веществом с мощностями от 45 до 270 м. Она аллохтонная и формировалась за счет терригенного, а не пелагического осадконакопления. В краевых частях нередко присутствует плио-плейстоценовая терригенно-глинистая формация с прослоями турбидитов, мощность которой не превышает нескольких десятков метров.

Набор формаций в следующей морфоструктурной зоне более разнообразен. В пределах погруженных микроконтинентов на эродированной поверхности континентального комплекса лежат относительно маломощные (первые десятки метров) мелководно-морские глинисто-песчаные или ракушняковые формации, которые выше по разрезу сменяются более глубоководными песчано-глинистыми или пелагическими карбонатными. Подавляющее большинство океанических хребтов, массивов и подводных гор созданы тектоно-магматическими процессами, поэтому вертикальный ряд формаций начинается обычно субаэральными грубообломочной туфовой и ассоциирующей с ней вулкано-терригенной формациями.

В прилегающих депрессиях формируются синхронные им вулканогенные турбидиты. Дальнейшее погружение ведет к тому, что вершины гор нередко надстраиваются карбонатной рифовой формацией, мощность которой колеблется от первых десятков метров до 1000—14000 м. В межгорных депрессиях и прилегающих частях котловин ей соответствуют вулканогенно-карбонатная или карбонатная турбидитовая формации мощностью до нескольких сотен метров. В условиях некомпенсированного погружения все элементы рельефа покрыты пелагической карбонатной формацией, мощности которой меняются очень резко (125—1200 м). В умеренных широтах место рифовой формации занимает ракушняковая, в высоких широтах преобладают терригенные формации.

В осадочном чехле срединно-океанических хребтов наиболее распространены пелагическая карбонатная, карбонатно-турбидитная, тектоно-вулканокластическая, эксгальционно-железисто-глинистая формации. В последней, в отличие от пелагической глинистой, одни из главных породообразующих компонентов — оксиды и гидроксиды железа и марганца; породы обогащены широким спектром малых элементов. Реже присутствуют терригенно-обломочные, терригенно-глинистые, кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинистые и пелагические мергельно-глинистые формации.

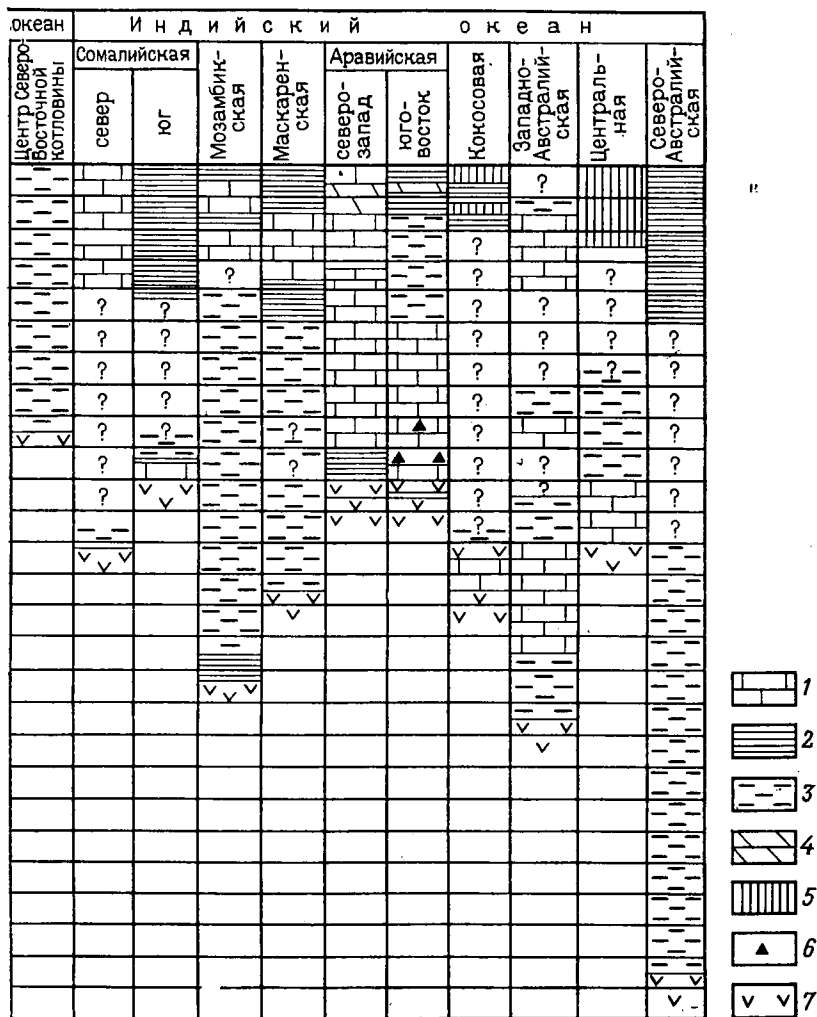
Анализ размещения формаций ложа океана показывает, что сходные формации могут располагаться в разных структурных зонах. В то же время на одних и тех же структурных элементах в зависимости от климата формируются различные формации (рис. 114). Так важнейшая граница вертикальной

Возраст	А т л а н т и ч е с к и й о к е а н							Т и х и й			
	Северо-Аме- риканская	Лабрадор- ская	Бразиль- ская	Канарская		Зеленого мыса	Бискай- ская	Норвеж- ская	Северо- Западная	Централь- ная	Перуанс- кая
				запад	восток						
Q											
N ₂											
N ₂ ³		?						?			
N ₂ ¹								?			
N ₁ ¹		?						?			
P ₃ ²						?	?		?		
P ₃ ¹						?	?		?		
P ₂ ³						?	?		?		
P ₂ ²									?		
P ₂ ¹									?		
P ₁ ²			?						?		
P ₁ ¹			?						?		
K _{2m}											
K _{2cp}											
K _{2s}											
K _{2cn}											
K _{2t}											
K _{2c}											
K _{1al}											
K _{1a}											
K _{1br}											
K _{1h}											
K _{1v}											
K _{1b}											
J ₃											

Рис. 113. Вертикальные ряды формаций осадочного чехла глубоководных сицину, 1970 г.).

Формации: 1 — пелагическая карбонатная, 2 — терригенно-глинистая, 3 — пелагическая зальты

зональности — критическая глубина карбоната накопления — зависит от климатической области и биологической продуктивности. В низкопродуктивных аридных зонах на глубине менее 4000—4250 м (подводные хребты и поднятия) накапливается пелагическая карбонатная формация, а ниже (глубоководные котловины) пелагическая глинистая. В высокопродуктивных



глинистая, 4 — карбонатно-мергельная, 5 — кремнистая, 6 — кремни, 7 — толеитовые ба-

гумидных зонах эта глубина достигает 5000—5100 м и тогда карбонатные формации формируются и в котловинах, и на их склонах. Еще более низкий уровень занимают кремнистые формации. Напротив, при низкой биологической продуктивности бескарбонатные формации поднимаются на склоны подводных поднятий.

Т а б л и ц а 26

Тектоно-климатическая классификация осадочных формаций (по В. Е. Хаину,

Стадия развития	Эпиконтинентальные бассейны, платформенный чехол		Пассивные (континентальная часть) сканирования — ми	
	Гумидная зона	Аридная зона	Гумидная	
Конечная	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом; углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красная или пестроцветная с карбонатами и сульфатами	—	
Поздняя 2	Паралическая угленосная прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая лагунного (карабогазского) типа	—	
Поздняя 1	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная с субформацией черных глин	—	
Зрелая	Эпиконтинентальная карбонатная (известняково-мергельная)	Эпиконтинентальная карбонатная (известняково-доломитовая)	Неритическая кремнисто-глинистая фосфоритовая	
Ранняя 2	Эпиконтинентальная песчано-глинистая или кварцево-песчаная с глауконитом	Эпиконтинентальная карбонатно-терригенная с субформацией черных глин	Пестроцветная глинистая с магнетиальными силикатами	
Ранняя 1	Паралическая угленосная прибрежных равнин	Красноцветно-эвапоритовая лагунного (карабогазского) типа	Паралическая угленосная зрелого рифа	
Начальная	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красная или пестроцветная с карбонатами и сульфатами	Континентальная обломочная рифтовых Сероцветная Красноцветная	

1980 г.)

окраины континентов, ьяная окраина (внут- перикратонные опу- геосинклинали	Активные окраины континентов		Океаны
	Континентальный склон — подно- жие — окраинные морья; мезогеосин- клинали, позже передовые прогибы	Окраинные моря — островные дуги — желоба — эвгео- синклинали, позже передовые прогибы	
Аридная			
—	Верхняя конти- нентальная гру- бая моласса	Верхняя конти- нентальная гру- бая моласса Вулканогенная моласса	—
—	Нижняя морская моласса с эвксин- ской субформа- цией	Нижняя морская тонкая моласса	—
—	Терригенный флиш	Терригенный флиш	Гемипелагическая терригенно-глини- стая
Неритическая кар- бонатная (кокко- литофоридовая и фораминиферовая) с субформацией барьерных рифов	Карбонатный флиш	Карбонатный флиш	Пелагическая гли- нистая и кремни- сто-глинистая аб- иссальных котло- вин
Битуминозная пес- чано-глинистая с субформацией чер- ных глин и терри- генно-карбонатная	Терригенный флиш	Терригенный флиш	Пелагических известняковых тур- бидитов средин- ных хребтов и под- нятий в пределах талассопленов
Эвапоритовая зре- лого рифта (крас- номорского типа)	Сланцево-грау- вакковая (аспид- ная)	—	Эдафо- Метал- генная лоносная рифто- (экста- вых зон ляцион- ная) рифто- вых зон
тальная молодых зон (грабенная)	—	—	—
Красно- или пест- роцветная			

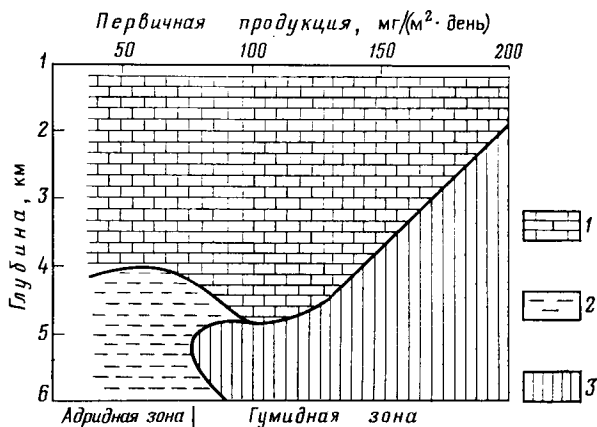


Рис. 114. Упрощенная модель формирования пелагических осадочных формаций в современную эпоху в зависимости от климата и биологической продуктивности (по Ю. А. Богданову, М. А. Левитану, А. П. Лисицину, 1980 г.).

Формации: 1 — пелагическая карбонатная, 2 — пелагическая глинистая, 3 — кремнистая

Анализ вертикальных рядов формаций дает возможность проследить эволюцию океана и геологическую историю его отдельных частей. Так почти повсюду устанавливается углубление океана, смена в разрезе менее глубоководных карбонатных, более глубоководными глинистыми пелагическими формациями или вулканогенно-карбонатных турбидитовых — карбонатными пелагическими. Это связано как с общепланетарным повышением уровня океана на рубеже раннего и позднего мела, так и с самим процессом формирования океана. Дело в том, что глубина океана в пределах срединно-океанических хребтов меньше критической для карбоната накопления и здесь в массовом количестве формируются карбонатные пелагические формации. По мере раздвижения литосферных плит и удаления от хребтов, происходит закономерное погружение их до глубин, превышающих критическую глубину карбоната накопления и происходит смена карбонатных формаций пелагическими бескарбонатными. Иными словами, карбонатная формация, располагающаяся в основании разреза глубоководных котловин по происхождению — формация срединного хребта, а покрывающие ее бескарбонатные — формации собственно глубоководных котловин. Подобное раздвижение устанавливается и по омоложению карбонатных формаций по мере приближения к срединно-океаническим хребтам.

Одно из важнейших направлений дальнейшего развития учения о формациях — выяснение вопроса о соотношении формаций океанического и континентального секторов Земли. Осо-

бое значение этот вопрос приобретает в связи с установлением того факта, что геосинклинальные системы закладываются на океанической коре и в процессе их развития последняя трансформируется в кору континентального типа. По некоторым представлениям активные океанические окраины — это современные геосинклинали и в частности эвгеосинклинали; пассивные окраины, вероятно, могут трансформироваться в миогеосинклинали. Это дает основание думать, что отдельные океанические формации близки геосинклинальным, по крайней мере начальных этапов их развития. Поэтому для выяснения проблемы формирования и эволюции земной коры представляет большой интерес изучение как общих черт в строении этих формаций, так и их различий. Именно исходя из этих представлений, В. Е. Хаиным составлена генерализованная схема осадочных формаций главнейших тектонических зон земной коры (табл. 26). Важно учесть авторское примечание к ней. В таблице на один уровень поставлены формационные ряды океанов, переходных (геосинклинальных) зон и континентов (в том числе платформ). Поскольку направление тектонического развития идет от океанов через геосинклинали к платформам, фактически каждый следующий формационный ряд должен надстраивать предыдущий и таблица должна иметь как бы ступенчатый вид. Второе замечание более частное — на поздних и конечных стадиях в условиях нивального (ледового) климата формируются покровно- или (в высокогорных условиях) горноледниковые формации.

§ 3. ФОРМАЦИИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Наряду с общегеологическим значением изучения формаций, оно имеет и важное прикладное значение в учении о полезных ископаемых. Например, существуют так называемые *моноформационные* полезные ископаемые, которые встречаются только в образованиях одной формации. Таковы, в частности, месторождения калийных солей, связанные только с соленосными формациями, медистые песчаники в пестроцветных формациях и некоторые другие. Среди *полиформационных* полезных ископаемых известны такие, которые преимущественно встречаются в строго определенных формациях. Например, месторождения колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд часто связаны с породами спилито-диабазо-кератофировой и порфировой формаций ранних и зрелых стадий геосинклинального цикла. Эти особенности позволяют на основе формационного анализа вести прогнозирование тех или иных видов полезных ископаемых, концентрировать

поисково-разведочные работы в пределах развития отдельных благоприятных формаций, не разбрасываясь на весь нередко мощный формационный ряд.

Более того, поскольку твердые полезные ископаемые представляют собой горные породы, входящие в формацию и занимающие в ней определенное закономерное положение, детальное изучение формаций позволяет еще более сузить и конкретизировать объекты и районы исследования, а иногда и прогнозировать тип месторождений. Например, геосинклинальные пластовые фосфориты обычно связаны с кремнисто-карбонатными формациями, а промышленные месторождения внутри них локализируются в тех местах, где с кремнистыми и вулканогенными породами ассоциируют рифогенные карбонаты (Е. А. Еганов). Достаточно определенное место в теле угленосных формаций занимают угольные пласты и месторождения твердых полезных ископаемых.

Сложнее обстоит вопрос о нефтегазоносных формациях. С одной стороны углеводороды благодаря своей высокой миграционной способности могут встречаться в самых разнообразных формациях. С другой — известны некоторые формации (например, соленосные), где залежей нефти и газа практически нет. Среди содержащих нефть и газ формаций имеются такие, где запасы весьма значительны (например, рифовая); и, напротив, достаточно скромные (верхняя моласса). Это показывает, что существуют определенные генетические предпосылки нефтегазоносности тех или иных формаций и ее масштабов.

Глинистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-кремнисто-глинистые и подобные им формации глубоководных некомпенсированных бассейнов либо не содержат промышленных месторождений нефти и газа, либо эти месторождения невелики по запасам. Время накопления этих главных нефтепродуцирующих формаций отвечает середине тектоно-седиментационных циклов, времени максимальных трансгрессий и приходится на кембрий, поздний девон — ранний карбон, мел, олигоцен — миоцен. В то же время повышенные концентрации в них сапропелевого в своей основе органического вещества выдвигают эти формации в ряд нефтегазопродуцирующих высокого потенциала. Напротив, мелководные терригенные и карбонатные формации, в том числе рифовые, при невысоком содержании дисперсного органического вещества обычно имеют породы с высокими коллекторскими свойствами, что обуславливает формирование крупных и высокодебитных месторождений.

Поскольку газообразование и нефтеобразование нередко связано с разным типом исходного органического вещества и с разными фациями, угленосные формации и терригенные, в том числе субаэральные красноцветные, формации с рассеян-

ными углистыми включениями часто преимущественно газосные.

Открытие газогидратов, как одной из специфических форм нахождения углеводородов и новых нетрадиционных источников этого вида минерального сырья, установление условий их образования, ставит вопрос о формациях, в которых возможно их образование и накопление. Можно думать, что к таким относятся относительно молодые формации приконтинентальных склонов и их подножий, где существуют высокие давления, низкие температуры и где уже установлены проявления или залежи газогидратов.

Важная задача изучения нефтегазоносных формаций — выяснение закономерностей их внутреннего строения, ибо оно определяет распространение в пространстве и разрезе толщ-коллекторов и толщ-флюидопоров. Например эйфельско-живетско-франская терригенная автохтонная формация Волго-Уральской провинции содержит ряд природных резервуаров, изолированных преимущественно глинистыми крышками афонинского, муллинского и других горизонтов, и включает не менее 5 продуктивных пластов ($D_I—D_V$). Однако, региональная и наиболее важная экранирующая толща — кыновские глины, залегает в кровле формации. В карбонатно-соленосной формации венда-кембрия юга Сибирской платформы также выделяется ряд природных резервуаров, ограниченных соленосными отложениями усольской, бельской, булайской и литвинцевской свит, однако наиболее распространенная и мощная, обладающая наилучшими экранирующими свойствами усольская соленосная толща развита в нижней половине разреза.

С другой стороны, нередко случаи, когда один нефтегазоносный комплекс (НГК) состоит из разных формаций. Так, средне-верхнекаменноугольно-нижнепермский НГК востока Русской платформы состоит из карбонатной (природный резервуар) и соленосной (экранирующая толща) формаций. Мощный региональный верхнедевонско-нижневизейский НГК Волго-Уральской провинции состоит из карбонатной формации (ПР) и терригенной угленосной (ЭТ). Последняя, в свою очередь, содержит породы-коллекторы, образующие отдельные пласты ($C_I—C_{IV}$), т. е. является самостоятельным природным резервуаром.

Уже на этих примерах видно, что главные экранирующие толщи могут располагаться в кровле формаций, непосредственно в их разрезе, или даже принадлежать другим формациям.

Изучение закономерностей распределения коллекторских и экранирующих толщ в пределах различных формаций позволяет дифференцированно для каждой из них прогнозировать распределение залежей и их характер. Например, в верхнеде-

вонско-турнейской известняковой формации гумидной зоны восточной части Русской платформы преобладают породы с первичным типом пустотного пространства и, благодаря общей проницаемости формаций, большинство залежей располагается в ее верхней части непосредственно под региональной покрышкой.

В известняково-доломитовой нижнепермской формации аридной зоны того же региона породы с лучшими коллекторскими свойствами залегают асимметрично в теле формации и сдвинуты в область развития известняковых ее членов, т. е. в ту часть формации, которая осаждалась в условиях относительно свободных связей с Мировым океаном в обстановке нормальной солености. При этом разрез достаточно однороден и в нем практически отсутствуют промежуточные экраны. Это ведет к образованию мощного природного резервуара, в котором возможно формирование залежей большой высоты и широкого стратиграфического диапазона (Оренбургское газоконденсатное месторождение). В дистальной же, удаленной от Мирового океана зоне, в связи с возрастающим осолонением известняки сменяются доломитами с пониженными значениями коллекторских параметров и появляются непроницаемые пачки — единый массивный резервуар с относительно свободной вертикальной фильтрацией постепенно замещается серией пластовых резервуаров. Поэтому здесь формируется не одна, а несколько сравнительно небольших залежей в пределах одного месторождения.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы основные подходы к пониманию формаций?
2. Охарактеризуйте главные типы геосинклинальных, платформенных и океанических формаций.
3. Сформулируйте различия платформенных, геосинклинальных и океанических формаций.
4. Расскажите о связи полезных ископаемых с формациями.

Раздел III

ЛИТОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Природный резервуар нефти и газа представляет собой естественное вместилище жидких и газообразных веществ (флюидов), в котором может происходить их миграция. Природные резервуары состоят из двух элементов — коллекторского тела и ограничивающего его флюидоупора (экрана, покрышки). Коллекторское тело (пласт, толща, линза) складывается пористыми, проницаемыми породами, благодаря чему под влиянием внешних сил в них возможно перемещение углеводородов, воды и других флюидов. Непроницаемые или мало проницаемые пласты и толщи пород-флюидоупоров перекрывают коллекторское тело сверху, часто подстилают снизу и даже окружают со всех сторон. Такое ограничение препятствует рассеиванию флюидов в окружающем пространстве. Часть природного резервуара (иногда весь резервуар), в которой имеются условия для аккумуляции и сохранения углеводородов, называют ловушкой.

Величина и форма природных резервуаров весьма разнообразна. По площади размер их варьирует от единиц до десятков тысяч квадратных километров. Форма в плане может быть изометричной, рукавообразной, ветвистой и т. д. Высота природного резервуара может составлять от долей метра до многих сотен и даже тысячи метров. В целом размеры природного резервуара в значительной мере определяются обстановками осадконакопления, а также тектоническими и постседиментационными процессами. Качество природного резервуара зависит от литологического состава пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. В связи с этим высокая результативность при изучении нефтегазоносности осадочных бассейнов, определении направлений поисков и разведки углеводородов, а также при выборе оптимальной системы разработки месторождений нефти и газа не может быть достигнута без познания литолого-фациальных обстановок и литологии природных резервуаров.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Породы, содержащие жидкие или газообразные флюиды и отдающие их при разработке, называют коллекторами. Они могут быть различными по генезису — осадочные, магматические и метаморфические. Способности пород вмещать и отдавать при разработке нефть, газ и воду неодинаковы. Основные признаки, характеризующие качество пород-коллекторов, — пористость, проницаемость, плотность и насыщенность пор флюидами. Совокупность этих признаков, охарактеризованных количественно, определяет коллекторские свойства породы в целом. Коллекторские свойства осадочных пород зависят от литологических признаков, физико-химических и геологических факторов.

§ 1. ПОРИСТОСТЬ

В горных породах, вследствие неплотного прилегания минеральных частиц друг к другу существуют поры-пространства, заполненные газообразными или жидкими флюидами. Размер и форма пор могут варьировать в широких пределах. Совокупность всех пор независимо от их формы, размера, связи друг с другом и генезиса называют пористостью. Численно пористость выражают через коэффициент пористости, который представляет собой отношение суммарного объема пор к объему породы, в которой они находятся, и выражается в долях единицы или процентах.

$$k_{\text{п}} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{породы}}} 100 \%,$$

где $k_{\text{п}}$ — коэффициент пористости; $V_{\text{пор}}$ — суммарный объем пор; $V_{\text{породы}}$ — объем всей породы, включая поры.

Различают три вида пористости: полную (общую, абсолютную или физическую), открытую и эффективную.

Полная пористость — это совокупность всех видов пор, независимо от их размера, формы, сообщаемости и генезиса. Численно она представляет отношение объема всех видов пор к объему заключающей их горной породы.

Открытая пористость — это совокупность сообщающихся между собой пор; численно она соответствует отношению объема сообщающихся между собой пор к объему заключающей их горной породы.

Эффективная пористость — совокупность пор, через которые может осуществляться миграция данного флюида. Для

каждого флюида эффективная пористость породы неодинакова. Она зависит от количественных соотношений между флюидами, физических свойств данного флюида и самой породы. А. А. Ханин (1969 г.) предложил понимать под эффективной пористостью (или полезной емкостью) объем поровой системы, способной вместить нефть и газ с учетом остаточной водонасыщенности. Надежной методики, пригодной для массового определения этого вида пористости, не разработано, поэтому понятие эффективной пористости имеет в основном теоретическое значение. Иногда эту пористость неправильно отождествляют с открытой.

Пористость разных видов даже в одном образце не одинакова. В реальных породах наиболее высокие значения характерны для полной пористости, далее — открытой и самые низкие — эффективной. Иногда полная и открытая пористости имеют равные численные значения (в слабо уплотненных однородных песках, песчаниках, алевролитах), но, как правило, с увеличением глубины залегания и уплотнением пород открытая пористость снижается интенсивнее, чем полная (рис. 115).

Величина полной пористости пород варьирует в широких пределах — от долей процента до нескольких десятков процентов, причем диапазон колебаний в породах различного состава неодинаков (табл. 27).

По генезису различают поры первичные, возникшие на стадии формирования горной породы (седиментогенез, диагенез), и вторичные, образовавшиеся в стадию бытия (катагенез, гипергенез). Первичные поры в осадочных породах образуются вследствие неплотного прилегания друг к другу составных частей обломочных пород, оолитов или органогенных остатков в карбонатных породах, а также благодаря наличию полостей и камер в скелетных остатках различных породообразующих организмов (фораминифер, гастропод, кораллов и т. д.), сла-

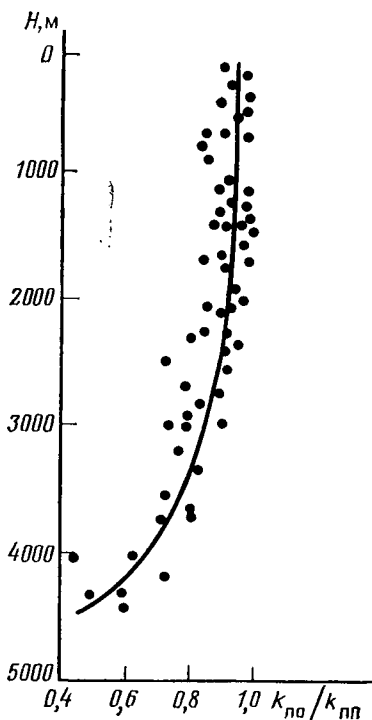


Рис. 115. Изменение отношений открытой ($k_{по}$) и полной ($k_{пп}$) пористости с увеличением глубины (H) в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины.

Таблица 27

Коэффициенты полной пористости основных типов осадочных и некоторых магматических пород (по В. Н. Кобрановой)

Порода	Коэффициент полной пористости, %	
	Максимальные и минимальные значения	Наиболее вероятные значения
Осадочные породы		
Песок	4—55	20—35
Песчаник	0—40	5—30
Лёсс	40—55	—
Алевролит	1—40	3—25
Ил	2—96	50—70
Глина	0—75	20—50
Известняк	0—35	1,5—15
Мел	40—55	40—50
Доломит	2—35	3—20
Доломитовая мука	33—55	—
Магматические породы		
Габбро	0,6—1,0	—
Базальт	0,6—19,0	—
Диабаз	0,8—12,0	—
Диорит	0,25	0,25
Сиенит	0,5—0,6	—
Гранит	0,1—5,0	—

гающих известняки с низким содержанием глинистого и обломочного (терригенного) материала. Поры между обломочными зернами называют межзерновыми, между остатками фауны и оолитами — межформенными, а внутри остатков — внутриформенными. Вторичную пористость представляют трещины, каверны и иногда межзерновые поры. Трещины образуются при литологических превращениях пород, а также в хрупких породах (плотных известняках, доломитах, аргиллитах, крепких песчаниках и др.) при разрядке тектонических напряжений и вследствие естественного гидроразрыва (табл. 28).

Для оценки склонности пород к растрескиванию используется пластичность — способность твердого тела под действием механических напряжений изменять свою форму без нарушения связанности между его составными частями. Единой методики определения пластичности не существует. Л. А. Шрейнер с соавторами за меру пластичности принимает отношение всей работы, затраченной до момента разрушения образца, к работе, затраченной на упругую деформацию. Для определения этих видов работы применяют приборы ПМТ-2, ПМТ-3, с помощью которых в пришлифованную поверхность образца вдавли-

Таблица 28

Основные виды трещин (по Ю. К. Бурлину, Е. Н. Пермякову, с изменениями и дополнениями)

Трещины	Условия возникновения
Литогенетические	
Первичные (диагенетические)	Усыхание (при осушении), дегидратация, старение коллоидов, неравномерное уплотнение, перекристаллизация, наслоение
Вторичные (катагенетические)	Перекристаллизация, дегидратация, неравномерное уплотнение, доломитизация, естественный гидроразрыв
Тектонические (тектоноклазы), вторичные	
Эпейроклазы	Колебательные (эпейрогенетические) движения
Параклазы	Складкообразовательные (пликативные) движения
Диаклазы	Дизъюнктивные нарушения
Эпиклазы	Выветривание
Трещины разгрузки	Снятие давления

Примечание. Тектонические вторичные трещины возникают при наличии растягивающих напряжений (трещины отрыва), касательных напряжений (трещины скола).

ливается алмазная пирамидка с площадью основания 1—5 мм². Затраченные усилия измеряются в Н/мм². Самописец при этом снимает кривую зависимости деформации образца от давления алмазной пирамидки. Для определения $k_{пл}$ результаты измерений изображаются графически (рис. 116). Коэффициент пластичности определяют как отношение площади $OABC$ (работа до момента разрушения образца) к площади ODE (работа, затраченная на упругую деформацию).

$$K_{пл} = \frac{\text{Площадь } OABC}{\text{Площадь } ODE}.$$

Коэффициент пластичности безразмерен. Он имеет значения от 1 до бесконечности. По степени пластичности различают три группы пород. К хрупким относят породы с $k_{пл}=1$. При $1 < k_{пл} \leq 6$ породы относят к пластично-хрупким. Породы с $k_{пл} > 6$ составляют группу высокопластичных. Большинство осадочных пород относятся к группе пластично-хрупких. В табл. 29 приведены наиболее вероятные значения $k_{пл}$.

Известно, что пластичность пород возрастает с повышением температуры и давления. С увеличением глубины залегания пород численные значения этих параметров возрастают, следовательно, можно было ожидать увеличения пластичности

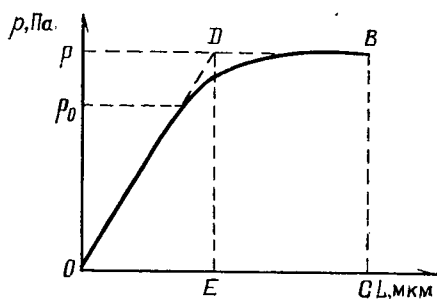


Рис. 116. График деформаций для расчета коэффициента пластичности

пород с глубиной. Это, однако, не всегда наблюдается. Например, аргиллиты, залегающие на глубине, менее пластичны, чем глины, из которых они образовались. Песчаники кварцевые, регенерационной структуры более хрупки, чем кварцевые пески или малоуплотненные песчаники, и т. д. Эти примеры приводят к выводу, что в реальных геологических условиях решающее значение на пластичность пород оказывают уплотнение и вторичные процессы, приводящие к изменению структуры, тек-

Таблица 29

Пластичность осадочных горных пород (по Л. А. Шрейнеру и др., 1958 г.)

Породы	$k_{пл}$
Песчаник:	
среднезернистый, известковый	1,7—2,8
мелкозернистый, глинистый	1,3—2,4
с гипсовым цементом	3,1
с ангидритовым цементом	2,2
мелкозернистый пористый с цементом контактного типа	1,3—4,2
Алевролит пористый	1,5—2,1
Бентонитовая глина	∞
Высокопластичная глина	∞
Аргиллит	1,3—3,3
Известняк:	
микрозернистый, плотный	2,0—5,0
органогенный, пористый	7,0
Мел	∞
Доломит:	
мелкозернистый, плотный	1,6—3,5
окремненный	1,6
Гипс	1,8—3,7
Ангидрит	2,1—4,3
Каменная соль	∞
Кремень	1,0

стуры и вещественного состава. За счет этого пластичность большинства осадочных пород с погружением понижается. Понижению пластичности по мере увеличения глубины залегания способствует и понижение пористости пород.

Трещины бывают открытые (зияющие) и закрытые, за счет механического смыкания или заполнения пустотного пространства вторичными минеральными образованиями. В природных условиях, в толщах горных пород за счет тектонических процессов возникает система трещин, ориентированная в определенной плоскости. Если вдоль трещин не происходит смещения пород или оно незначительно, то такие системы принято называть трещиноватостью (Е. М. Смехов, 1974 г.). Сбросы и надвиги к трещиноватости не относятся. В одном пласте может быть несколько систем трещин, часто генетически разновозрастных. При изучении коллекторских свойств пород практический интерес представляют только открытые трещины. Обычно трещинная пористость невелика — от долей до 2—3 %, хотя (по Л. И. Ригену и Д. С. Хафсу) в отдельных случаях может достигать 6 %. При характеристике трещинной пористости различают густоту, плотность и раскрытость трещин.

Густота трещин — это количество трещин, приходящихся на 1 м длины в направлении, перпендикулярном простиранию трещин.

Плотность трещин — это сумма густот трещин, приходящихся на единицу площади ($1/\text{м}^2$). Если в пласте имеется только одна система трещин, то плотность численно равна густоте.

Раскрытость трещин — расстояние между стенками трещины. Обычно раскрытость составляет доли, но может достигать и целых миллиметров.

Каверны представляют собой поры, образовавшиеся в результате растворения составных частей хемогенных или биогенных пород или же разложения соединений, неустойчивых в конкретной термобарической обстановке. Обычно каверны сопутствуют трещинам, именно на путях миграции флюидов и происходят отмеченные процессы. Вторичная пористость может возникать и в обломочных породах, например, вследствие растворения цемента (чаще всего кальцита, доломита, гипса) или неустойчивых обломочных минералов.

Поровое пространство имеет различную форму. В обломочных породах оно часто изометрической, многоугольной или округлой формы. Трещины обычно щелевидной формы, а каверны — неправильной. Размер порового пространства варьирует в широких пределах — от долей микрометра до десятков метров. В обломочных породах — песчаных и алевритовых поры обычно имеют размер менее 1 мм, среди них различают сверхкапиллярные ($>0,1$ мм), капиллярные (0,0002—0,1 мм),

субкапиллярные ($<0,0002$ мм), иногда выделяют еще ультракапиллярные ($<0,0001$ мм или $0,1$ мкм).

Трещинные поры (зияющие трещины) разделяют по степени раскрытости. К. И. Багринцева (1982 г.) предложила следующую их классификацию: очень узкие — $0,001$ — $0,01$ мм, узкие — $0,01$ — $0,05$ мм, широкие — $0,05$ — $0,1$ мм и очень широкие $0,1$ — $0,5$ мм, макротрещины — раскрытость более $0,5$ мм. По Е. М. Смехову (1974 г.) трещины с раскрытостью более $0,1$ мм относятся к макротрещинам, а при раскрытости менее $0,1$ мм — к микротрещинам. Диапазон колебаний размера каверн значительно больше — от долей миллиметра до нескольких метров в диаметре и протяженностью в несколько километров (пещеристые полости). Удачной классификации каверн пока не создано и мы считаем целесообразным использовать для этой цели классификацию пор в обломочных породах, дополнив ее: при размере каверн $0,1$ — 10 мм каверны мелкие, 10 — 100 мм — микрополости (каверны крупные), а при размере более 100 мм — пещеристые полости.

Часто в породах поровое пространство сформировано двумя или большим количеством видов пор, в этом случае его называют сложным или смешанным.

§ 2. ПЛОТНОСТЬ ПОРОДЫ

Плотность — одно из важных физических свойств породы. Плотностью породы называется отношение массы породы в естественном состоянии (вместе с жидкостями и газами, находящимися в поровом пространстве) к ее объему: $\delta = M/V$, где δ — плотность породы, M — масса породы, кг; V — объем породы, м^3 . В СИ плотность измеряется в $\text{кг}/\text{м}^3$ или $\text{г}/\text{см}^3$.

Плотность породы зависит от ряда факторов, таких как плотность твердой, жидкой и газообразной фаз, структурно-текстурных признаков, пористости. Чем плотнее твердая фаза и меньше доля жидкой и газовой фаз, тем плотнее порода (при прочих равных условиях). Плотность твердой фазы обычно отождествляют с минералогической плотностью. Плотность породы в значительной мере зависит от расположения (укладки) обломочных зерен (кубическая, ромбоэдрическая, промежуточные) в обломочных породах, кристаллов — в хемогенных, биогенных и хемогенных компонентах — в органогенных горных породах.

Плотность породы на стадии катагенеза может существенно изменяться за счет механического уплотнения (перегруппировки частиц), перекристаллизации и минеральных новообразований. В связи с этим в природных условиях плотность однотипных осадочных пород варьирует в широких пределах (табл. 30).

Таблица 30

Плотность основных типов осадочных пород (по В. Н. Кобрановой)

Порода	Плотность, г/см ³	
	Пределы значений	Наиболее вероятные значения
Пески	1,37—2,19	—
Песчаники	1,53—2,95	2,10—2,39
Лёсс	1,16—1,73	—
Алевриты	1,75—2,97	2,20—2,54
Глины	1,30—3,24	2,10—2,44
Аргиллиты	2,06—2,70	2,28—2,51
Мергели	1,84—2,74	2,10—2,61
Известняки	1,53—3,00	2,40—2,66
Доломиты	1,95—3,04	2,28—2,74
Ангидриты	2,09—2,98	2,86—2,95
Гипсы	2,15—2,36	2,30—2,32
Каменная соль	2,12—2,22	—
Угли	0,80—2,00	—
Диатомит (воздушно-сухой)	0,40—0,90	—

Высокие крайние значения плотности некоторых пород, превышающие плотность породообразующих минералов (песчаники, алевриты, глины, известняки, доломиты) объясняются аномально высоким присутствием тяжелых минералов, в основном сульфидов (пирит, марказит) и оксидов (магнетит, лимонит, ильменит) железа. Например песчаники из юрских отложений в районе оз. Челкар (Прикаспийская впадина) имеют плотность до 3,1 г/см³ за счет высокого содержания сульфидов железа в цементе. Наоборот, в случае присутствия в породах значительной примеси легких минералов (каменная соль, гипс) или углистых остатков, даже при значительной уплотненности породы, плотность ее будет невысока.

Для оценки степени уплотненности осадочных пород используется коэффициент уплотнения породы (k_δ). Плотность всех осадочных пород с увеличением глубины их погружения в целом возрастает, повышается и степень уплотнения, однако в неодинаковом темпе для различных литологических типов пород (см. рис. 8). Глинистые породы быстро уплотняются до $k_\delta = 0,80—0,85$ уже к глубине 1,5—2,0 км, затем темп уплотнения существенно понижается. В песчаных и алевритовых породах темп уплотнения более или менее равномерен до значений $k_\delta = 0,90—0,95$ (глубины 3,5—5 км), а затем также снижается. Очень быстро уплотняются хемогенные известняки. Их k_δ достигает 0,95—0,97 уже на глубине 0,5—1 км. Органогенные, особенно рифогенные, известняки уплотняются значительно медленнее.

При длительном хранении образцов пород на открытом воздухе, в кернохранилищах за счет разложения неустойчивых компонентов и испарения флюидов плотность пород может измениться. В связи с этим, для получения объективных данных образцы до выполнения измерения следует изолировать от окружающей среды.

§ 3. ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Под проницаемостью понимают способность горной породы пропускать сквозь себя жидкость или газ. Пути миграции — поры, каверны, соединяющие каналы, трещины; при этом, чем крупнее пустоты и соединяющие их каналы, чем больше раскрытость трещин, тем выше проницаемость. Величину проницаемости выражают через коэффициент проницаемости $k_{пр}$. Единицей проницаемости в СИ принят $1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, который соответствует 0,981 Д (дарси) — внесистемной единице, применяемой в промышленности. Проницаемость $1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ соответствует расходу жидкости (Q) $1 \text{ м}^3/\text{с}$ при фильтрации ее через пористый образец горной породы длиной (L) 1 м , площадью поперечного сечения (F) 1 м^2 при вязкости жидкости (μ) $0,001 \text{ Па} \cdot \text{с}$ и перепаде давления (Δp) $0,1013 \text{ МПа}$.

Согласно линейному закону фильтрации Дарси, проницаемость породы выражается в следующем виде:

$$k_{пр} = \frac{Q\mu L}{\Delta p F}.$$

Закон фильтрации Дарси применим при условии фильтрации однородной жидкости, при отсутствии адсорбции и других взаимодействий между флюидом и горной породой.

Различают абсолютную, эффективную и относительную проницаемость.

Под **абсолютной проницаемостью** (в практике ее обычно называют проницаемостью) понимают проницаемость горной породы (или какого-либо другого пористого тела) применительно к однородному (однородной жидкости или однородному газу) флюиду, не вступающему с ней во взаимодействие.

Эффективная проницаемость — это проницаемость горной породы или вообще пористого тела для данного жидкого (или газообразного) флюида при наличии в поровом пространстве газов (или жидкостей). Этот вид проницаемости зависит не только от морфологии пустотного пространства и его размера, но и от количественных соотношений между флюидами. Вследствие этого даже в литологически и физически тождественных породах эффективная проницаемость для данного флюида мо-

жет варьировать в широких пределах. Измеряется эффективная проницаемость в тех же единицах, что и абсолютная, но она практически всегда ниже последней.

Относительная проницаемость — отношение эффективной проницаемости к абсолютной, она вычисляется арифметически. Установлена также возможность определения относительной проницаемости по кривым капиллярного давления (А. А. Ханин, 1965 г.). Относительная проницаемость безразмерна, выражают ее в долях единицы или процентах.

В практике поисковых работ и при разработке нефтяных и газовых месторождений обычно используют абсолютную проницаемость, которую чаще всего определяют посредством пропускания воздуха (или азота) через образцы горных пород.

Вследствие анизотропии физических свойств горных пород и ориентированного расположения трещин проницаемость в пласте горных пород по разным направлениям может существенно различаться. В обломочных породах по наслоению $k_{пр}$ обычно выше, чем в направлении перпендикулярном к наслоению. В трещиноватой породе по направлению трещин проницаемость может быть очень высокой, а в перпендикулярных направлениях может практически отсутствовать. Диапазон колебаний численных значений абсолютной проницаемости очень велик от $5-10 \cdot 10^{-11}$ м² до $1 \cdot 10^{-17}$ м² и менее. Максимальные значения характерны для трещиноватых пород. Наиболее распространенные значения $k_{пр}$ для промышленно продуктивных нефтегазонасыщенных пород варьируют от $1 \cdot 10^{-15}$ м² до $1 \cdot 10^{-12}$ м². Проницаемость более $1 \cdot 10^{-12}$ м² считается очень высокой. Она наблюдается у слабо уплотненных однородных, слабосцементированных песчаников и песков, залегающих на небольших глубинах (до 1,5—2 км), а также в сильно трещиноватых карбонатных породах, встречающихся на небольших и умеренных глубинах.

Минимальные размеры поровых каналов, по которым осуществляется миграция жидкостей и газов, по данным А. А. Ханина (1973 г.), составляет 1—3 мкм. При наличии в породе пор различных размеров, фильтрация осуществляется по наиболее крупным из них (>30 мкм). В сильно уплотненных породах, в которых крупные поры и каналы вообще отсутствуют, перемещение флюидов происходит и по мелким поровым каналам (<30 мкм). В трещиноватых породах фильтрация флюидов происходит по трещинам с раскрытостью более 1 мкм (главным образом по трещинам шириной 1—100 мкм). При величине поровых каналов и раскрытости трещин менее 1 мкм воздействие молекулярных сил стенок пор и трещин на флюиды распространяется до центра пор и середины трещин, вследствие чего фильтрация по таким путям не осуществляется, а это значит, что флюиды находятся в связанном состоянии. Напри-

мер, глины и аргиллиты, с размером пор и поровых каналов менее 1 мкм, как коллекторы практического интереса не представляют.

Определяют проницаемость пород в специально подготовленных образцах цилиндрической (диаметр 2—4 см, высота 2—3 см), или кубической (размер ребра 3—6 см) формы. Существует большое семейство приборов для определения проницаемости в условиях поверхности и близких к пластовым (УИПК-1, УИПК-1М). Коэффициент проницаемости ($k_{пр}$) вычисляют по формуле Дарси или снимают непосредственно на установке.

Трещинную проницаемость можно определить в шлифах под микроскопом, используя формулу $k_{пр\tau} = 85\,000\ b^2m$, где $k_{пр\tau}$ — трещинная проницаемость; b — средняя раскрытость трещин в шлифе, см; m — трещинная пористость, но $m = bl/s$, где l — длина трещин, см; s — площадь шлифа, см². Следовательно, заменив m в предыдущей формуле, получим: $k_{пр\tau} = 85\,000\ b^3l/s$.

Поскольку проницаемость по этому способу определяется на небольшом участке породы, то результат может существенно отклоняться от истинных значений. В связи с этим рекомендуется определять проницаемость в шлифах больших размеров, площадью 15—20 см² и более. Кроме того, необходимо использовать несколько шлифов (до 10) и определить среднюю проницаемость с тем, чтобы исключить элемент случайности.

§ 4. ВОДОНАСЫЩЕННОСТЬ

Под водонасыщенностью понимают степень заполнения порового (пустотного) пространства водой. Ее выражают в долях единицы или (чаще) в процентах. Если при пористости породы 30 % половина пор заполнена водой, водонасыщенность ($k_{вн}$) составляет 50 %.

По взаимоотношению с породой различают воду свободную и связанную. Свободная вода способна перемещаться в поровом пространстве и по трещинам под действием силы тяжести или вследствие перепада давления. В процессе формирования скоплений нефти и газа в ловушках природных резервуаров свободная вода в значительной своей части вытесняется из горных пород. Связанная вода остается в породе. По своей природе она может быть физически и химически связанной. Физически связанная вода — вода, зафиксированная в породе за счет проявления молекулярных сил или сорбции (пленочная, уголков пор, субкапиллярная и др.). Химически связанная вода — это конституционная (в гипсе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и кристаллизационная (в малахите $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$).

С точки зрения влияния на коллекторские свойства пород интерес представляют свободная и физически связанная вода. Та и другая располагаются в пустотном пространстве пород. В процессе формирования залежей углеводородов в породе остается вся физически связанная и часть свободной воды. Последняя удерживается капиллярными силами в тонких капиллярах и местах контакта минеральных зерен породы. Эти неподвижные, оставшиеся в породе виды воды называют остаточной водой, а само явление — остаточной водонасыщенностью.

Содержание остаточной воды тем выше, чем дисперснее фрагменты, слагающие породу, выше удельная поверхность последней и мельче поры. Например в слабо уплотненных мелкозернистых песчаниках остаточная вода составляет 10—20 %, тогда как в глинистых алевролитах достигает 70—75 % и даже более. Таким образом, остаточная вода снижает полезную емкость горных пород и их коллекторские свойства в целом, в то же время она повышает экранирующие способности глинистых пород. Толщина пленки физически связанной воды на поверхности минералов варьирует от 0,0004 до 2 мкм. Преобладающие размеры пленок воды 0,001—0,1 мкм. Поры мельче 0,002 мкм практически всегда заполнены неподвижной водой. Такой и меньший размер пор характерны, например, для хорошо отмученных глин, а также для алевролитистых и песчаных глинистых пород достаточно сильно уплотненных ($k_d \geq 0,9$).

При подготовке исходных данных для подсчета запасов нефти и газа из величины средней пористости пород продуктивного пласта необходимо вычесть содержание остаточной воды.

§ 5. НЕФТЕ- И ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ

Понятия нефте- и газонасыщенность дают представление о степени заполнения порового пространства породы этими компонентами. Как и водонасыщенность, степень заполнения пор газом или нефтью выражают в долях единицы или процентах. Независимо от коэффициента полной пористости породы (35, 10, 5 % и т. д.) в случае, когда все поры заполнены, например газом, газонасыщенность составляет 100 %. Также оценивается и нефтенасыщенность — заполнена половина объема пор, нефтенасыщенность равна 50 %.

В породах часто совместно присутствуют все три флюида — газ, нефть, вода. Их суммарная насыщенность 100 %, хотя доля каждого из них может сильно меняться. При разработке месторождений углеводородов значительная их часть остается

в коллекторах. Что касается нефти, то ее извлекается обычно не более 50 %, остальная часть находится как бы в связанном состоянии. Количество извлекаемой нефти зависит от множества факторов, в том числе от свойств самой нефти (вязкости), количественных соотношений между флюидами, смачиваемости минеральных зерен, качества коллекторов и т. д. Значительно выше доля извлекаемого газа.

§ 6. СМАЧИВАЕМОСТЬ

Под смачиваемостью понимают способность тела смачиваться какой-либо жидкостью. В нефтегазовой геологии наибольший интерес вызывает смачиваемость минералов водой и нефтью. Минералы, хорошо смачиваемые водой, называют гидрофильными. К ним относятся большинство осадочных породообразующих минералов: силикаты, карбонаты, сульфаты, окислы. Минералы, которые не смачиваются водой, называют гидрофобными. Среди осадочных пород их значительно меньше (до 3—5 %). К гидрофобным относятся сульфиды тяжелых металлов, сера, графит и некоторые еще реже встречающиеся минералы. Для фильтрации воды более благоприятны несмачиваемые (гидрофобные) минералы. Гидрофильные минералы способствуют повышению доли остаточной воды.

По отношению к нефти также имеются смачиваемые и несмачиваемые минералы. Большинство породообразующих минералов по отношению к нефти смачиваемые. Это одна из причин, понижающих нефтеотдачу продуктивных пластов.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте определение понятиям «природный резервуар нефти и газа», «порода-коллектор», «порода-экран».
2. Перечислите основные коллекторские свойства горных пород.
3. Охарактеризуйте виды пористости по сообщаемости порового пространства, структуре и генезису. Каковы единицы измерения пористости?
4. Назовите виды проницаемости и единицы ее измерения.
5. Вод-, нефть- и газонасыщенность и единицы их измерения.

Глава 21

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

При изучении пород-коллекторов важное значение имеют вопросы классификации — группировка пород-коллекторов в родственные группы по их генетическим, физическим, литологическим и другим признакам. Породы-коллекторы могут образовываться в различных геологических условиях. В зависимости

от целей, стоящих перед исследователем, возникает необходимость акцентировать внимание на тех или иных признаках и особенностях породы. В связи с этим существуют несколько категорий классификации, среди которых можно выделить основные, общие и оценочные. Общие классификации базируются на генезисе, составе и строении пород, структуре, морфологии и времени формирования порового пространства, однако в них могут и отсутствовать некоторые из отмеченных признаков. Общие классификации, как правило, включают все петрографические типы пород-коллекторов (магматические, осадочные, метаморфические). К этой группе относятся схемы классификаций М. К. Калинко (1958 г.), А. А. Ханина (1969 г.) и др.

Оценочные классификации дают представление о качестве пород-коллекторов по основным параметрам (пористость, проницаемость), показывают в определенных диапазонах численные значения этих параметров для каждого из классов. Такие классификации обычно составляют для какой-либо конкретной группы пород (обломочных, карбонатных). Эта особенность схем классификаций определяется тем, что породы различного литологического состава обладают специфическими количественными взаимосвязями между основными коллекторскими параметрами. В Советском Союзе были созданы оценочные классификации Ф. А. Требиным (1945 г.), Г. И. Теодоровичем (1958 г.), И. А. Конюховым (1961 г.), А. А. Ханиным (1969 г.) и др. Для решения некоторых конкретных задач, применительно к отдельным регионам предложены классификации генетические, морфологические, по типу пустотного пространства и др.

Схема общей классификации коллекторов, принятая на кафедре литологии и системных исследований литосферы МИНГ им. И. М. Губкина приведена в табл. 31. Она базируется на литологическом составе пород, структуре и морфологии (виде) порового пространства. Высшим элементом классификационной иерархии приняты группы коллекторов, которые выделяются по литологическому составу, в соответствии с существующими представлениями — группы обломочных, карбонатных, глинистых пород, и в самостоятельную группу выделены редко встречающиеся породы-коллекторы — магматические, метаморфические, кора их выветривания, а также кремнистые и сульфатные. Основание для объединения в одну группу — их примерно одинаковая (незначительная) роль в формировании промышленных скоплений нефти и газа и обычно невысокие коллекторские свойства.

К поровому типу коллекторов отнесены породы-коллекторы, в которых мелкие поры (1 мм и мельче) более или менее изометричной формы соединены между собой проводящими (поровыми) каналами. Диапазон изменения объема порового пространства очень большой — от единиц до нескольких десятков

Т а б л и ц а 31

Классификация коллекторов нефти и газа

Группа пород	Тип коллектора	Вид порового пространства	Характерные литологические разности пород
Обломочные	Поровый	Межзерновой	Пески, песчаники, алевроиты, алевролиты, промежуточные разности пород и калькарениты
	Трещинный	Трещинный	Песчаники и алевролиты регенерационной структуры, прочные песчаники и алевролиты с карбонатным цементом
Карбонатные	Смешанный (сложный)	Межзерновой, трещинный	Прочные песчаники и алевролиты с остаточной межзерновой пористостью
	Поровый	Межформенный	Биогенные, биохомогенные, оолитовые известняки и доломиты
		Внутриформенный	Биоморфные (фораминиферовые, гастроподовые, коралловые) известняки
		Межзерновой	Доломитистые и доломитовые хомогенные и криптогенные известняки, доломиты
	Трещинный	Трещинный	Криптогенные доломиты, известняки хомогенные окремненные и глинисто-кремнистые
	Смешанный (сложный)	Межзерновой, трещинный, каверновый	Уплотненные известняки и доломиты различного генезиса
Глинистые	Трещинный	Трещинный	Аргиллиты известковые, аргиллиты известково-кремнистые
Магматические и метаморфические коры выветривания, кремнистые, сульфатные	Поровый	Межзерновой	Кора выветривания гранитов, гнейсов, силициты
	Трещинный	Трещинный	Метаморфические сланцы, серпентиниты, андезиты, кремнистые породы, ангидриты
	Смешанный (сложный)	Межзерновой, трещинный	Серпентиниты, андезиты

процентов (40—50 %), очень сильно варьирует проницаемость — от $n \cdot 10^{-16}$ до $n \cdot 10^{-12}$ м². Общая особенность коллекторов порового типа (в случае если их поровое пространство не заполнено углеводородами) — постепенное понижение коллекторских свойств с глубиной за счет уплотнения пород, минерального новообразования и других процессов. Для обломочных пород — наиболее ярких представителей коллекторов порового типа, существует немало оценочных классификаций, среди которых наибольшим признанием пользуется схема А. А. Ханина.

Трещинный тип породы-коллектора характеризуется тем, что фильтрующее поровое пространство в нем представлено открытыми (зияющими) трещинами. Трещинный коллектор обладает низкой трещинной пористостью, обычно не более 2,5—3 %. Вместе с трещинными порами в породе могут быть и межзерновые (межгранулярные), однако их суммарный объем обычно также невелик (до 5—7 %) к тому же часть таких пор оказывается изолированной. В большинстве случаев трещинный коллектор вторичный, подиагенетический.

К смешанному (сложному) типу породы-коллектора отнесен такой, в котором сочетаются различные виды порового пространства (два или более), в том числе межзерновой, трещинный, каверновый, межформенный, внутрiformенный и другие. В различных группах коллекторов эти сочетания могут быть неодинаковыми. В этой связи при характеристике коллекторов этого типа всегда требуется уточнение по виду порового пространства, при этом ведущий вид пор помещается в конце определения. Например смешанный, каверново-трещинный тип коллектора следует понимать как коллектор, в котором главная роль принадлежит трещинам, хотя быть может объем порового пространства каверн значительно выше объема трещин. Дело в том, что каверны могут возникать там, где имеются трещины, именно за счет миграции вод по трещинам происходит растворение наиболее подвижных компонентов породы и вынос продуктов реакции с образованием каверн. По этой причине не выделяется каверновый коллектор как самостоятельный тип. Коллекторские свойства пород-коллекторов смешанного типа варьируют в широком диапазоне.

Общая характеристика групп коллекторов приводится ниже.

Группа обломочных пород-коллекторов имеет весьма широкое распространение. Представлена эта группа преимущественно песчаниками, алевролитами и промежуточными разностями пород. В молодых, неогеновых и четвертичных отложениях, особенно залегающих на небольших глубинах, встречаются пески, алевриты и промежуточные осадочные образования. Изредка коллекторами в этой группе бывают и гравелиты.

Значительное уплотнение обломочных пород, особенно кварцевых и отчасти олигомиктовых с кварцевой основой, за счет процессов регенерации и растворения зерен в зонах контакта друг с другом, приводит к существенному снижению пластичности и повышению хрупкости. Это создает предпосылки к образованию трещин и в случае разрядки тектонических напряжений может привести к возникновению трещинной пористости в пластах песчаников и алевролитов. Возможны и иные причины и способы образования.

Таким образом, первичная седиментогенная межзерновая пористость, катагенная трещинная пористость и их сочетание

обуславливают существование в обломочных породах трех основных типов коллекторов — порового, трещинного и смешанного (сложного).

Поровый тип коллектора очень широко распространен. Он свойственен пластам песчаных и алевритовых пород, калькаренитам и изредка, гравелитам. Поры здесь межзерновые. Их размер в идеализированных породах-коллекторах, состоящих из изометричных зерен одного размера, в зависимости от способа укладки частиц (при отсутствии цемента) составляет 0,154—0,414 от их диаметра. Таким образом теоретически у мелкозернистого песчаника размер пор при самых благоприятных условиях может варьировать от 0,015 до 0,1 мм, а у крупнозернистого от 0,15 до 0,4 мм. В реальных породах размер пор будет меньше, и нередко значительно. Это определяется степенью однородности обломочных зерен по величине, содержанием цемента, степенью равномерности его распределения в породе, уплотнением, минеральными новообразованиями, регенерацией кварца, полевых шпатов и других минералов, растворением зерен в местах контакта друг с другом и некоторыми другими.

Влияние всех этих факторов и процессов возрастает с глубиной, поэтому в диагенезе и начальных этапах раннего (начального) катагенеза размер пор будет ближе к расчетному, теоретическому и, наоборот, на больших глубинах размер пор оказывается значительно меньшим с понижением полной и открытой пористости обломочных пород с глубиной. Поровый тип коллектора весьма характерен для песчаных и алевритовых пород, залегающих на небольших и умеренных глубинах. На больших глубинах (>4 км) такие коллекторы встречаются значительно реже и преимущественно в молодых отложениях (неоген и моложе) или более древних (мезозойских и палеозойских), но заполненных углеводородами. Имеются и отклонения от этой закономерности, причины которых весьма разнообразны и рассматриваются ниже.

Для порового типа коллектора характерны межзерновые поры. Иногда их отождествляют с межгранулярными. Это терминологически с точки зрения унифицирования названий представляется не совсем удачным. Дело в том, что в литологии и других геологических науках отдельные минеральные индивидуумы (обломки минералов, кристаллы) называют зернами, а не гранулами, поэтому и поры между ними надо называть межзерновыми, а не межгранулярными. К межзерновым порам относятся пространства между обломочными зернами, аутигенными кристаллами, в том числе возникающими при доломитизации известняков. Поры же между кальцитовыми или доломитовыми оолитами в нашем случае к межзерновым не относятся, поскольку данные хемогенные образования представляют собой агрегатные, форменные образования. В рассматриваемой клас-

сификации междуоолитовое поровое пространство отнесено к межформенному.

Трещинный тип коллектора выделяется среди остальных прежде всего тем, что его емкость определяется трещинной пористостью, а путями миграции флюидов являются зияющие трещины. Характерной особенностью этого типа коллектора является низкая пористость и чрезвычайно широкий диапазон колебаний проницаемости — от $n \cdot 10^{-17}$ до $n \cdot 10^{-11}$ м². На больших глубинах трещинный тип коллектора может быть встречен в породах самого различного генезиса и состава.

Трещины в породах-коллекторах описываемого типа имеют различную природу. В связи с этим различают трещины тектонические, литогенетические и естественного гидроразрыва (или авторазрыва). Раскрытость трещин в породах-коллекторах очень малая — доли миллиметров, в лучшем случае первые миллиметры, при этом смещений пород вдоль трещин не наблюдается или они незначительны.

При бурении сверхглубоких скважин в Западном Казахстане (Аралсорская СГ-1, Биикжальская СГ-2) в керне наблюдались трещины, заполненные кальцитом, ширина которых достигала 6 мм. В шламе из Биикжальской скважины СГ-2 с глубины свыше 4500 м присутствовали обломки кальцита, прежде заполнявшего трещины, шириной до 9 мм. В зависимости от природы трещин их ориентировка, плотность, густота и раскрытость могут быть различными.

Тектонические трещины группируются в системы, общностью которых является ориентировка в пространстве, возраст и иногда раскрытость. В каждом конкретном геологическом теле может быть одна или несколько систем трещин. Каждая из систем чаще всего разновозрастна, что обычно без особого труда устанавливается по взаиморасположению трещин и наличию в них минеральных или органических новообразований (рис. 117). Трещины нередко ветвятся, в результате чего возрастают их плотность и густота. Изучение трещиноватости пород в Предкарпатском прогибе позволило Р. С. Копыстьянскому (1978 г.) установить, что ориентировка трещин определяется не только направленностью тектонических напряжений, но и литологическим составом пород. Так, для песчаников характерна трещиноватость, перпендикулярная к наслению, для аргиллитов — параллельная наслению и для мергелей — диагональная или косая.

Густота трещин нередко лимитируется мощностью пластов, при этом, чем меньше мощность, при прочих равных условиях, тем больше густота, на что в свое время обратили внимание Ю. К. Бурлин и Р. С. Копыстьянский (рис. 118).

Литогенетические трещины отличаются своей ориентировкой, в целом параллельной наслению. Трещины на небольших

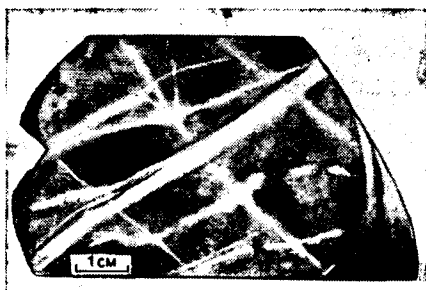


Рис. 117. Системы трещин в алевролите, заполненных кальцитом; зияющая трещина (по Р. С. Копыстьянскому)

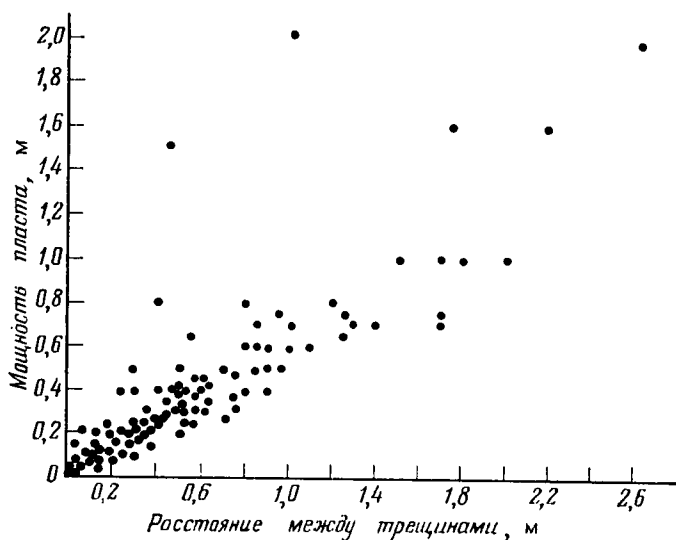


Рис. 118. Зависимость расстояния между трещинами, перпендикулярными к напластованию, от мощности пласта для песчаников и алевролитов флишевых отложений Карпат (по Р. С. Копыстьянскому)

отрезках обычно прямолинейны, а при рассмотрении в образцах керна и штуфах видно, что в поперечном разрезе они нередко изгибаются и создают пологоволнистую текстуру породы. Предпосылки литогенетической трещиноватости закладываются в стадию седиментогенеза в результате проявления периодичности низшего порядка (ритмичности). Следствие этого — периодическая повторяемость тонких (первые миллиметры или их доли) нередко прерывистых слойков осадка более или менее различных по составу. В стадию катагенеза вследствие неодинаковых реакций осадочных образований на механические нагрузки и физико-химические процессы, между слойками пород, разли-

чающихся по составу, возникают тонкие, в доли миллиметра трещинки, которые могут и затухать и разветвляться.

Литологическая трещиноватость наиболее характерна при тонком переслаивании осадочных, терригенных образований — песчаников, алевролитов, аргиллитов и промежуточных между ними разностей пород.

Трещины естественного гидроразрыва (авторазрыва) характеризуются неравномерностью распределения, ограниченными размерами — нередко затухают на протяжении нескольких сантиметров. Возникают они исключительно на больших глубинах на стадии катагенеза в результате воздействия аномально высоких пластовых давлений, превышающих горное (листоратическое) давление. Вопрос детально исследовался Э. Ю. Чекалюком (1965 г.), объяснившим механизм образования трещин естественного гидроразрыва и разработавшим методику расчета глубины их образования в различных геологических условиях. Выполненные по его методике расчеты на примере геологических разрезов Прикаспийской впадины показали хорошую сходимость данных с фактическими глубинами появления трещин гидроразрыва (4000—4500 м).

Трещинный тип коллектора по своей природе вторичный. В породе могут сочетаться все три разновидности трещин. Следует отметить, что в условиях тонкого переслаивания терригенных пород факторы, вызывающие гидроразрыв, способствуют образованию литогенетических трещин, вследствие этого трещины гидроразрыва в чистом виде могут и не встретиться. Трещинная пористость, обычно, невелика. Она оценивается в доли и первые единицы процентов. Со временем трещины могут быть «залечены» минеральными новообразованиями или вследствие механических (тектонических, литостатических) напряжений. В результате трещинный коллектор перестанет существовать. Надежное перекрытие пластов-коллекторов мощными экранирующими толщами и существование АВПД благоприятствуют сохранению зияющих трещин, а в целом и коллекторов трещинного типа.

Трещинные коллекторы формируются только в сильно уплотненных, хрупких породах. Такие свойства обломочные (песчаные и алевроитовые) породы приобретают в платформенных условиях на больших глубинах, а в геосинклинальных областях — в результате стресса или после пребывания на больших глубинах. Само формирование трещинных коллекторов после приобретения породами соответствующих свойств может происходить на различных глубинах в зависимости от тектонических условий.

Смешанный (сложный) тип коллектора в обломочных породах выделяется в случае совместного присутствия межзерновых и трещинных пор. Трещиноватость в обломочных

породах развивается только в случае их существенного уплотнения и снижения пластичности. Но такие изменения происходят при значительном снижении пористости пород. Следовательно смешанный тип коллектора может возникнуть в породах, некогда испытывших стресс или погружение на большие глубины.

Смешанный тип коллектора, таким образом, сформирован межзерновой (первичной или вторичной) и трещинной пористостями. Он характерен для песчаных и алевритовых пород, залегающих на больших глубинах. Вместе с тем маловероятно, чтобы такой коллектор возник в нефтенасыщенных породах-коллекторах порового типа промышленного значения, в данное время находящихся на больших глубинах, ловушка в которых была заполнена в период ее пребывания на небольшой глубине при высоких коллекторских свойствах. Эти коллекторские свойства, и в частности высокая пористость, сохраняются, как показывают многочисленные факты, и на больших глубинах. При таких условиях обломочные породы обладают высокой пластичностью и малой хрупкостью, что неблагоприятно для развития трещиноватости.

Группа карбонатных пород-коллекторов широко распространена в фанерозойских отложениях. Породы-коллекторы этой группы представлены известняками, доломитами и промежуточными разностями пород различной структуры, текстуры и генезиса. Поровое пространство здесь также весьма разнообразно по морфологии и размеру. В карбонатных породах-коллекторах развиты межзерновые, межформенные, внутриформенные и трещинные поры.

Поровый тип коллектора может иметь межзерновой, межформенный и внутриформенный виды порового пространства. Межзерновая пористость складывается из пор между отдельными кристаллами кальцита или доломита, в том числе возникшими в результате доломитизации известняков на стадии катагенеза. Эта пористость может быть в породах на самых различных, в том числе и больших, глубинах. Поровый коллектор с межзерновой пористостью обычно не выделяется высокими коллекторскими параметрами. Наиболее характерен он для хемогенных карбонатных пород.

Межформенный вид порового пространства представляет собой пустоты между раковинами или их обломками в биогенных и биохемогенных или доломитизированных известняках, а также в оолитовых известняках между оолитами. Внутриформенные поры — это камеры внутри скелетов (раковин) отмерших организмов. Такой вид пористости характерен для фораминиферовых, коралловых и других биоморфных разностей известняков. Коллекторы с межформенной и внутриформенной пористостью характерны для небольших глубин. Но они могут

сохраниться и на больших глубинах в случае погружения ловушки, уже заполненной углеводородами.

Трещинный тип коллектора весьма характерен для карбонатных пород. Образованию трещин очень благоприятствует высокий темп уплотнения карбонатных пород, повышение их хрупкости с глубиной. Последнему способствует окремнение пород, обычно выражающееся в выделении аутигенного (катагенного) халцедона в поровом пространстве. Для существования трещинного коллектора необходимо, чтобы трещины оставались открытыми (зияющими), однако нередко наблюдаются трещины, заполненные каким-либо аутигенным минералом, обычно кальцитом, реже кремнеземом.

Трещины в карбонатных породах чаще всего связаны с порядкой тектонических напряжений, которые могут повторяться неоднократно. В связи с этим возникает несколько генераций трещин, последовательность образования которых, как правило, легко устанавливается при визуальном или микроскопическом изучении породы.

Трещинный тип коллектора обладает небольшой емкостью, но при значительном размере ловушки в нем могут сконцентрироваться значительные количества углеводородов. Трещинный тип коллектора характерен для умеренных и больших глубин. Он распространен в карбонатных породах различного генезиса, состава и структуры. Определяющий фактор возникновения трещинных коллекторов — степень хрупкости породы, ее способность к растрескиванию.

Смешанный или сложный тип коллектора. В этом коллекторе могут быть совместно межзерновой, трещинный и каверновый виды порового пространства. Обязательный элемент рассматриваемого коллектора — трещинная пористость. Она может сочетаться с межзерновой или каверновой, а нередко и с обеими вместе. Трещиноватость по отношению к кавернозности, а иногда и по отношению к межзерновой пористости является более ранним образованием. Именно благодаря миграции пластовых вод, по трещинам происходит растворение отдельных фрагментов породы с образованием каверн или же осуществляется доломитизация известняков. Таким образом в карбонатных породах сложный тип коллектора по своей природе является вторичным и характерен для умеренных и больших глубин. Такой тип коллектора может (особенно при значительной кавернозности) обладать высокой емкостью и проницаемостью.

Группа глинистых пород-коллекторов у нас в стране стала известна относительно недавно. Дело в том, что глинистые породы не образуют традиционных поровых коллекторов, а на небольших и умеренных глубинах они достаточно пластичны и, следовательно, не дают открытых трещин.

В настоящее время залежи нефти и газа, связанные с глинистыми коллекторами известны во многих странах. Возникновение трещиноватости в глинистых породах обуславливается целым рядом факторов. Среди них — достаточная хрупкость пород, которая достигается либо за счет значительного погружения, либо за счет стресса. Благоприятствует растрескиванию глинистых пород седиментогенное или катагенное окремнение, тонкое переслаивание глины с органическим веществом, наличие аномально высоких пластовых давлений, приводящих к авторазрыву пород по плоскостям седиментационной микрослоистости. Глинистые породы-коллекторы по минеральному составу относятся преимущественно к гидрослюдистым, что предопределяется их физическими свойствами и находится в соответствии с общей закономерностью эволюции глинистых минералов при погружении — постепенным исчезновением монтмориллонита, каолинита, смешаннослойных образований и повышением роли гидрослюды и хлорита. Глинистые породы-коллекторы встречаются на умеренных глубинах, но большее развитие они получают на больших глубинах.

Группа магматических, метаморфических, осадочных, кремнистых и сульфатных пород, а также кора выветривания. Эти породы редко встречаются как коллекторы нефти и газа, поскольку магматические, метаморфические породы и кора их выветривания залегают обычно ниже нефтегазоматеринских толщ и их коллекторские свойства, как правило, хуже чем у осадочных пород. Кремнистые и сульфатные породы также обладают невысокими первичными коллекторскими свойствами.

Поровый тип коллектора характерен для кор выветривания магматических и метаморфических пород. На небольших глубинах (например в Западной Сибири) пористость пород, составляющих кору выветривания, достигает 20—24 %, однако с увеличением глубины она существенно понижается.

Трещинный тип коллектора образуют магматические, метаморфические породы (граниты, андезиты, сланцы и др.). Поскольку эти породы уже по своей природе хрупки, малопластичны, то они могут растрескаться и на малых, и на больших глубинах при соответствующей тектонической обстановке. Кроме того, трещинный коллектор образуют кремнистые и сульфатные осадочные породы. Поскольку на малых глубинах эти породы достаточно пластичны (диатомиты, опоковидные силициты, гипсы и др.), для приобретения способности к растрескиванию (повышения хрупкости) они должны побывать на больших глубинах. Само совершение растрескивания после этого может происходить в различных глубинных условиях.

Смешанный тип коллектора в рассматриваемой группе пользуется, как и предыдущие, малым развитием. Смешанный, порово-трещинный тип коллектора встречается среди кремни-

стых пород, вулканических туфов. Поры относятся к межзерновому или межформенному (в силицитах) видам и являются первичными образованиями. Трещины имеют обычно тектоническую природу.

Оценочные классификации пород-коллекторов составлены для конкретных литологических групп пород. Они рассмотрены при характеристике соответствующих типов пород-коллекторов.

Вопросы для самопроверки

1. Приведите общую классификацию пород-коллекторов нефти и газа.
2. Охарактеризуйте поровый, трещинный и смешанный (сложный) типы пород-коллекторов.
3. Перечислите главнейшие литологические типы пород-коллекторов и структуры их порового пространства.

Глава 22

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

§ 1. ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ

Обломочные породы относятся к одной из самых распространенных групп пород-коллекторов. В группе обломочных пород не все типы осадочных образований могут быть коллекторами промышленного качества. Не являются коллекторами практически все грубообломочные породы, редко встречаются как коллекторы крупнозернистые пески и песчаники, мелкозернистые алевролиты и пелиты. Типичные представители обломочных пород-коллекторов — мелкозернистые пески и песчаники, крупнозернистые алевриты и алевролиты, песчано-алевритовые породы, реже — среднезернистые песчаники.

Коллекторские свойства обломочных пород во многом определяются структурой их порового пространства, которое может быть поровым, трещинным или сложным, а по времени образования — первичным и вторичным. Размер пор — один из основных факторов, определяющих фильтрационную способность обломочной породы и продуктивность нефтегазоносных пластов в целом. Измерить величину отдельных пор можно под микроскопом, но определить количественные соотношения между размерными группами практически невозможно. В связи с этим пользуются косвенными методами (методом полупроницаемой мембраны, методом вдавливания ртути и др.).

Наглядное изображение структуры порового пространства — кривые распределения или столбиковые диаграммы (рис. 119).

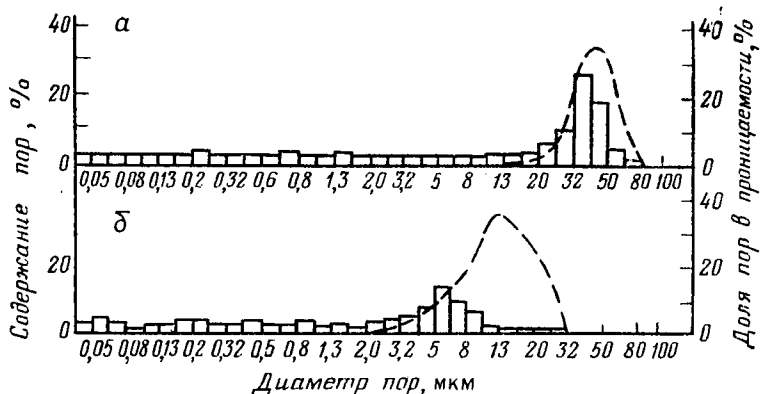


Рис. 119. Распределение диаметров пор (столбиковая диаграмма) и долевого участия пор в проницаемости (кривая распределения) в нефтеносных песчанниках пласта БvIII Мегийонского месторождения.

а — песчаники среднезернистые, аркозовые, $k_{пр} = 2 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, $k_{по} = 23 \%$; б — алевролиты крупнозернистые, песчаные, $k_{пр} = 31 \cdot 10^{-16} \text{ м}^2$, $k_{по} = 23 \%$ (по М. И. Колосковой, А. А. Ханину)

На этих диаграммах наглядно показано количество пор различных размерных групп и в том числе преобладающих. Изучение диаграмм показывает, что чем крупнее и однороднее по размеру обломочные зерна, тем больше диаметр пор. Именно самые крупные поры в породе и соединяющие их каналы — основные пути фильтрации флюидов.

Форма пор в обломочных породах весьма разнообразна. В случае однородных шаровидных частиц при отсутствии цемента поры представляют собой сложный многоугольник, ограниченный криволинейными поверхностями. При неокатанных или слабоокатанных обломочных частицах форма и поверхность пор еще более усложняются. В плоскости шлифа поры чаще всего выглядят как неправильные треугольники, реже — четырехугольники. В породах, содержащих небольшое количество карбонатного или глинистого цемента, распределенного равномерно, в плоскости шлифа поры имеют более или менее округлую форму. Лучше всего наблюдать поры в шлифах, изготовленных из образцов, предварительно насыщенных окрашенными полимеризующимися смолами (после отверждения последних). При просмотре шлифов видно, что многие поры соединяются между собой посредством коротких узких каналов. В объеме поровое пространство представляет собой системы извилистых каналов изменяющегося сечения и расширений.

Помимо межзерновых пор, которые, как уже упоминалось, могут иметь первичную (седиментогенную) и вторичную (катагенную) природу, в обломочных породах могут быть и трещин-

ные поры (зияющие трещины). Трещинная пористость возникает в сильно уплотненных обломочных породах ($k_d > 0,9$), залегающих (или погружавшихся прежде) на больших глубинах или подвергавшихся стрессу.

Суммарная открытая трещинная пористость терригенных пород невелика. Она составляет максимум 3—3,5 % (в единичных случаях до 6 %), обычно же меньше — от долей до 1,5—2 %. Когда трещины сообщаются с межгранулярными порами, что нередко наблюдается в природе, емкостные и особенно фильтрационные свойства пород существенно повышаются. Объем порового пространства в песчаных, алевритовых породах и разностях промежуточного состава колеблется в широких пределах, практически от долей до 50 %. Такие вариации определяются целым рядом факторов, рассматриваемых ниже.

Проницаемость обломочных пород во многом определяется структурой порового пространства, в частности размером, формой, сообщаемостью пор, а в ряде случаев и суммарным объемом последних. В общем виде, чем крупнее размер пор, изометричнее, округленнее их форма, больше диаметр поровых каналов и лучше сообщаемость между порами, тем выше проницаемость. Объем пор отражается на проницаемости в том случае, если сами поры достаточно велики, что наблюдается у слабо- и среднеуплотненных песчаников и алевролитов. В микропористых породах — пелитовых, сильно уплотненных песчаниках и алевролитах из-за действия молекулярных сил вплоть до центра пор и каналов количественная связь между пористостью и проницаемостью отсутствует. Существует специфическая зависимость проницаемости от трещиноватости пород. Трещины с раскрытостью 0,1 мм и более даже при низкой трещинной пористости и сильной уплотненности обломочных пород обеспечивают высокую проницаемость, достигающую $10 \cdot 10^{-12}$ м² и выше. Проницаемость обломочных пород с межзерновым поровым пространством колеблется в широких пределах. В сильно уплотненных разностях песчаников и алевролитов она составляет 10^{-17} м² и менее. В обломочных породах-коллекторах наиболее типичные значения проницаемости 10^{-14} — 10^{-12} м².

Очень существенное влияние на проницаемость обломочных пород оказывает вода, когда она находится в смеси с углеводородами. При этом относительная проницаемость каждого из флюидов зависит от количественных соотношений между ними (рис. 120). Не менее существенна зависимость проницаемости обломочных пород и от остаточной воды, находящейся в уголках сложных по форме пор, а также заполняющей субкапиллярные каналы и поры. Влияние остаточной воды на проницаемость пород наглядно выявилось в экспериментах А. А. Ханина и О. Ф. Корчагина (1965 г.) на моделях кварцевых (люберецких) песков и алевритов (табл. 32).

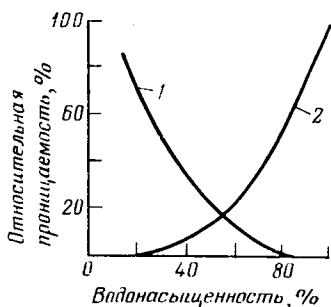


Рис. 120. Зависимость относительной проницаемости для нефти от водонасыщенности (по Ф. Леверетту).

1 — нефть; 2 — вода

Из таблицы следует, что открытая пористость практически не зависит от размера песчаных и алевритовых частиц. Содержание остаточной воды возрастает вместе с уменьшением размера частиц. Газопроницаемость существенно понижается вместе с уменьшением размерных фракций, но еще резче она снижается в присутствии остаточной воды.

Существенное влияние на коллекторские свойства оказывают литологический состав, строение и вторичные преобразования обломочных пород.

Размер обломочных частиц неоднозначно отражается на пористости и проницаемости пород. Как известно, величина общей пористости не зависит от размера обломочных частиц, однако, чем больше размер обломочных зерен, тем крупнее поры и наоборот. Размер пор существенно влияет на проницаемость — чем крупнее поры (применительно к терригенным песчаным, алевритовым и глинистым породам), тем выше проницаемость. В реальных терригенных породах, где размер пор варьирует в широких пределах, фильтрация осуществляется только по наи-

Таблица 32

Влияние остаточной водонасыщенности на проницаемость кварцевых песков и алевритов

Фракции, мм	Пористость открытая, %	Остаточная вода, % к объему пор	Пористость эффективная, %	Газопроницаемость, $\text{л} \cdot 10^{-12}, \text{ м}^2$		Снижение коэффициента проницаемости, % к абсолютной
				абсолютная	при остаточной воде	
0,25—0,20	35,00	5,0	33,2	26,79	24,99	7
0,20—0,15	35,71	6,5	33,4	14,79	13,06	12
0,15—0,10	34,58	7,5	32,0	7,73	7,02	11
0,10—0,08	36,10	13,0	31,5	1,46	1,19	18
0,08—0,075	34,00	24,0	25,8	0,55	0,34	39
0,075—0,065	34,58	50,0	17,3	0,10	0,04	60
<0,065	36,00	>50,0	16,0	0,09	0,01	89

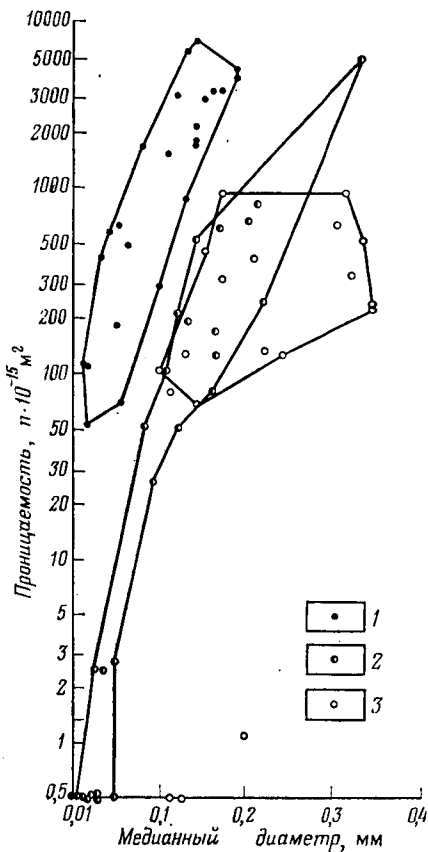


Рис. 121. Зависимость проницаемости от медианного диаметра зерен и глубины залегания мезозойских пород (Прикаспийская впадина).

Глубины отбора образцов: 1 — 440—1070 м; 2 — 1200—1900 м; 3 — 2400—2700 м

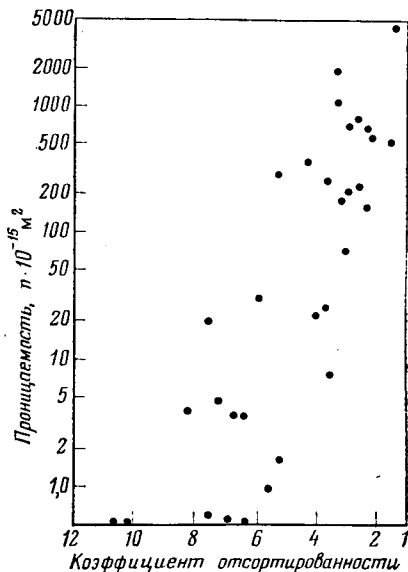


Рис. 122. Зависимость проницаемости от коэффициента отсортированности обломочных зерен

более крупным порам. Мелкие поры ($<1-2$ мкм) заполнены физически связанной водой и поэтому практически непроницаемы. Следует отметить, что в случае преобладания в породе крупных пор (50 мкм и более) поры диаметром уже 20—30 мкм и, естественно, более мелкие практически не участвуют в фильтрации (см. рис. 119). Величина пор отражает размер обломочных зерен. В связи с этим в разновозрастных породах какого-либо конкретного региона наблюдается довольно четкая зависимость проницаемости от медианного размера обломочных зерен (рис. 121). Сравнение аналитических данных для разновозраст-

ных пород или по разным регионам такой четкой зависимости не дает.

Форма зерен, их окатанность также отражаются на величине проницаемости пород. При прочих равных условиях породы, сложенные изометричными, окатанными частицами, обладают большей проницаемостью, чем сложенные изометричными неокатанными. Песчано-алевритовые породы, в которых много слюды, отличаются сильной анизотропией проницаемости. В направлении, перпендикулярном к ориентировке табличек слюды, она резко понижена по сравнению с направлением, параллельном ориентировке частиц. Имея, однако, в виду, что в реальных породах в подавляющем числе случаев существенно преобладают изометричные зерна (кварц, полевые шпаты, глауконит, кислые плагиоклазы и др.), полуокатанной или окатанной формы, эта зависимость обычно не учитывается.

Форма и степень окатанности частиц существенно не отражаются на величине пористости пород, за исключением редких случаев, когда породы слагаются преимущественно частицами таблитчатой формы. В этих случаях пористость пород, при прочих равных условиях, будет пониженной.

Степень однородности зерен (отсортированность частиц) — существенный признак, отражающийся на коллекторских свойствах обломочных пород. В общем виде чем однороднее частицы по величине, тем выше пористость пород. Отсортированность обломочных частиц определяют различными способами. Для характеристики этого свойства чаще всего используют коэффициент отсортированности (см. гл. 11, § 2).

Пористость тела, состоящего из одинаковых шаров при кубической укладке составляет 47,6 %, а при плотнейшей ромбоэдрической — 25,96 %. Отклонение отдельных шаров от общего размера в обоих случаях будет сопровождаться понижением пористости, притом тем сильнее, чем ниже отсортированность (однородность) обломков. Это объясняется тем, что в крупных порах размещаются мелкие обломки.

Отсортированность обломочных частиц отражается на плотности и проницаемости пород. Плотность пород несколько возрастает с увеличением неоднородности зерен по размеру. Проницаемость пород существенным образом зависит от степени отсортированности обломочных частиц. Чем выше их отсортированность, тем выше проницаемость пород при прочих равных условиях (рис. 122). Такой характер зависимости определяется тем, что при слабой отсортированности мелкие обломочные частицы заполняют пространство между более крупными, сужают сечения поровых каналов и снижают их пропускную способность. Между отмеченными величинами существует полулогарифмическая зависимость. Следует отметить, что даже в литологически тождественных породах, при разной степени их уп-

лотнения, например, вследствие пребывания на различных глубинах, соотношения между коэффициентами отсортированности и проницаемости неодинаковы при прочих равных условиях. Чем выше степень уплотнения породы и соответственно ниже пористость, тем ниже ее проницаемость при равных значениях коэффициента отсортированности. В зонах среднего и конечного катагенеза, где породы претерпевают значительные изменения (выделение вторичного калцита, регенерация кварца, растворение под давлением) зависимость проницаемости от коэффициента отсортированности исчезает.

Цементирующая часть существенно влияет на коллекторские свойства обломочной породы. От количества цемента зависит структура порового пространства, а вместе с этим величина пористости, проницаемости, плотности, степень уплотнения. Содержание цемента определяет тип цементации породы. Базальный тип цемента встречается в породах при содержании цемента свыше 40—45 %. Поровый тип цементации свойственен породам с содержанием цемента 20—35 %. Сгустковый тип характерен для пород, в которых менее 20 % цемента. Пленочный и контактный типы цемента характерны для пород, содержащих менее 15 % цемента. Широкие пределы колебания количества цемента при одинаковых типах цементации объясняются различием структурно-текстурных признаков пород. При низкой степени сортировки обломочных зерен, их ромбоэдрической укладке при сильном уплотнении пород (например, в условиях значительного погружения или стресса) необходимо минимальное, для данного типа цементации, количество цемента. Наоборот, при высокой степени отсортированности обломочных зерен, их кубической укладке и слабой уплотненности пород, для данного типа цементации количество цемента будет максимальным.

При базальном и поровом типах цемента межзерновое пространство заполнено цементирующим материалом и поэтому межзерновая пористость очень низка или даже отсутствует. При остальных типах цемента этот вид пористости в породах имеется, а его величина зависит от содержания цемента. Сопоставление аналитических данных показало, что в ряде районов между общей пористостью и содержанием цемента в обломочных породах существует обратная зависимость, а сумма объемов пористости и цемента — величина более или менее постоянная, но с увеличением глубины или возраста она уменьшается. В нижнемеловых терригенных породах Прикаспийской впадины, например, сумма объемов цемента и пор на глубине 1—2 км составляет 33—41 %, в юрских, на этой же глубине она понижается до 23—31 %. Существенное влияние цемент оказывает и на проницаемость терригенных пород. Чем больше цемента в породе (при прочих равных условиях), тем более извилисты

поровые каналы и мельче поры, менее надежна связь между последними, а следовательно и ниже проницаемость.

Характер распределения цементирующего материала в обломочных породах также отражается на некоторых коллекторских свойствах, в частности на проницаемости. В случае равного количества цемента при его равномерном распределении проницаемость часто оказывается ниже, чем при сгустковом. Дело в том, что при равномерном распределении и значительном содержании цемента все поры уменьшаются в размере, из-за чего проницаемость породы оказывается очень низкой. При сгустковом цементе сохраняется часть крупных пор, которые и определяют большую проницаемость пород.

Состав цемента несомненно влияет на коллекторские свойства пород. По материалам ряда районов (Прикаспийская впадина, верхнепермские и мезозойские терригенные отложения, Бухарский нефтегазоносный район и др.) установлено, что на небольших глубинах (до 1000—1500 м) при равных объемных содержаниях глины и кальцита пористость терригенных пород выше при глинистом цементе, чем при кальцитовом. К глубине 2500—3000 м их роль становится примерно равноценной. Эти соотношения объясняются следующим образом: глина, заполняющая поры, на небольших глубинах сама является пористым материалом. На небольших глубинах пористость самого глинистого цемента составляет 25—40 %, и даже в случае базального (или порового) цемента, заполняющего полностью поровое пространство между обломочными зернами, порода будет пористой за счет глинистой части. Если цемента содержится 50 %, а его собственная пористость составляет 40 %, то пористость породы — 20 %.

В случае заполнения пространства между обломками кальцитом (непористым материалом), порода будет мало пористой или непористой. Сближение пористости пород с цементом разного вещественного состава по мере увеличения глубины залегания объясняется тем, что породы уплотняются, резко снижается пористость глинистой составляющей, а вместе с этим и пористость породы. При кальцитовом цементе, в случае заполнения им всего порового пространства, уплотнения пород и снижения пористости с глубиной практически не происходит.

Проницаемость пород с глинистым цементом порового или базального типов близ поверхности незначительна — до $1 \cdot 10^{-15}$ — $10 \cdot 10^{-15}$ м², а на больших глубинах (в случае отсутствия трещиноватости) может отсутствовать. Песчаники и алевролиты с кальцитовым цементом таких же типов практически непроницаемы.

Механическое уплотнение существенно отражается на коллекторских свойствах обломочных пород. Степень уплотнения возрастает с глубиной. Вместе с этим понижаются пористость и

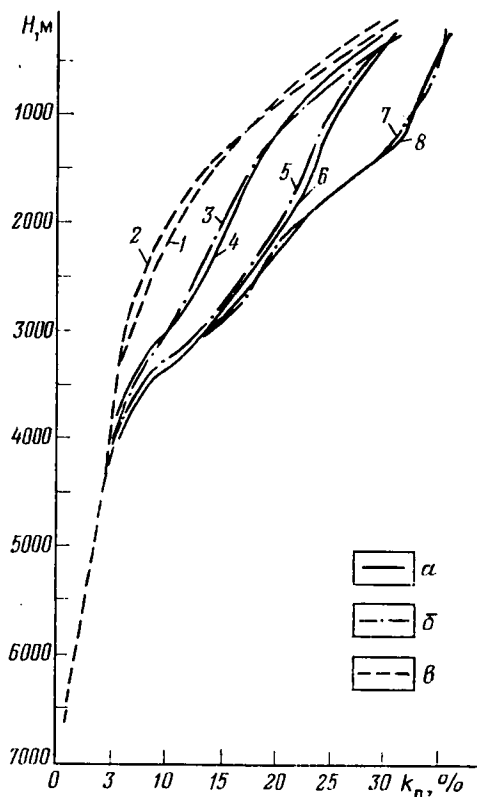


Рис. 123. Изменение открытой пористости терригенных пород с глубиной. Породы: *а* — песчаные, *б* — алевроитовые, *в* — глинистые. Содержание фракции мельче 0,01 мм: 1 — >80 %, 2 — 60—80 %; содержание цемента: 3, 4 — 30—50 %; 5, 6 — 10—30 %, 7, 8 — <10 %

проницаемость пород. Пористость и проницаемость терригенных пород разного литологического состава с увеличением глубины залегания снижается неодинаково. Быстрее всего это происходит у пелитовых пород, а у песчаников и алевролитов — более резко в случае повышенного содержания глинистого материала (рис. 123).

Вторичное минералообразование имеет широкое развитие в обломочных породах и существенно влияет на коллекторские свойства пород. Естественно, что наибольшее влияние оказывают те вторичные минералы, которые образуются в больших количествах. К ним прежде всего относятся кварц и кальцит.

Аутигенный кварц в терригенных породах образуется, главным образом, в виде каемок регенерации. В зависимости от геохимической и термобарической обстановок верхняя граница

появления регенерированных зерен кварца располагается на разных глубинах. В Прикаспийской впадине для чистых разностей песчаников и алевролитов она проходит на глубине около 2000 м, при этом с увеличением количества цемента положение верхней границы зоны регенерации понижается (см. рис. 14). В обломочных породах с высоким содержанием цемента (>40—50 %) регенерация может не проявиться вообще. Породы, в которых регенерационный кварц полностью занял межзерновое пространство не являются коллекторами. В частных случаях они могут быть флюидоупорами.

Большое влияние на коллекторские свойства пород оказывает вторичный (аутигенный) кальцит. На примере Прикаспийской впадины и Туркмении установлено, что вторичный кальцит начинает выделяться из природных вод при температуре 65—70 °С, что в упомянутых регионах соответствует глубинам 2000—3000 м. Таким образом выделение кальцита способствует сначала снижению коллекторских свойств, а в конечном итоге — превращению коллектора в неколлектор.

В терригенных породах некоторых районов (Западная Сибирь) развитие получила вторичная хлоритизация. Пластинки хлорита выделяются в поровом пространстве песчаных пород. Часто они занимают небольшую часть порового пространства и не оказывают существенного влияния на коллекторские параметры. Однако при интенсивном отборе нефть срывает таблички хлорита со своих мест и они задерживаются у сужений поровых каналов (кольматация). При этом общая пористость пород остается прежней, а открытая пористость и проницаемость резко падают.

Иногда в коллекторских породах встречается аутигенный ангидрит (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, нижний карбон, месторождение Муханово, Родаевка и др.). Он заполняет межзерновое пространство песчаников и алевролитов отдельными очагами в виде крупных монокристаллов или мелких агрегатов, при этом обломочные зерна кварца нередко несут следы регенерации. Это свидетельствует о более поздней генерации ангидрита по сравнению с кварцем. Поскольку ангидрит в породе присутствует совместно с другими минералами цемента, количественно его влияние оценить трудно, но несомненно, что вторичные образования сульфата кальция снижают пористость и проницаемость пород.

Кроме перечисленных вторичных минералов, составными частями цементов нередко являются аутигенные доломит, гипс, каолинит, гидрослюда, однако их отрицательное влияние на коллекторские свойства менее значительно в связи с относительно небольшим содержанием в породах.

Растворение неустойчивых минералов и удаление продуктов реакции из пород способствуют повышению коллекторских

свойств пород. В песчаниках и алевролитах наиболее распространенные неустойчивые минералы кальцит и ангидрит, слагающие цементирующую часть пород. Следы растворения этих минералов отчетливо видны в шлифах под микроскопом.

Растворению кальцита благоприятствует углекислота, образующаяся в результате разложения органического вещества, восстановления гидроокислов железа, сульфатов железа, сульфатов кальция, а также при растворении карбонатов. Кроме того на растворимость кальцита влияет концентрация водородных ионов (рН). Чем кислее воды, тем выше растворимость кальцита.

В благоприятных геологических условиях кальцитовый цемент в значительной своей части выносится из пород. Например из мезозойских песчаных и алевроитовых пород Прикаспийской впадины при погружении до 2,0—2,5 км выносится до 60 % растворимой в 6 %-ной HCl части, состоящей преимущественно из кальцита. Вследствие выноса кальцита пористость обломочных пород к глубине 2000—2500 м (когда цемент в основном кальцитовый и отсутствует глина) может возрасти до 20—25 %. Например, в Зареченской скважине Г-1 (Прикаспийская впадина) именно за счет выноса кальцита открытая пористость песчаника повысилась до необычных для глубины 2580—2585 м значений — 25,13 %, а проницаемость до $365 \cdot 10^{-15}$ м². В Северном Предкавказье также есть зона, где на глубине более 3000 м пористость обломочных пород повысилась до 20—28 % против 15—22 % на глубине 2200—2500 м.

Необходимо отметить, что растворение приводит к повышению коллекторских свойств только в случае выноса цемента из обломочных пород с жестким каркасом (сгустковый, поровый, пленочный типы цементации). В случае базального кальцитового цемента, когда обломочные зерна не образуют прочного каркаса, растворение кальцита может не дать положительного эффекта. Не наблюдается повышения коллекторских свойств и в случае растворения обломочных зерен под давлением по принципу Рикке, с образованием конформных и инкорпорационных структур.

Исследования последних лет показали, что образование новых и растворение имеющихся минералов в значительной мере зависят от состава флюидов. В случае заполнения порового пространства нефтью, не содержащей воды и химически активных компонентов, процессы растворения неустойчивых минералов и минерального новообразования сильно подавлены или не проявляются вообще, что способствует сохранению первичных коллекторских свойств. Примеров, подтверждающих это положение, можно привести немало по разным регионам. Один из них показан на рис. 124. На кривых распределения видно, что дебиты нефтяных скважин во много раз выше, чем водяных. Это

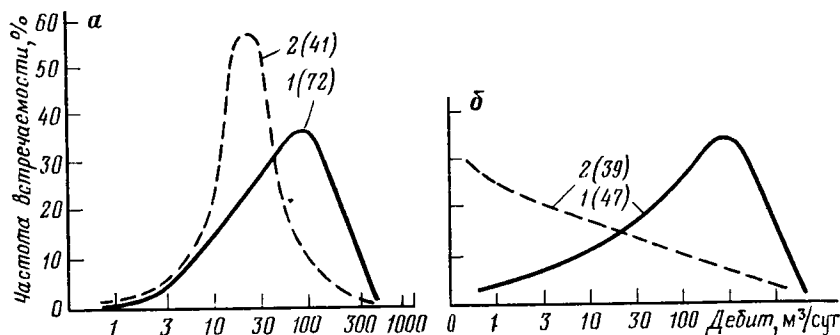


Рис. 124. Кривые распределения дебитов продуктивных скважин на нефть (1) и воду (2) девонских песчаных пород Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (по Б. А. Лебедеву).

Зоны уплотнения: а — слабого и умеренного; б — сильного и очень сильного. В скобках — число использованных результатов испытаний

следствие снижения коллекторских свойств в зонах водяных скважин за счет минеральных новообразований. В зонах нефтяных скважин минеральные новообразования отсутствуют.

В зоне водонефтяного контакта, на путях миграции водонефтяных смесей и в самой ловушке в процессе ее заполнения возможно химическое взаимодействие флюидов. При этом чаще всего происходит окисление нефти, в результате чего образуется углекислота, которая снижает рН воды и повышает ее растворяющую способность по отношению к кварцу, кальциту, доломиту, что способствует повышению коллекторских свойств пород. Наряду с этим в вышеперечисленных зонах могут иметь место процессы минерального новообразования (регенерация зерен кварца, выделение халцедона, кальцита и т. д.). Они происходят вследствие удаления углекислоты из системы (в газовую шапку или атмосферу) и возникающего за счет этого прессыжения пластовой воды отдельными компонентами.

Текстура породы, формируясь в стадии седиментогенеза и изменяясь при диагенезе и катагенезе, существенным образом влияет на коллекторские свойства пород. Наряду с другими факторами она отражается на величине коллекторских параметров и часто предопределяет их анизотропию. Массивные и массивно-слоистые песчаные и алевроитовые породы обладают одинаковыми коллекторскими свойствами во всех направлениях. Тонко- и микрослоистые породы анизотропны. В направлении, перпендикулярном к наслению, они имеют значительно меньшую проницаемость, чем вдоль насления. Отличие может достигать 1 порядка и даже более. Это обстоятельство предопределяет затрудненность вертикальной миграции флюидов, но не

Таблица 33

Оценочная классификация песчано-алевритовых коллекторов нефти и газа с межзерновой пористостью (по А. А. Ханину, 1973 г.)

Класс коллектора	Название породы	Пористость эффективная (полезная емкость), %	Проницаемость по газу, $\text{л} \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$	Проницаемость коллектора
I	Песчаник среднезернистый » мелкозернистый Алеврит крупнозернистый Алеврит мелкозернистый	$\geq 16,5$ ≥ 20 $\geq 23,5$ ≥ 29	≥ 1	Очень высокая
II	Песчаник среднезернистый » мелкозернистый Алеврит крупнозернистый Алеврит мелкозернистый	15—16,5 18—20 21,5—23,5 26,5—29	0,5—1	Высокая
III	Песчаник среднезернистый » мелкозернистый Алеврит крупнозернистый Алеврит мелкозернистый	11—15 14—18 16,8—21,5 20,5—26,5	0,1—0,5	Средняя
IV	Песчаник среднезернистый » мелкозернистый Алеврит крупнозернистый Алеврит мелкозернистый	5,8—11 8—14 10—16,8 12—20,5	0,01—0,1	Пониженная
V	Песчаник среднезернистый » мелкозернистый Алеврит крупнозернистый Алеврит мелкозернистый	0,5—5,8 2—8 3,3—10 3,6—12	0,001—0,01	Низкая
VI	Песчаник среднезернистый » мелкозернистый Алеврит крупнозернистый Алеврит мелкозернистый	0,5 2 3,3 3,6	$< 0,001$	Обычно не имеет промышленного значения

влияет существенно на латеральную. В косослоистых песчаниках влияние текстуры на проницаемость еще более сложное. Вторичные текстуры, возникшие в стадии катагенеза или гипергенеза, при локальном растворении отдельных компонентов пород, как правило, сопровождаются повышением коллекторских свойств пород. Текстуры, образовавшиеся вследствие окварце-

вания или кальцитизации пород отрицательно отражаются на коллекторских параметрах.

Обломочные породы-коллекторы в том или ином стратиграфическом подразделении в областях развития стратисферы встречаются практически повсеместно. При оценке их качества широко используется классификация А. А. Ханина (табл. 33), в основу которой положены полезная емкость, абсолютная проницаемость и литологический состав пород.

По данным различных авторов из обломочных пород-коллекторов добывается более половины углеводородов, однако выявляется тенденция к снижению их роли на глубинах свыше 4,0—4,5 км. По площади промышленно нефтегазоносные обломочные породы-коллекторы распределяются неравномерно. Например, в СССР и США они имеют ведущее значение, на Ближнем Востоке доминируют карбонатные породы-коллекторы. Геологические тела обломочных пород-коллекторов имеют форму пластов, линз, пачек тонкого переслаивания песчаных и глинистых слоев. Они могут формироваться в различных тектонических обстановках и климатических условиях. Наиболее распространенные генетические типы обломочных пород-коллекторов — морские песчаные и алевритовые образования шельфа, эпиконтинентальных морей, дельтовые, речные и эоловые. Их характеристика дана в первом разделе книги.

§ 2. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ

Типы пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов весьма разнообразны по происхождению, размерам и форме. Формирование пустот происходит на всех этапах — при образовании осадка, его преобразовании в породу, на стадии существования породы и ее поверхностном выветривании. При этом каждый этап не только имеет свои особенности и присущие ему процессы, дающие в результате ту или иную структуру пустотного пространства, но эти процессы по разному проявляются в различных по фациальной природе и первичной структуре карбонатных отложениях.

При осаждении тонкозернистого карбонатного материала — хемогенных пелитоморфных и микрозернистых известняков и доломитов, а также биогенных, но состоящих из чрезвычайно мелких органических остатков, например кокколитофорид, образующих в итоге мел и близкие к нему породы, формируются высокопористые (порядка 70—80 %) и относительно равномернопористые пластичные насыщенные водой илы с межзерновой или, при биогенной садке, межраковинной и внутрираковинной пористостью, но размеры пустот не более тысячных долей миллиметра.

При формировании карбонатных осадков, состоящих из форменных элементов, в них образуются внутрискелетные и межформенные пустоты. Их размер определяется размером соответствующих форменных элементов, а их форма и сообщаемость — морфологией и отсортированностью фрагментов. В биогермных породах образуются внутрискелетные и межскелетные пустоты, причем наряду с относительно небольшими пустотами возникают и очень крупные, размерами в метры, пещеровидные пустоты.

Существенные изменения пустотного пространства карбонатных пород происходят на стадиях диа-, ката- и гипергенеза. Важны в этом плане процессы уплотнения и цементации, перекристаллизации, доломитизации, выщелачивания, кальцитизации и сульфатизации, трещинообразования.

Уплотнение карбонатных осадков и пород происходит иначе, чем в терригенных и глинистых. Биогермные и частично целлюлозно-раковинные мелководные образования уже на стадии седиментации формируются как практически твердые осадки. В многочисленных пустотах из морских и иловых вод уже на стадии седиментогенеза и особенно диагенеза выделяется хемогенный кальцит, который сокращает пористость, но одновременно за счет цементации создает жесткий каркас, поэтому породы при дальнейшем погружении практически не уплотняются и сокращения пористости за этот счет не происходит.

Мелководные карбонатные осадки, состоящие из форменных элементов, литифицируются за счет раннедиагенетической цементации очень быстро. Это значительно сокращает пористость, но одновременно и «консервирует» структуру порового пространства, т. е. предохраняет от последующего сокращения пустот за счет уплотнения.

Пелитоморфные и микрозернистые карбонатные илы мелководных обстановок также быстро литифицируются за счет цементации. Вместе с тем они сохраняют способность уплотняться в процессе прогрессивного катагенеза при возрастании давления. Например, в турнейских отложениях южной части Волго-Уральской области, по данным И. В. Безбородовой, в известняках с форменной структурой при погружении с 1600 до 4500 м сокращение пористости происходит в три раза и начинается сказываться лишь с глубины около 3000 м, в то время как в первично микрозернистых известняках оно происходит на всех глубинах и составляет уже пять — пять с половиной раз (рис. 125).

Иначе происходят процессы уплотнения и цементации в глубоководных карбонатных осадках, планктоногенных по своей природе, что установлено по материалам глубоководного бурения. На первой стадии (стадия илов), охватывающей около 10 млн. лет и мощность порядка 200—300 м, пористость умень-

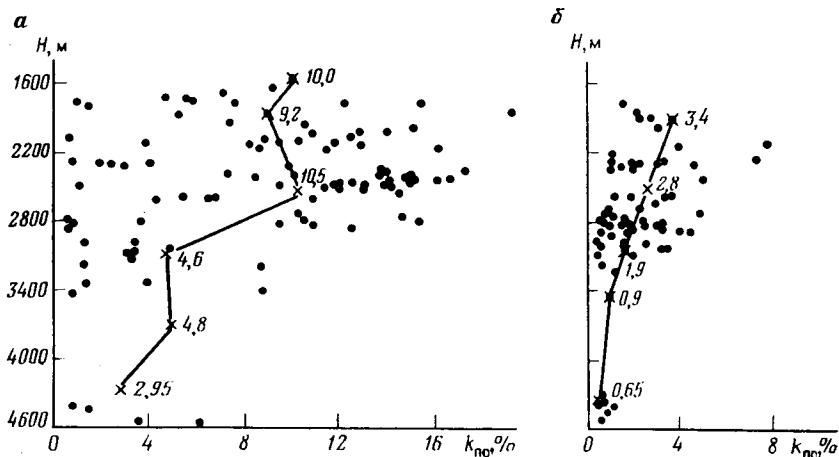


Рис. 125. Зависимость коэффициента открытой пористости разных типов известняков от глубины (по И. В. Безбородовой с дополнениями).

a — известняки с форменными элементами, цементацией порового и контактного типа; *b* — известняки кристаллические с редкими форменными элементами. Цифры у крестиков показывают средние значения $k_{\text{пор}}$

шается в среднем с 80 до 60 % преимущественно за счет гравитационного уплотнения; на следующих стадиях — мела и известняков, охватывающих несколько десятков миллионов лет и заканчивающихся на глубине около 800—825 м от дна океана, происходит дальнейшее снижение пористости с 60 до 40 %, но уже за счет цементации; цементирующий кальцит образуется за счет растворения раковин планктонных фораминифер.

Перекристаллизация — процесс укрупнения размеров кристаллов без изменения их минерального состава, ведет, как правило, к улучшению коллекторских свойств. Например, в нижнекембрийских отложениях южной части Сибирской платформы среднее значение открытой пористости микрозернистых известняков и доломитов равно 4,57 %, микро-тонкозернистых — 7,14 %, а тонкозернистых — 9,35 %. Аналогично изменение и коэффициента проницаемости (рис. 126).

Увеличение открытой пористости при перекристаллизации, видимо, обусловлено двумя причинами. Во-первых, не весь карбонатный материал, образующийся при растворении, затем вновь кристаллизуется. Часть его выносится пластовыми водами, что ведет к общему увеличению пустотности. Во-вторых, при образовании более крупных кристаллов формируются более крупные межкристаллические поры и, соответственно, межпоровые поровые каналы. Это увеличивает взаимосвязь пустот, повышает проницаемость и в целом ведет к улучшению коллекторских свойств породы.

Доломитизация. Теоретически было показано, что при доломитизации должно происходить уменьшение объема, занятого доломитом, по отношению к объему, занятому кальцитом на 12,2 %; на эту величину и должен теоретически возрастать объем пустотного пространства.

Фактические соотношения пористости и степени доломитности для разных районов и различных отложений зависят от структурно-генетического типа первичной породы, времени и химизма процессов доломитообразования.

Первичные седиментационные и седиментационно-диагенетические доломиты однородные, имеют обычно микро- и тонкозернистую структуру, и, как правило, характеризуются низкими значениями пористости и проницаемости. Диагенетическая доломитизация также практически не изменяет коллекторские свойства, поскольку диагенетическое уплотнение ликвидировывает дефицит объема и увеличения пористости не происходит.

При катагенетической метасоматической доломитизации, которая происходит в жесткой, практически не поддающейся дальнейшему уплотнению карбонатной толще, благодаря чему общий объем породы сохраняется, сокращение объема твердой фазы ведет к увеличению пустотного пространства. Механизм процесса доломитизации достаточно сложен. Кальцит вначале растворяется в относительно слабо минерализованных водах, часть карбоната кальция в образовавшемся растворе вступает в обменные реакции, что ведет к формированию доломита и его переходу в твердую фазу, а часть кальция остается в растворе и с ним выносятся.

Таким образом устанавливается влияние на коллекторские свойства не просто доломитности (абсолютного содержания доломита), а именно доломитизации — наложенного процесса, причем наибольшее воздействие оказывает катагенетическая метасоматическая доломитизация. При этом значительной или сплошной катагенной доломитизации подвергаются обычно наиболее проницаемые породы, по которым возможна фильтрация пластовых вод, несущих магний и способных выносить образующиеся в процессе реакции продукты. Это чаще всего породы, состоящие из форменных элементов — органогенно-обломочные, оолитовые и подобные типы известняков.

Выщелачивание. Карбонатные минералы относятся к числу сравнительно легко растворимых соединений, особенно в присутствии в воде углекислоты. Изменение ее содержания в воде, которое определяется температурой, давлением, минерализацией воды, микробиологической деятельностью, процессами окисления органического вещества может достаточно быстро изменять величину pH, поэтому в катагенезе и гипергенезе происходит процесс выщелачивания, которое включает растворение вещества и удаление образовавшихся растворенных продуктов.

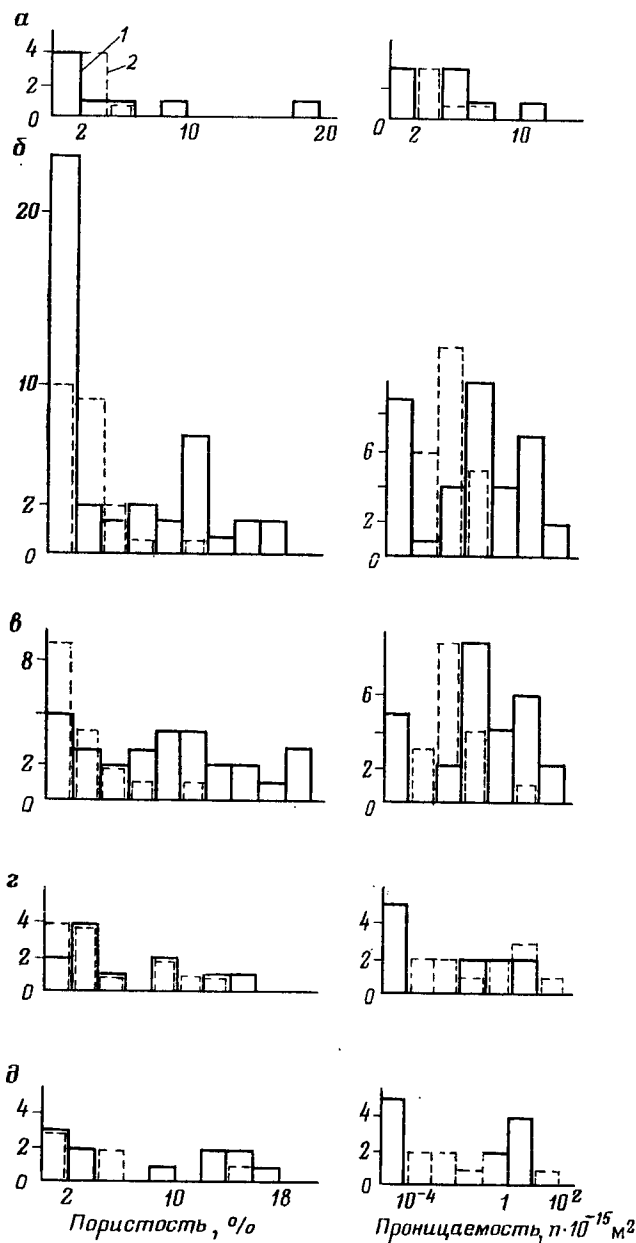


Рис. 126. Распределение открытой пористости и проницаемости в различных структурно-генетических типах пород юрских горизонтов нижнего кемб-

Чрезвычайно важное условие выщелачивания — наличие проницаемых пород и фильтрация по ним, которая обеспечивает приток новых порций воды и вынос образовавшихся растворов. Именно поэтому выщелачиванию в наибольшей степени подвергаются первично пористые и проницаемые, а также трещиноватые породы; пелитоморфные и микрозернистые разности практически не содержат вторичных пустот выщелачивания (исключая выщелачивание по трещинам).

Наличие равномерно рассеянного в породе глинистого, кремнистого и органического материала резко ослабляет процессы выщелачивания. В сульфатных водах более активно растворяется доломит, в гидрокарбонатных — карбонаты кальция, причем арагонит растворяется легче, чем кальцит. Последним можно объяснить частое выщелачивание раковин, сложенных первоначально арагонитом, появление «отрицательнооолитовых» структур, т. е. структур, обусловленных выщелачиванием оолитов при сохранении цементирующей массы.

В итоге ката- и гипергенетического выщелачивания формируются пустоты разной формы и различного размера: от долей миллиметров до грандиозных пещер с поперечником до десятков метров и протяженностью на многие десятки километров. Общие особенности пустотного пространства, образовавшегося при выщелачивании, следующие:

неравномерность пустот по величине и форме;

сравнительно большие размеры и ширина каналов и отверстий — они образуются при достаточно интенсивной фильтрации вод и проницаемость их поэтому достаточно высокая;

неравномерность распределения пустотного пространства: первично пористые и проницаемые участки породы или пласты в комплексе отложений становятся еще более пористыми и проницаемыми, в то время как в смежных слабопроницаемых участках, в условиях меньшей подвижности воды карбонаты могут даже осаждаться. Все это ведет к увеличению анизотропии отложений по их коллекторским свойствам;

связь с литолого-фациальным составом отложений, приуроченность к биоморфным, органогенно-обломочным и другим

рия Вилуйско-Джербинской и Верхневилуйчанской площадей (Восточная Сибирь).

Известняки и доломиты: a — микрозернистые ($k_{п\text{ ср}} = 4,57$, $k_{п\text{ min}} = 0,07$, $k_{п\text{ max}} = 19,6$; $k_{п\text{ ср}} = 0,896$, $k_{п\text{ min}} = 0$, $k_{п\text{ max}} = 6$, -2); b — микротонкозернистые ($k_{п\text{ ср}} = 7,14$, $k_{п\text{ min}} = 0$, $k_{п\text{ max}} = 19,9$; $k_{п\text{ ср}} = 1,72$, $k_{п\text{ min}} = 0$, $k_{п\text{ max}} = 18,3$); c — тонкозернистые ($k_{п\text{ ср}} = 9,35$, $k_{п\text{ min}} = 1,9$, $k_{п\text{ max}} = 20,0$; $k_{п\text{ ср}} = 2,29$, $k_{п\text{ min}} = 0$, $k_{п\text{ max}} = 16,7$); z — разнотонкозернистые ($k_{п\text{ ср}} = 6,73$, $k_{п\text{ min}} = 1,5$, $k_{п\text{ max}} = 14,1$; $k_{п\text{ ср}} = 2,81$, $k_{п\text{ min}} = 0$, $k_{п\text{ max}} = 16,8$); d — органогенные ($k_{п\text{ ср}} = 8,2$, $k_{п\text{ min}} = 0,8$; $k_{п\text{ max}} = 1,65$; $k_{п\text{ ср}} = 1,34$, $k_{п\text{ min}} = 0$, $k_{п\text{ max}} = 5,0$). I — значение пористости и проницаемости, определенные стандартными методами; 2 — то же, по методу ртутной порометрии

видам первично проницаемых пород, а также зонам трещино- и стилолитобразования.

Кальцитизация и сульфатизация. Кальцитизация начинается уже в диагенезе и прежде всего связана с инверсией арагонита в кальцит; при этом объем кальцита на 9 % превосходит объем арагонита, т. е. этот процесс ведет к сокращению пустотного пространства. Диагенетическая кальцитизация из иловых вод ведет к литификации, что также уменьшает пористость. Достаточно крупные кристаллы кальцита образуются в катагенезе из пластовых вод в порах, кавернах, трещинах либо сокращая их объем, либо изолируя их друг от друга, либо полностью выполняя эти пустоты.

Катагенетические выделения сульфатов весьма разнообразны. Это, например, один из продуктов метасоматической доломитизации. Возможно выпадение сульфатов из пластовых вод при изменении термобарических условий и солевого состава этих вод. Нередко сульфаты кальция вносятся в проницаемые карбонатные породы из вышележащих соленосных толщ. При этом иногда отмечается даже выпадение галита, т. е. засолонение карбонатных пород. Отмечено образование сульфатов в приконтурной части нефтяной залежи за счет микробиологического окисления серы в зоне водонефтяного контакта. Во всех случаях сульфаты прорастают карбонатную массу породы или чаще развиваются в межформенных порах, кавернах и трещинах, частично или полностью заполняя их, и тем самым снижают коллекторские свойства пород.

Рассмотренные выше материалы показывают разнообразие процессов, ведущих к образованию и преобразованию пустотного пространства карбонатных пород, причем формирование пустот с той или иной интенсивностью при ведущей роли тех или иных процессов происходит на разных стадиях литогенеза—начиная с седиментогенеза и кончая гипергенезом. В связи с этим пустоты в карбонатных породах подразделяются на первичные, сформированные на стадиях седиментогенеза и диагенеза, и вторичные, образование которых связано с этапами ката- и гипергенеза. Последние в свою очередь делятся на унаследованные и новообразованные. Первые образуются за счет переработки первично существующих пустот путем увеличения и изменения формы при выщелачивании, доломитизации, литогенетической трещиноватости, либо путем их сокращения в результате уплотнения, кальцитизации, сульфатизации и т. д. Вторые развиваются в породах без видимой связи с первичной пористостью и определяются, главным образом, тектонической трещиноватостью и обусловленным ею выщелачиванием (рис. 127).

Устанавливается весьма отчетливая связь коллекторских свойств, как по абсолютным значениям характеризующих их

Время образования			Примеры пустот
Первичные: седиментационно-диагенетические			Внутрискелетные, межформенные, межкаркасные, межскелетные, рифовых пещер, диагенетической доломитизации, литогенетических трещин (наслоения, усыхания)
Вторичные: ката- и гипергенетические	Унаследованные (образуются за счет переработки первичных пустот)	Остаточные — объем первичных пустот сокращен за счет кальцитизации, сульфатизации и т.д. (редуцированные)	Внутрискелетные, межскелетные, межформенные, рифовых пещер, литогенетических трещин и т.д.
		Выщелачивания	Каверновые (внутриформенные, межформенные, карстовые), стилолитовые
	Разработанные за счет:	Перекристаллизации	Межкристаллические
		Доломитизации	Контракции, растворения при доломитизации
		Тектонической трещиноватости	Трещинные по первичным литогенетическим трещинам, в том числе напластования
	Новообразованные		Тектонических трещин, выщелачивания по трещинам, стилолитовые, карстовые по зонам тектонического дробления (?), перекристаллизации и доломитизации: межкристаллические, контракции, растворения (?)

Рис. 127. Схема подразделения пустот карбонатных отложений по времени их образования.

параметров, так по структуре и морфологии порового пространства с литологическими особенностями пород, с их структурно-генетическими типами, фациальными условиями образования осадков. Наиболее благоприятными коллекторскими свойствами обладают биоморфные, органогенно-детритовые и обломочные слабо сцементированные известняки. Они характеризуются проницаемостью более $100 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, высокими значениями открытой пористости (20—30 %) и низким содержанием остаточной воды (10—15 %). Последняя занимает небольшой объем порового пространства, поэтому эффективная пористость близка к открытой и имеет столь же высокие значения. Микрозернистые и пелитоморфные хемогенные известняки и доломиты, напротив, характеризуются высоким содержанием остаточной воды (в основном более 35 %, а часто 50—70 % и более) и низкой величиной проницаемости ($< 50 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а чаще $< 1 \cdot 10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). Весьма значительная остаточная водонасыщенность даже при наличии встречающихся высоких значений открытой пористости (15—20 %) определяет низкую эффективную пористость (до 5—7 %).

В целом карбонатные породы с первичной и унаследованной вторичной пористостью и кавернозностью представляют собой каверново-поровый тип коллектора с высокими емкостными и фильтрационными свойствами и низким содержанием остаточ-

Таблица 34

Оценочно-генетическая классификация карбонатных коллекторов (по К. И.

Группа	Класс	Абсолютная газопроницаемость, 10^{-15} м^2	Остаточная водонасыщенность, %	Коэффициент газонасыщенности	Пористость открытая, %	Относительная газопроницаемость
А	I	1000—500	5—10	0,95—0,9	20—35	1—0,9
	II	500—300	10—20	0,9—0,8	16—30	0,95—0,9
Б	III	300—100	12—22	0,88—0,78	15—28	0,95—0,8
	IV	100—50	16—30	0,84—0,7	12—25	0,9—0,65
	V	50—10	20—38	0,8—0,62	12—25	0,75—0,5
В	VI	10—1 300—1	35—55 —	Матрицы 0,65—0,45 Трещины ~ 1	8—20 0,1—4	0,55—0,3
	VII	1—0,1 300—1	60—65 —	Матрицы 0,4—0,15 ~ 1	2—15 0,1—4	$\geq 0,2$

ной воды. Породы же с вторичной новообразованной пустотностью за счет трещин и развивающихся по ним каверн представляют каверново-трещинный тип коллектора, где емкость матрицы невелика, а полезная емкость складывается из емкости каверн и трещин. Коэффициент нефтегазонасыщенности последних близок к единице, так как в силу их значительной раскрытости остаточная вода практически не сохраняется. Фильтрационные

Багринцевой, с сокращениями, 1977 г.)

Тип коллектора	Характеристика породы		
	Состав	Текстура и структура	Генезис
Каверново-поровый и поровый	Известняки, доломиты и все, переходные разности	Биоморфные, органо-генно-детритовые и комковатые породы; слабо сцементированные (цемента до 10 %), поры седиментационные, увеличенные выщелачиванием до каверн	Органогенные и обломочные
Поровый			
Поровый		Органогенно-детритовые, слабо перекристаллизованные, сцементированные (цемент 10—20 %) тонко-, мелко- и среднезернистые; поры седиментационные и реликтовые	Органогенные, обломочные, хемогенные (измененные в диагенезе и катагенезе)
Поровый			
Поровый и трещинно-поровый		Сгустково-органогенно-детритовые, плотно сцементированные, перекристаллизованные породы; микро-, тонкозернистые, пустоты реликтово-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации	Органогенные, обломочные, биохемогенные, хемогенные
Поровый, трещинно-поровый, порово-трещинный и трещинный		Микрозернистые, сгустковые и сгустково-детритовые, сильно перекристаллизованные породы с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания, возможно реликтово-седиментационные	Хемогенные, биохемогенные, органо-генные
Преимущественно трещинный			

свойства таких коллекторов определяются практически только трещинами и могут изменяться в широких пределах.

Учитывая выявленные соотношения между отдельными параметрами, характеризующими коллекторские свойства (проницаемость, пористость, остаточная водонасыщенность) и их зависимости от состава, структуры и происхождения карбонатных пород, К. И. Багринцева предложила вариант оценочно-генети-

ческой классификации карбонатных коллекторов (табл. 34), где различие емкостных и фильтрационных свойств увязано с литогенетическими типами пород, их текстурно-структурными особенностями и условиями формирования пустотного пространства.

§ 3. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ

Глинистые породы в практике поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений известны в основном как флюидоупоры. Вследствие значительных вариаций литологического состава и строения глинистые породы выделяются довольно широким спектром коллекторских свойств. Молодые кайнозойские и даже мезозойские породы, залегающие на небольших глубинах, имеют высокую (до 40—50 %) пористость и обладают, хотя и небольшой, проницаемостью. Например глины нижнемелового возраста в Южно-Эмбенской нефтеносной области на глубинах до 500 м имеют открытую пористость 30—35 % и абсолютную проницаемость до $3 \cdot 10^{-15}$ м². С увеличением глубины залегания пористость и проницаемость существенно понижаются и породы, как коллекторы, интереса уже не представляют. В других регионах, где распространены более древние палеозойские отложения, глинистые породы, вследствие существенных вторичных превращений, не представляют интереса как коллекторы уже близ поверхности. В областях альпийского тектогенеза (Карпаты, Кавказ), где проявился стресс, даже молодые глинистые отложения сильно уплотнены и вследствие этого обладают очень низкими коллекторскими свойствами.

Несмотря на общие закономерности эволюции горных пород (с начала зарождения до настоящего времени), проявляющиеся в частности в снижении коллекторских свойств, имеются реальные глинистые породы, коллекторы нефти и газа. Они известны в СССР, США, Центральной Африке и других регионах. Характерная особенность глинистых отложений, из которых добывается промышленная нефть, — большие мощности — 50—450 м и даже больше, хотя в ряде случаев встречаются и менее 50 м. Дебиты также меняются в широких пределах — от долей тонны до 300 т/сут на Салымском месторождении в Западной Сибири и до 400 м³/сут на Санта-Мария-Велли в Калифорнии. В США глинистые породы-коллекторы обычно называют нефтеносными (или газоносными) сланцами. Состав их не такой, как у типичных глинистых пород. Нередко глинистые минералы в сумме с пелитовой частью составляют менее 50 %, остальное приходится на кремнезем, органическое вещество, кальцит, доломит и некоторые другие компоненты. Кроме того, в качестве коллекторов встречаются и аргиллиты.

В Советском Союзе глинистые породы-коллекторы часто относят к доманикитам, которые широко распространены. Они известны в менилитовой серии Восточных Карпат, в верхнем эоцене Северного Кавказа, в девоне Тимано-Печорской провинции. Доманикиты — это комплекс пород, представляющий чередование низкопористых алевритовых и песчаных пород с аргиллитами, нередко кремнистыми, известковистыми с повышенным содержанием органического вещества, с серой, темно-серой, черной окраской, нередко с зеленоватым или буроватым оттенком.

Большое практическое значение имеют породы баженовской свиты (волжско-берриасского возраста) в Западной Сибири, из которых получают промышленную нефть. Собираательно породы этой свиты называют баженовскими глинами, хотя на самом деле это достаточно большой набор пород сложного многокомпонентного состава. Здесь выделяются аргиллиты, сапропелево-кремнисто-глинистые породы, глинисто-сапропелево-кремнистые породы, а также встречаются прослои известняка — ракушняка, доломита и мелкой брекчии. По данным Б. А. Лебедева и С. Г. Краснова, средний компонентный состав баженовской свиты следующий, %:

Глинистая фракция	29,5
Аутигенный кремнезем	29,5
Органическое вещество	22,5
Алевритовая фракция	5
Доломит	7,5
Кальцит	3,5
Пирит	2,5

В целом, состав пород имеет большое сходство с нефтеносными глинистыми сланцами США. Открытая пористость пород изменяется в пределах 3—15 %, а проницаемость достигает $1 \cdot 10^{-13}$ м². По данным О. Г. Зарипова и И. И. Нестерова, коллекторы относятся к сложным порово-трещинному и каверново-трещинному типам. Растрескиванию пород способствует присутствие значительных количеств кремнезема, из-за чего породы обладают высокой хрупкостью. Существует мнение, что трещиноватость в баженовских породах возникла в результате естественного гидроразрыва, под действием аномально высокого пластового давления, превышающего гидростатическое давление в 1,5—2 раза (по данным Ф. Г. Гулари).

Глинистые породы-коллекторы известны в подсолевых палеозойских отложениях востока Прикаспийской впадины на глубинах свыше 4 км. Коллекторы относятся к сложному порово-трещинному типу. Открытая пористость пород составляет 7—12 %, а проницаемость до $1 \cdot 10^{-15}$ м². Глинистые породы-коллекторы на небольших глубинах с точки зрения нефтегазоносности практического интереса не представляют, поскольку над ними почти всегда отсутствуют породы-флюидоупоры. На уме-

ренных и больших глубинах (>3 км) глинистые породы могут быть коллекторами. Их пористость в значительной части первична, а проницаемость почти всегда вторична. Она обязана литологической и тектонической трещиноватости, сформировавшейся после того, как породы достаточно уплотнились, их пластичность существенно понизилась (до 2 и менее).

К моменту погружения глинистых пород на умеренные и большие глубины, а также формирования вторичного порового пространства и путей миграции, нефтепроизводящий потенциал пород бывает уже в значительной мере израсходован, а залежи углеводородов сформированы. В связи с этим образование залежей в глинистых коллекторах, по-видимому, происходит в результате перераспределения углеводородов, а в ряде случаев и за счет высокого собственного потенциала, как это имеет место в высокобитуминозных, богатых органическим веществом баженовских отложениях Западной Сибири. Таким образом, позднее время формирования удовлетворительных коллекторских свойств при погружении глин на умеренные и большие глубины — одна из причин редкой встречаемости промышленных залежей углеводородов в этих породах.

Качество глинистых пород-коллекторов с течением времени может существенно понизиться вследствие смыкания трещин или заполнения их минеральными новообразованиями. Благоприятствуют сохранению коллекторских свойств в этих породах наличие в трещинном пространстве углеводородов и обстановка аномально высоких пластовых давлений.

§ 4. МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАК ВОЗМОЖНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА

Среди горных пород, возможных коллекторов нефти и газа, особое положение занимают магматические и метаморфические, а также их кора выветривания. Магматические и метаморфические горные породы слагают большую часть земной коры. Обладая в большинстве случаев незначительной пористостью (до 1—3 %), как возможные коллекторы, они обычно не вызывают большого интереса у специалистов. Наряду с этим известны случаи, когда залежи нефти и газа приурочены именно к этим породам. Залежи углеводородов известны в кварцевых диоритах, серпентинитах, базальтах, андезитах, трахитах, вулканических туфах и других породах. Примечательно, что по соседству со скоплениями углеводородов в магматических и метаморфических породах присутствуют залежи и в осадочных. Так на крупных месторождениях Мара и Ла-Пас (Маракайбская провинция, Венесуэла), где нефтеносны меловые известняки, богаты нефтью подстилающие их метаморфические и магматические по-

роды фундамента. Начальные дебиты скважин составляли до 400 т/сут. Упомянутые магматические и метаморфические породы-коллекторы относятся к трещинному типу, при этом их пористость не превышает 3 %. В США (Техас, месторождения Тралл, Литтон-Спрингс), на Кубе (месторождения Мотембо, Кристалес, Бакурао) нефтеносны серпентиниты. Дебиты скважин обычно невелики — до 5—10 т/сут, хотя известны случаи, когда начальные дебиты составляли сотни тонн в сутки. В Мексике известно месторождение Топила, приуроченное к туфам.

В СССР с эффузивными породами-коллекторами связаны ряд месторождений нефти и газа. В Азербайджане, например, известно нефтегазовое месторождение Мурадханлы. Коллекторы — меловые эффузивные образования среднего и основного состава (андезиты, базальты и их гипабиссальные аналоги — андезитовые и базальтовые порфириты). Поровое пространство, по данным С. В. Клубова, преимущественно вторичного генезиса — трещины и каверны, причем последние имеют размер от нескольких микрометров до целых сантиметров. Проницаемость пород невелика — до $2 \cdot 10^{-15}$ м²; пористость (открытая) колеблется в широких пределах от единиц до 30 %. Эффузивные породы-коллекторы известны в Восточной Сибири и среди девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. В последнем случае, по данным В. М. Бортницкой с соавторами (1977 г.), породы-коллекторы представлены эффузивами основного и ультраосновного состава с трещинной, каверново-трещинной и трещинно-поровой пустотностью. Породы обладают относительно высокой открытой пористостью — до 14,8 %, и, благодаря трещиноватости, значительной проницаемостью.

Обращает на себя внимание приуроченность пород-коллекторов к эффузивным образованиям основного и среднего состава. Это обстоятельство связано не с различием минерального состава и свойств основных и кислых пород, а с их распространенностью. Известно, что соотношение площадей распространения липаритов и андезитобазальтов составляет не более 1 : 10. Коллекторские свойства эффузивов в основном определяются вторичными процессами — растрескиванием пород, растворением и выносом неустойчивых компонентов, выветриванием на поверхности и в приповерхностных условиях.

Кроме эффузивных пород-коллекторов, формирование которых происходило при излиянии магматического расплава на поверхность, известны вулканогенные и вулканогенно-осадочные, возникшие при массовом накоплении вулканического пепла. Такие породы-коллекторы установлены в ряде районов Японии — Нисияма, Ямагата, Акита. Они представлены туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевритами, агломератовыми туфами. В отличие от ранее описанных пород магматического генезиса, последние нередко относятся к поровому типу, а их

пористость может достигать 35—40 %. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы-коллекторы обычно представляют собой сложный порово-трещинный тип.

Породы-коллекторы, связанные с пепловыми вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями известны в Аргентине. К ним приурочены нефтяные и газовые залежи в палеогеновых отложениях впадины Мендоса. В США в штате Невада из кайнозойских вулканогенно-осадочных пород получены промышленные притоки нефти. В СССР из вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород Грузии (Самгори — Патардзули), Восточной Сибири (Неджелинская площадь) и других районах получены промышленные притоки нефти и газа из смешанных (сложных) каверново-трещинных и порово-трещинных коллекторов. По данным А. Н. Дмитриевского и Н. Н. Томиловой, вулканогенные (туфовые) породы в Виллюйской синеклизе претерпели существенные вторичные изменения, вызвавшиеся в монтмориллонитизации, каолинизации, гидрослюдазации, цеолитизации и карбонатизации. Эти изменения существенно снизили коллекторские свойства пород, а в ряде случаев цеолитизированные туфы превратились во флюидоупоры.

Исследования туфов и вулканогенно-осадочных пород показали, что наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают образования, состоящие из частиц преимущественно псефитовой и псаммитовой размерности с минимальным содержанием цемента. Хуже качество коллекторов, состоящих из частиц алевроитовой размерности. При сходстве петрографического состава и структуры пород наблюдается довольно четкая зависимость проницаемости от открытой пористости. Вместе с тем в породах с большим содержанием пелитового материала (>50 %) даже при высокой пористости проницаемость практически отсутствует, а водонасыщенность может достигать 90—100 %. Таким образом, в туфах и вулканогенно-осадочных породах имеют место те же зависимости коллекторских свойств от структуры пород, что и в обломочных.

Несмотря на малую в целом распространенность месторождений углеводородов в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах, в отдельных регионах коллекторы, связанные с этими отложениями, составляют заметную долю от общего количества (табл. 35).

Определенный интерес представляет кора выветривания магматических и метаморфических пород. Составляющие ее породы в ряде случаев обладают достаточно высокими коллекторскими свойствами, благодаря чему с ними бывают связаны месторождения нефти и газа. В Ливии, например, известно крупное месторождение нефти и газа Аугила, приуроченное к выступу гранитного массива. Коллектора здесь — рифовые известняки, залегающие на глубине около 2600 м, и базальные песчаники

Таблица 35

Распределение регионально-продуктивных горизонтов по глубинам в Тихоокеанском подвижном поясе и его обрамлении (по Н. А. Еременко, Л. И. Красному и др., 1978 г., с сокращениями)

Глубина, м	Тип пород	
	Вулканогенно-осадочные	Вулканогенные и трещинные метаморфические
500—1000	—	2
1000—2000	5	3
2000—3000	1	1
3000—4000	5	—
>4000	1	—

Примечание. Доля вулканогенно-осадочных коллекторов — 5,2 %; вулканогенных и трещинных метаморфических — 1,7 %.

верхнего мела, перекрывающие местами кору выветривания гранитов. Кора выветривания, выветрелые трещиноватые гранито-гнейсы и частично граниты докембрийского фундамента также коллектора, при этом их мощность составляет до 170 м. В США на месторождении Панхендл вместе с известняками, доломитами и аркозовыми песчаниками коллекторами является и подстилающая их кора выветривания гранитного выступа.

В Западной Сибири Волго-Уральской нефтеносной области и других регионах страны также встречается кора выветривания и с ней бывают связаны залежи нефти и газа. Например в силикатной коре выветривания в Шаимском районе Тюменской области обнаружены залежи на Даниловской и Убинской площадях. В Томской области имеются нефтегазовые месторождения Калиновая, Западно-Останкинская, коллекторы которых представляют кору выветривания карбонатных пород. Характерная особенность кор выветривания — резко меняющиеся значения коллекторских параметров. Например, в Шаимском районе (по Е. Г. Журавлеву с соавторами) открытая пористость коры выветривания варьирует от 1—3 до 25—30 %, а проницаемость, как правило, не превышает $10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, хотя в отдельных пунктах известны случаи, когда она достигает $50 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Все это предопределяет резкую дифференциацию продуктивности скважин, даже расположенных поблизости друг от друга — от 80—100 т/сут до практически сухих.

Коллекторы, приуроченные к силикатным корам выветривания, чаще всего относятся к трещинно-поровому и поровому типам, а развитые в карбонатных корках выветривания — к каверново-трещинным. Вследствие низкого качества пород-коллекто-

Таблица 36

Коллекторские свойства коры выветривания различных типов пород кристаллического фундамента Татарского свода (по Т. А. Лапинской, Е. Г. Журавлеву)

Зоны коры выветривания	Биотитовые и высокоглиноземистые плагиогнейсы, плагиограниты			Амфиболовые плагиогнейсы, чарнокиты, гранодиориты			Габбро-нориты, основные кристаллические сланцы, амфиболиты		
	$k_{п}^{\circ}$ %	$k_{оп}^{\circ}$ %	$k_{пр}, n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$	$k_{п}^{\circ}$ %	$k_{оп}^{\circ}$ %	$k_{пр}, n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$	$k_{п}^{\circ}$ %	$k_{оп}^{\circ}$ %	$k_{пр}, n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$
III	12,1	8,9	2,6	—	9,5	0,3	11,2	9,2	0,01
	4	69	7		16	2	5	4	2
II	9,4	8,8	1,1	8,5	7,6	0,23	5,6	4,8	0,02
	2	9	4	2	2	3	2	2	2
I	6,1	5	0,02	5,6	5,1	0,05	—	7,6	0,23
	7	28	6	2	10	3		7	2

Примечание: в числителе среднее значение параметра; в знаменателе — число образцов

ров коры выветривания в большинстве случаев они относятся к классу V (по оценочной классификации А. А. Ханина).

Исследования коры выветривания архейско-протерозойского кристаллического фундамента, выполненные в Волго-Уральской нефтегазоносной области, в пределах Татарского свода показали, что на глубинах 1500—4000 м породы представляют определенный интерес с точки зрения коллекторских свойств (табл. 36). По мере повышения степени выветривания пород их коллекторские свойства повышаются. Зона I самая нижняя, соответствует начальной стадии выветривания; зона II — зона выщелачивания, тонкозернистые гипергенные образования (в основном гидрослюды) здесь слагают более 50 % пород. Зона III (верхняя) — зона развития конечных продуктов разложения. Гипергенные образования (в основном каолинит) составляют основную массу пород.

Насыщение пород полимеризующимися красителями показало, что поровое пространство определяется в основном наличием тонких трещин, разделяющих зерна породообразующих минералов в зоне дезинтеграции. Жидкая нефть была обнаружена в элювии фундамента, вскрытом скважинами Шугуровская-5, Кабык-Куперская-2 и др.

Изложенное выше показывает, что магматические, метаморфические породы и коры их выветривания могут содержать промышленные скопления углеводородов. Вместе с этим надо отметить, что в настоящее время реальное значение этих пород в мировой добыче нефти и газа очень мало и едва ли превышает 1 %. Описываемые породы в большинстве случаев представляют собой сложные коллекторы порово-трещинного и карверно-трещинного типов, реже порового (туфы, кора выветривания). Трещинная пористость магматических и метаморфических пород составляет преимущественно единицы процентов, проницаемость же их может быть достаточно высокой ($1 \cdot 10^{-12}$ — $1 \cdot 10^{-15}$ м²). Несмотря на низкие в целом коллекторские свойства магматических, метаморфических пород и их кор выветривания, все эти образования, в случае большой мощности нефтегазонасыщенной части, могут представлять большой практический интерес. При малой мощности нефтегазоносных геологических тел месторождения довольно быстро истощаются.

§ 5. КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Как известно, на малых и умеренных глубинах залежи нефти и газа в значительной мере уже разведаны даже в труднодоступных районах. В связи с этим интенсивно проводятся разведка и освоение недр на глубинах свыше 4—4,5 км. Скважины глубиной более 4 км называют глубокими, более 6 км — сверхглубокими. Успешное проведение работ и получение положительного результата при поисках нефти и газа в таких условиях в значительной степени предопределяются знанием и умением прогнозировать коллекторские свойства пород.

К настоящему времени с научными и практическими целями пробурено около тридцати тысяч глубоких скважин. Многие из них дают промышленную продукцию — нефть, газ, газоконденсат с глубины до 6—7 км. Максимальная глубина, с которой получены промышленные притоки газа, составляет около 8000 м (США, Техас, скв. Рос Ледбеттер-1). Дебиты скважин с больших глубин достигают значительных величин. Например, в районе оз. Маракайбо (Венесуэла) с глубины 5644 м получена нефть в количестве 700 т/сут. В Азербайджане, на площади Булла-море с глубины 6208 м получен фонтан около 1 млн. м³ газа и 400 м³ конденсата в сутки.

В СССР наиболее глубокие продуктивные скважины пробурены в Азербайджане, Западном Казахстане (Прикаспийская впадина), на Северном Кавказе и на Украине. Первая сверхглубокая скважина в СССР — Аралсорская СГ-1, глубиной

6806 м, пробурена в 1968 году в Прикаспийской впадине по рекомендации ученых Московского института нефтехимической и газовой промышленности. В последующем были пробурены еще многие сверхглубокие скважины, среди которых своей глубиной выделяются скважины им. Бейдена-1 — 9159 м и Берта Роджерс-1 — 9586 м, обе в штате Техас, США. В Советском Союзе в бурении находится скважина Кольская СГ-3, забой которой перешел глубину 12 км.

Стоимость проводки глубоких, а тем более сверхглубоких скважин весьма высока. Например, средняя стоимость каждой из 604 глубоких скважин, пробуренных в 1978 г. в США, составила 2,577 млн. долл. В штатах Аляска, Вайоминг (США) бурение поисковой скважины глубиной 6—7 км обходится в 8—9 млн. долл. Для повышения эффективности работ необходима высокая степень геологического обоснования перспектив территории и места заложения скважины. Одна из главных предпосылок для выбора места поисков залежей нефти и газа — знание коллекторских и экранирующих свойств пород.

Известно, что по мере увеличения глубины залегания осадочных горных пород изменяются их строение и физические (в том числе коллекторские) свойства. Изменение строения и коллекторских свойств пород с глубиной в различных регионах происходит неодинаково. Это определяется историей геологического развития, термобарическими и геохимическими условиями. Вместе с тем многочисленные исследования советских и зарубежных ученых и специалистов позволили установить общую закономерность, заключающуюся в том, что мере увеличения глубины залегания пород их пористость и проницаемость постепенно понижаются, а плотность и хрупкость возрастают.

В геологическом разрезе мощных осадочных толщ, не испытывавших существенных восходящих движений, не претерпевших перерывов в осадконакоплении или размыва части осадочных толщ, снижение коллекторских свойств пород с глубиной происходит более или менее постепенно (см. рис. 123). Вместе с тем имеется немало аномалий, например, алевролиты из Аралсорской скважины СГ-1 с глубины 4132—4136 м имеют открытую пористость 9,7 %, проницаемость $40 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, туфогенные песчаники из скважины Медведовская-2 (Северный Кавказ) обладают проницаемостью $280 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В Азербайджане, на площади Зыря-Море открытая пористость песчаников с глубины 4688—4690 м 19,4 %, проницаемость $147 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. На площади Булла-Море с глубины более 6000 м были подняты образцы песчаников с открытой пористостью 12—15 %.

Высокие коллекторские параметры установлены и в карбонатных породах. Например, в Прикаспийской впадине на площади Карачаганак открытая пористость известняков, извлеченных из глубины 4500—5400 м достигает 23 %, а проницаемость

$140 \cdot 10^{-15}$ м². Подобные примеры широко известны и в других регионах. Они свидетельствуют о наличии на больших глубинах коллекторов большой емкости, способных вмещать значительные количества углеводородов.

Изучение керна из глубоких скважин и экспериментальные исследования образцов горных пород в напряженных термобарических условиях позволили установить два возможных варианта существования высоких коллекторских свойств пород на больших глубинах: сохранение или незначительное снижение первичных свойств; возникновение в породах вторичного порового пространства и путей миграции. Сохранение или незначительное изменение первоначальных коллекторских свойств пород помимо внешних факторов предопределяется: литолого-геологическими свойствами пласта; химическими свойствами флюидов; механическими влияниями флюидов.

Литолого-геологические свойства пласта-коллектора, включающие отсортированность и размер обломочных зерен, особенности структуры обломочных пород, наличие межформенной или внутриформенной пористости в известняках, наличие крупных гипергенных каверн и полостей в карбонатных породах, однородность и большую толщину пластов-коллекторов, благоприятствующие сохранению первичных коллекторских свойств, обычно формируются в стадии седиментогенеза, иногда позже. Среди терригенных, преимущественно песчаных и алевритовых пород, более всего предрасположены к сохранению первичных коллекторских свойств крупно- и среднезернистые разности песчаников без цемента или с низким его содержанием. В этих породах поры имеют более крупный размер, благодаря чему в процессе механического уплотнения и образования структур растворения (конформенных, инкорпорационных) величина пор хотя и уменьшается, но они остаются открытыми и способными к фильтрации. В мелкозернистых разностях, особенно алевролитах, вследствие отмеченных процессов открытые поры исчезают на значительно меньших глубинах. В породах с однородными по размеру обломочными зернами первичная пористость лучше сохраняется, чем в разнотернистых.

Крупные межформенные и внутриформенные поры, каверны и полости в карбонатных породах — известняках и доломитах на больших глубинах сохраняются больше, чем мелкое пустотное пространство.

Толщина пластов также отражается на сохранении коллекторских свойств пород. Как известно, при погружении глинистые породы уплотняются быстрее, чем песчаные и алевритовые. Из-за этого пластовое давление в глинах становится более высоким, чем в обломочных породах. В результате перепада давлений свободная вода из глин поступает в песчаные и алевритовые породы. Если геохимические условия в контактирую-

ших породах различны, то между флюидами может произойти химическое взаимодействие с образованием солей в поровом пространстве обломочных пород. Со временем это приводит к заполнению пор вторичными продуктами и потере проницаемости в приконтактных зонах пласта-коллектора (в кровле и подошве) большой мощности. Вследствие этого пласт изолируется от поступления флюидов сверху и снизу и сохраняется как коллектор. В пласте небольшой мощности (первые метры) вторичные продукты могут заполнить поровое пространство полностью от кровли до подошвы и, таким образом, снизить качество пород-коллекторов до категории непромышленных.

Наличие в поровом пространстве нефти, не содержащей воды и других химически активных компонентов, способствует сохранению коллекторских свойств породы. Это предопределяется тем, что исключается аутигенное минералообразование, а находящиеся под высоким давлением углеводороды препятствуют механическому уплотнению пород. Вместе с тем надо отметить, что в процессе миграции и формирования залежей, а также в зоне водонефтяного контакта нефть и минерализованная вода соприкасаясь, взаимодействуют между собой, что вызывает различные последствия, например в результате окисления нефти образуется углекислота; снижается рН воды и повышается растворяющая способность воды по отношению к главным породообразующим минералам: кварц, кальцит, доломит и др. Эти процессы способствуют сохранению и улучшению коллекторских свойств пород. Вместе с тем удаление углекислоты из таких систем может вызывать выделение карбонатов и кремнезема в твердую фазу и снижение коллекторских свойств пород.

Исходя из этих представлений можно ожидать, что на путях миграции водонефтяных систем и в самой ловушке в процессе ее заполнения возможно повышение коллекторских свойств пород. Примеры, подтверждающие это положение, известны в Предкарпатском прогибе, Днепровско-Донецкой впадине и других районах.

Механическое влияние флюидов на коллекторские свойства пород проявляется в том случае, если пластовое давление существенно превышает гидростатическое. Такие пластовые давления называют аномально высокими (АВПД). Они могут превышать гидростатические в 1,5—2 раза и даже более. В этом случае флюиды, образно говоря, действуют как распорка, не позволяющая трещинам сомкнуться, а порам уменьшиться. Не рассматривая вопросы о природе АВПД, отметим лишь, что такие давления могут возникнуть благодаря гравитационному уплотнению, тектоническим напряжениям, притокам высоконапорных глубинных флюидов и др.

АВПД характерны для коллекторских пород, залегающих на больших глубинах (обычно свыше 3,5—4 км), под мощными на-

дежными экранирующими толщами, имеющими региональное распространение. Такие толщи чаще всего слагаются соляными и глинистыми породами. В зонах АВПД пористость и проницаемость пород выше, чем в отложениях, залегающих на тех же или даже меньших глубинах, вне зоны развития АВПД. В Прикаспийской впадине полная пористость палеозойских песчаников в зоне АВПД с глубины 5300—5504 м из Биикжальской скважины СГ-2 составляет 9,6—13,5 %, в то время как аналогичные по составу мезозойские породы в Аралсорской скважине СГ-1, из зоны отсутствия АВПД, с глубины 4150—4200 м, имеют пористость 8,7—11,5 %.

Замедляют снижение коллекторских свойств пород перекрывающие их мощные толщи пород с высокой теплопроводностью, например, каменные соли. Эти толщи отводят из недр тепло и тем самым тормозят течение химических реакций и выделение минеральных новообразований.

Вторичное поровое пространство возникает вследствие следующих процессов: растворение и вынос соединений, неустойчивых в конкретных геохимических и термобарических условиях; доломитизация известняков; растрескивание пород, сопровождаемое образованием зияющих трещин.

При прогнозировании вторичных пород-коллекторов на больших глубинах необходимо иметь в виду, что вторичные поры, каверны, каналы, а также трещины непостоянны как по времени, так и по величине. Под действием тех же факторов, что и в случае с первичной пористостью, они могут быть увеличены или же, наоборот, залечены минеральными новообразованиями, а зияющие трещины, кроме того могут механически сомкнуться. Следует также помнить, что нефтеносные породы обычно обладают лучшими коллекторскими свойствами, чем сходные по литологическому составу водоносные, на которые мы ориентируемся при оценке качества коллекторов.

Материалы изучения реальных пород, экспериментальные исследования и теоретические представления позволяют считать, что на глубинах свыше 4 км могут быть встречены следующие типы пород-коллекторов:

- поровые (песчаники, алевролиты, вулканогенно-осадочные породы);

- порово-трещинные (песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, кора выветривания);

- трещинные (аргиллиты, мергели, ангидриты, магматические и метаморфические породы, кора выветривания);

- каверново-трещинные (известняки, доломиты).

Таким образом, к категории возможных коллекторов на больших глубинах отнесены и такие породы, которые на малых и умеренных глубинах бывают только экранами (глинистые, мергели, некоторые известняки и др.).

Серьезную проблему представляет и оценка экранирующих толщ. Пока с уверенностью можно говорить о высоких экранирующих свойствах толщ каменной соли. Остальные породы, в зависимости от степени и интенсивности их вторичных изменений, могут оказаться и коллекторами, и покрышками для скоплений нефти и газа. Такие породы, как аргиллиты, мергели, известняки, могут быть экранами на больших глубинах, по-видимому, относительно кратковременно, в отрезки времени между разрядками тектонических напряжений, после того, как трещинки сомкнутся или будут заполнены минеральными новообразованиями. Считают, что в ряде случаев экранами могут быть пласты, сложенные песчаниками регенерационной структуры.

Исходя из особенностей вторичных изменений пород на больших глубинах, вероятностей тектонических проявлений за короткий и продолжительный отрезки времени надо полагать, что в тектонически активных областях ловушки нефти и газа на больших глубинах должны быть меньше по размеру, чем на малых глубинах. Это следует из того, что глубокозалегающие породы старше по возрасту, а за больший отрезок времени вероятность деформаций пластов, проявлений разрывных нарушений, естественно, возрастает. В платформенных условиях, с более спокойным тектоническим развитием, существование крупных ловушек и залежей нефти и газа на больших глубинах вполне возможно.

Закономерности изменения коллекторских свойств пород с глубиной, аномальное влияние на породы некоторых факторов и их сочетаний, а также результаты экспериментальных исследований дают основание считать, что в благоприятных условиях осадочные породы могут быть коллекторами нефти и газа на глубинах до 12—15 км.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите основные разности обломочных пород, встречающиеся в качестве коллекторов нефти и газа.
2. Перечислите основные факторы, влияющие на коллекторские свойства пород.
3. Приведите классификацию песчано-алевритовых коллекторов А. А. Ханина.
4. Каковы основные типы карбонатных пород-коллекторов?
5. Расскажите об этапах формирования пустотного пространства в карбонатных породах.
6. Приведите классификацию карбонатных коллекторов К. И. Багринцевой.
7. Что такое глинистые породы-коллекторы и их промышленное значение?
8. Перечислите типы пород-коллекторов нефти и газа на больших глубинах.
9. Как изменяются коллекторские свойства пород с глубиной?

ПОРОДЫ-ФЛЮИДОУПОРЫ (ПОКРЫШКИ)

Флюидоупор — один из двух главных составляющих природного резервуара. Он предотвращает от рассеивания в окружающем пространстве жидкие и газообразные флюиды, содержащиеся в пласте-коллекторе. Флюидоупоры по своей природе могут быть плотностными и динамическими. Плотностные флюидоупоры возникают вследствие сильного уплотнения пород уже на начальных стадиях катагенеза. Их экранирующая способность определяется малым размером пор, через которые невозможна или крайне затруднена фильтрация жидкостей и газов. Такие экранирующие толщи формируются прежде всего за счет хемогенных пород — каменных солей, ангидритов, некоторых известняков.

Динамические флюидоупоры возникают из интенсивно уплотняющихся пород. Их пористость с погружением снижается быстрее, чем у окружающих пород, вследствие чего происходит отжатие флюидов (главным образом свободной воды) в соседние, менее уплотненные породы. Например глины в процессе погружения на глубину 1,5—2 км уплотняются значительно быстрее, чем песчаные или алевроитовые породы. Из глин, залегающих над этими породами, фильтрация осуществляется сверху вниз. За счет этого эффекта пористые и даже обладающие невысокой проницаемостью пласты глинистых пород становятся экранами на пути фильтрации флюидов, находящихся в нижележащих песчаных или алевроитовых породах. В. М. Добрынин считает, что при наступлении на поверхности Земли длительного похолодания (сотни тысяч, миллионы лет), последнее постепенно распространяется на все более глубоко залегающие породы (до 3—5 км). В результате неравномерного теплового расширения твердой и жидкой фаз породы и неодинаковых значений коэффициентов сжимаемости минеральной части, воды и пор в непроницаемых породах возникает отрицательный термодинамический градиент давления поровых вод, обуславливающий движение флюидов вниз. Пласты таких пород должны быть флюидоупорами и В. М. Добрынин называет их термодинамическими покрышками.

Динамические пласты-экраны по мере погружения и дальнейшего уплотнения переходят в обычные плотностные. Термодинамические покрышки при наступлении потепления климата теряют свои экранирующие способности. Породы-флюидоупоры в отличие от пород-коллекторов имеют чрезвычайно низкую проницаемость (обычно $< 1 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$) и через них практически не осуществляется фильтрация жидкостей и газов; если и существует естественный отток углеводородов из залежи через

покрышку, то он не более чем приток. В противном случае скопление углеводородов со временем рассеется. Существуют три пути перетока флюидов через покрышку: фильтрация по поровому пространству; по тектоническим нарушениям; диффузия. Пористость пород-флюидоупоров, как правило, невелика ($< 10\%$), но встречаются пласты глинистых и кремнистых (опаловых) пород, в которых она достигает 40—50 %, однако действие молекулярных сил в них простирается до центра пор и поровых каналов. Вследствие этого фильтрации по таким породам не происходит. Отличаются породы-флюидоупоры от пород-коллекторов и более высокой водонасыщенностью до 70 % и выше. Известны случаи, когда глинистые породы-флюидоупоры насыщены жидкими углеводородами. Например в образце аргиллита извлеченного с глубины 4763,5—4764,4 м из Аралсорской сверхглубокой скважины СГ-1, нефтенасыщенность составила свыше 80 %, однако нефть здесь неподвижна.

В целом качество пород-флюидоупоров определяется литологическими признаками и геологическими факторами. Литологические признаки и степень уплотнения предопределяют физические и химические свойства осадочных пород и в конечном итоге качество пород-экранов. Геологические факторы отражаются на качестве экранирующей способности геологического тела — пласта или осадочной толщи в целом.

Среди литологических признаков, влияющих на экранирующие свойства, основные — минеральный состав и строение пород. Минеральный состав предопределяет способность пород к набуханию, адсорбции, смачиваемости, растворимости, образованию каверн и полостей, особенности уплотнения с увеличением нагрузок и повышением температуры, пластичность пород и склонность к образованию трещиноватости. Сочетания этих свойств у различных минералов неодинаково, поэтому и экранирующие свойства пород, даже внешне очень близких, могут сильно различаться. Строение пород определяется их структурой и текстурой. Эти признаки отражаются на структуре порового пространства и проницаемости пород.

Минеральный состав. Пласты-флюидоупоры могут слагаться различными минералами. В глинистых пластах значительную часть породы составляют глинистые минералы из групп монтмориллонита, каолинита, гидрослюда и хлорита. Количественные соотношения между ними могут быть различными, но в общем виде с глубиной роль минералов группы монтмориллонита сильно понижается (например, в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины, Мангышлака и других районов монтмориллонит исчезает уже к глубине 1800—2000 м). Несколько медленнее преобразуется каолинит. Самые устойчивые минералы групп гидрослюда и хлорита. Они прослеживаются по всему разрезу самых глубоких скважин, пробуренных в осадоч-

ных породах (скв. Шевченко-1 в Западной Украине, 7500 м, Аралсорская СГ-1 в Северном Прикаспии — 6819 м). Более всего способствуют надежности экранирующих свойств минералы группы монтмориллонита, слабее — гидрослюды и каолинит. Эта особенность предопределяется тем, что глинистые минералы обладают способностью к набуханию и увеличению за счет этого объема.

Кроме того, глинистые минералы обладают высокой адсорбционной способностью — свойством избирательно поглощать отдельные компоненты из жидких или газовых смесей. Обладая отрицательным зарядом, они адсорбируют на своей поверхности катионы (железо, кальцит, магний и др.), а также некоторые газы. Все это сопровождается уменьшением размера пор и сечений поровых каналов и, как следствие, снижением проницаемости и повышением экранирующей способности пород. Самой высокой способностью к набуханию и адсорбцией (50—150 мг-экв/100 г) обладает монтмориллонит. Слабее эти свойства проявляются у минералов группы гидрослюд (адсорбционная способность 20—40 мг-экв/100 г), и далее — у минералов группы каолинита. Экспериментальные исследования показали, что при добавлении в чистый, среднезернистый кварцевый песок 20 % каолинита проницаемость смеси понизилась в 500 раз, а при добавлении такого же количества монтмориллонита более чем в 3000 раз.

Экранирующие тела — пласты, слои, толщи — часто состоят из хомогенных пород. Основные минералы этих пород — галит, ангидрит, кальцит, иногда доломит. Замечено, что породы мономинерального состава обладают более высокими экранирующими свойствами, так как минеральная неоднородность при изменении термобарических условий способствует возникновению разного рода деформаций, в том числе образованию трещин, а также изменению растворимости отдельных компонентов.

Уплотненность породы. Этот признак рассматривался при характеристике стадии катагенеза. Здесь лишь отметим, что под действием стресса и литостатического (горного) давления частицы все более плотно прилегают друг к другу, сокращается объем порового пространства, уменьшается размер поровых каналов, а в итоге повышаются экранирующие свойства пород. При коэффициенте уплотнения глинистых пород 0,8 и выше они уже обладают достаточно высокими экранирующими свойствами.

При низкой уплотненности пород ($k_d < 0,7$) глинистые породы неспособны удерживать флюиды в залежи. Об этом свидетельствуют, например, материалы по Южно-Эмбенской нефтеносной области (районы Маката, Сагиза и др.). Здесь много поверхностных нефтегазопоявлений, весной наблюдается обиль-

ное выделение пузырьков газа в сорах, когда они заполнены талыми водами. Открытая пористость глинистых пород мезозойского возраста, залегающих на глубинах до 500 м, в этом случае составляет 30—35 %, а $k_d = 0,65—0,70$. Наиболее надежными экранирующими свойствами по параметру уплотнения глинистые породы обладают при $k_d = 0,8—0,9$. В платформенных условиях это соответствует глубинам 1,5—3,5 км (см. рис. 8). При больших значениях k_d глины переходят в аргиллиты, экранирующие свойства пород повышаются, но одновременно они становятся малопластичными, способными к образованию трещиноватости, что снижает их потенциальные возможности как флюидоупоров.

Хемогенные известняки, сульфаты, каменная соль сильно уплотняются уже на небольшой глубине (до 500 м) и становятся хорошими флюидоупорами. Уплотнение пород определяется температурой недр, давлением вышележащих толщ, стрессом, геологическим возрастом и некоторыми другими, менее значащими факторами. Возрастание численных значений этих параметров и интенсивности проявления факторов способствует уплотнению пород. В связи с этим уплотненность и пористость пород экранирующих толщ, близких по литологическому составу даже на одинаковых глубинах, могут быть различны (рис. 128) и, соответственно, экранирующие свойства не будут одинаковыми.

Уплотнение пород часто сопровождается снижением их пластичности (например у глин, известняков, песчаников). В свою очередь снижение пластичности повышает способность пород к растрескиванию. Изучение пластичности и трещиноватости глинистых пород позволило Н. Н. Павловой оценить predisposedness их к трещинообразованию (табл. 37). Подобные исследования по карбонатным породам были выполнены И.В. Безбородовой. Оказалось, что пластичность карбонатных пород варьирует в широких пределах, естественно, что и способность

Т а б л и ц а 37

Схематическая шкала predisposedness глинистых пород к трещиноватости по деформационно-прочностным показателям (по Н. Н. Павловой)

Группа	Предрасположенность к возникновению трещин	Модуль упругости, $E \cdot 10^{-10}$ МПа	Коэффициент пластичности	Расчетная трещиноватость (плотность трещин), $1/м^2$	Породы
I	Малая	0,5	≥ 3	до 8—10	Глины
II	Средняя	0,3—1	$3—2$	10—25	»
III	Большая	0,5—1	< 2	> 25	Аргиллиты

к трещинообразованию у них различна. В силу этого обстоятельства наиболее пластичные карбонатные породы могут быть экранами, а малопластичные, хрупкие ($k_{пл} < 2$) могут превратиться в трещинные коллекторы.

Большое влияние на качество пластов-экранов оказывает раскрытость, плотность и густота трещин, чем последние выше, тем слабее экранирующие свойства. Как известно, густота и плотность трещин зависят от толщины пласта — чем больше толщина, тем меньше плотность трещин, следовательно, мощные пласты экранирующих пород в этом отношении более благоприятны, чем маломощные.

Смачиваемость составных частей пород различными флюидами может оказать влияние на экранирующие свойства. Среди глинистых минералов наибольшей гидрофильностью обладает монтмориллонит, далее гидрослюда и еще в меньшей степени — каолинит.

Вследствие высокой гидрофильности, на небольших глубинах (до 2—2,5 км) во влажных глинах (монтмориллонитовых, гидрослюдистых, каолининовых) часть порового пространства перекрывается связанной водой, что сопровождается повышением экранирующих свойств.

Если в порах породы присутствуют два флюида — смачивающий и несмачивающий, то между ними существует перепад давления, известный как капиллярное давление, благодаря которому система поддерживается в равновесном состоянии. Величина капиллярного давления в глинистых породах варьирует в широких пределах — от долей до десятков мегапаскалей — в зависимости от минерального состава, размера частиц и пор, состава флюидов и др. Увеличение капиллярного давления сопровождается повышением экранирующих свойств породы.

Текстура породы. Этот признак породы в ряде случаев отражается на экранирующих свойствах. Если частицы, слагающие

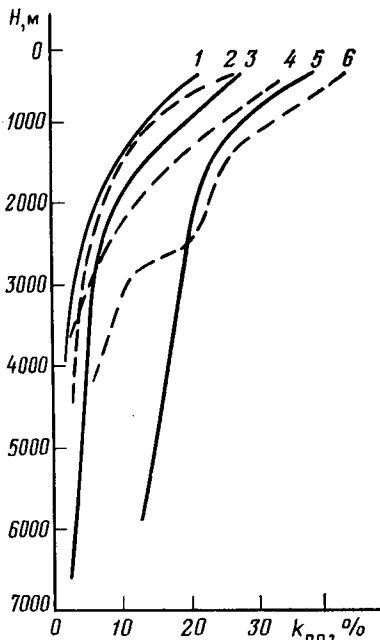


Рис. 128. Зависимость коэффициента открытой пористости ($K_{по}$) глинистых пород от глубины (H).

Нефтегазоносные провинции (области): 1 — Тимано-Печорская, РЗ; 2 — Туранская (Южно-Мангышлакская), МЗ; 3 — Прикаспийская, МЗ; 4 — Волго-Уральская (Жигулевско-Пугачевская и Саратовская), РЗ; 5 — Закавказская (Апшеронская, Шемахино-Кобыстанская и Нижнекуринская), КЗ; 6 — Северо-Кавказская (Западно-Кубанская) КЗ

глинистую породу, ориентированы (т. е. их одноименные поверхности располагаются параллельно друг другу), то в направлении перпендикулярном к наслоению порода оказывается малопроницаемой или практически непроницаемой. Вдоль пласта, параллельно наслоению проницаемость может быть значительно выше. В породах, где имеются стилолитовые текстуры (а это чаще всего известняки, доломиты, но иногда песчаники и алевролиты), также наблюдается анизотропия свойств и в частности проницаемости. В направлении перпендикулярном к плоскостям стилолитов породы, как правило, непроницаемы и наоборот.

Структура породы оказывает существенное влияние на коллекторские и экранирующие свойства. Она прежде всего отражается на структуре порового пространства. Как известно, существуют поры закрытые (изолированные), не связанные между собой, и открытые. Изолированные поры, независимо от их размера, не участвуют в фильтрации и следовательно благоприятствуют сохранению экранирующей способности. Открытые поры могут по-разному влиять на качество породы флюидопора. Если поры более или менее крупные (> 2 мкм), то по ним уже может осуществляться миграция углеводородов. При малом размере пор действие молекулярных сил распространяется до центра пор и поровых каналов. Жидкость в них находится в физически связанном состоянии и этим препятствует перемещению углеводородов и воды. Установлено, что с уменьшением размера пор возрастает остаточная водонасыщенность породы. Исследуя экранирующие свойства глинистых пород, А. А. Ханин экспериментально определил влияние размера пор на экранирующую способность (табл. 38).

С увеличением диаметра пор существенно возрастает проницаемость пород и следовательно снижаются экранирующие свойства. Важный показатель качества флюидопора — давление прорыва, которое определяют в лабораторных условиях. Под давлением прорыва понимают перепад давления на противоположных (торцевых) сторонах керна, при котором может произойти прорыв газа (жидкости) через породу. Прорыв происходит, если перепад давления способен вытеснить воду из наиболее крупных капиллярных каналов и пор, т. е. численно он должен превысить капиллярное давление. Считают, что явление прорыва может осуществляться за счет разрушения и деформации межпоровых перегородок, возникновения микротрещиноватости. А. А. Ханин считал, что, несмотря на низкую экранирующую способность, породы групп *E* и *F* при малых перепадах давления могут быть флюидопорами для залежей нефти и газа, а также разделять продуктивные пласты друг от друга.

Изменение вещественного состава пород отражается на структуре порового пространства и экранирующих способностях пород. Так по экспериментальным данным С. В. Федоровой,

Т а б л и ц а 38

Оценочная шкала экранирующей способности глинистых пород
(по А. А. Ханину)

Группа флюидо- упоров	Максималь- ный диаметр пор, мкм	Проницаемость по жидкости, м ²	Давление прорыва через насыщенную керсином породу, МПа	Экранирующая способность
A	0,01—0,05	$<1 \cdot 10^{-21}$	>10	Весьма высокая
B	0,02—0,1	$1 \cdot 10^{-21}—1 \cdot 10^{-20}$	10—5,5	Высокая
C)	0,05—0,2	$1 \cdot 10^{-20}—1 \cdot 10^{-19}$	5,5—2,0	Средняя
D	0,1—0,6	$1 \cdot 10^{-19}—1 \cdot 10^{-18}$	2,0—0,7	Пониженная
E	0,1—1,0	$1 \cdot 10^{-18}—1 \cdot 10^{-17}$	0,7—1,3	Низкая
F	>1	$>1 \cdot 10^{-17}$	$<0,3$	Отсутствует

А. К. Замаренова, при увеличении глинистой части в известняках с 3 до 24 %, давление прорыва возросло с 5,98 до 21,11 МПа. Исследование экранирующих способностей сульфатных пород, выполненное В. Д. Ильным с соавторами, показало, что увеличение в сульфатных породах кальцита и доломита от 5—10 % до 20—30 % сопровождается снижением величины давления прорыва от 2—3 МПа до 0,1 МПа. В данном случае литологическая неоднородность предопределяет повышенную микротрещиноватость пород, следствием чего и является снижение экранирующей способности. Факт фильтрации установлен микроскопическими и битуминологическими методами.

Среди геологических признаков и свойств на качество экранирующих пластов оказывают влияние прежде всего мощность, распространенность, однородность состава пород пласта, тектонические нарушения, литологические и стратиграфические «окна» в пласте.

Мощность (толщина) пласта очень важный признак, регламентирующий надежность пласта-покрышки. Через тонкий пласт-флюидопор возможен прорыв углеводородов и уход их из залежи. Возможен уход углеводородов и за счет диффузии, поскольку величина некоторых молекул значительно мельче размера пор в породах-экранах, например размер молекулы метана 0,0002 мкм. В связи с этим К. Ф. Родионова и В. А. Ильин установили почти постоянное присутствие углеводородов в глинистых экранирующих толщах; собственно на этом явлении основаны геохимические поиски углеводородов.

Необходимая мощность экранирующей толщи для сохранения залежи углеводородов в значительной мере определяется литологическим составом пород и связанным с ними размером пор, а также перепадом давлений флюидов в покрышке и коллекторе, достигающим десятков мегапаскалей. В большинстве

случаев мощность флюидопоров составляет 10—70 м, однако при больших ее значениях запасы углеводородов в залежах по данным И. В. Высоцкого и В. И. Высоцкого (1986 г.) заметно возрастают. Это обстоятельство свидетельствует о возможности рассеивания углеводородов через тонкую покрывку. С. В. Федорова, А. К. Замаренов и др. (1987 г.) считают, что глинисто-карбонатные покрывки палеозойских отложений Прикаспийской впадины надежны в случае, если отношение толщины покрывки к высоте этажа залежи будет не менее 1 : 10.

Распространенность экранирующего пласта или толщи по площади имеет огромное значение для сохранения углеводородов в природном резервуаре. В связи с этим выделяют региональные и локальные покрывки. Региональные экраны распространены на значительной территории нефтегазоносного бассейна. К ним, например, относятся соленосная толща кунгурского возраста в Прикаспийской впадине, площадь распространения которой свыше 600 тыс. км², глинистая экранирующая толща сеноманского возраста на севере Западной Сибири и др. Региональные экранирующие толщи в значительной мере обеспечивают сохранность углеводородов в пределах нефтегазоносных бассейнов. Локальные пласты-экраны распространены ограниченно и влияют на отдельные ловушки или группу ловушек.

Однородность литологического состава пород также отражается на экранирующих свойствах пласта. Однородные (соленосные, глинистые и др.) пласты обычно более надежные флюидопоры, чем пласты таких же пород, но содержащие прослойки песчаных, алевроитовых, карбонатных пород или же примеси обломочного материала. Может быть и так, что в разных частях региона состав экранирующего пласта неодинаков, поэтому и его изолирующая возможность будет отличаться.

Литологические и стратиграфические окна оказывают немаловажное влияние на качество экранирующих пластов и толщ. Литологические окна — это зоны или участки пласта, выполненные на полную мощность проницаемыми породами. Стратиграфические окна — это участки, где экранирующий пласт по каким-либо причинам вообще отсутствует. Через литологические и стратиграфические окна возможна фильтрация и рассеивание углеводородов, находящихся в природных резервуарах.

Тектонические нарушения также отражаются на качестве экранирующих пластов и толщ. Перерыв в сплошности экрана или наличие путей фильтрации вследствие недостаточно плотного или неповсеместного контакта между блоками могут быть причиной ухода углеводородов из ловушки. Наиболее надежные экраны в случае тектонических нарушений могут возникнуть на контакте пласта-экрана с соляными куполами или соляными толщами.

Сочетание геологических признаков пласта и физико-химических свойств пород определяет качество флюидоупоров в целом. Среди литологических типов пород, слагающих пласты-экраны, самые распространенные глинистые (глины, частью аржиллиты). На их долю приходится свыше 70 % всех флюидоупоров. Не исключено, однако, что с увеличением глубины скважин и при вскрытии более древних (палеозойских и докембрийских) отложений эта цифра может измениться в сторону понижения. Вторая по распространенности среди пород-экранов — каменная соль, в толще которой нередко встречаются прослои ангидритов, доломитов и глинистых пород. Далее следуют кристаллические (хемогенные) известняки, мергели, ангидриты.

На относительно небольших глубинах (до 500—700 м) в качестве флюидоупоров встречаются вечномёрзлотные породы (в зонах вечной мерзлоты), представленные отложениями различного литологического состава. Их поровое пространство заполнено льдом.

Экранирующие способности у пород различного литологического состава неодинаковы. Одни из них способны удерживать только вязкую нефть, другие — нефть и воду, третьи — наиболее надежные, удерживают газоконденсат и природный газ. В последнем случае, особенно на больших глубинах, часто имеют место аномально высокие пластовые давления, причем коэффициент аномальности может достигать 2 и более.

Наиболее эффективной экранирующей способностью обладают толщи каменной соли, имеющие, как правило, региональное распространение. Под этими толщами встречены гигантские скопления углеводородов, такие как нефтяное месторождение Хасси-Месауд, газовое Хасси-эр-Рмель в Алжирской Сахаре, нефтяные месторождения Асмарийской группы в Иране. В СССР под соляными толщами открыты газовые и газоконденсатные месторождения в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Амударьинской впадинах и других регионах. Несмотря на высокие экранирующие свойства соляных пород, имеются случаи прорыва углеводородов сквозь слагаемые ими толщи.

Качество глинистых покрышек непостоянно. Вначале, при погружении глинистых отложений происходит их уплотнение и повышение экранирующих способностей. В платформенных условиях наиболее высокими качествами глинистые экраны обладают на глубинах 2,5—3,5 км. Ниже их пластичность уменьшается и они переходят в аржиллиты, экранирующие свойства которых менее надежны. Далее по экранирующим свойствам располагаются мергели, ангидриты, известняки, однако в конкретных условиях, вследствие различных сочетаний минеральных, структурных и текстурных признаков этот строй может быть нарушен.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте характеристику породы-флюидопора (покрышки, экрана).
2. Перечислите различия между плотностными и динамическими флюидопорами.
3. Приведите типы пород-флюидопоров и их экранирующие свойства.
4. Каковы основные факторы, влияющие на экранирующие свойства пород?

Глава 24

ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ НЕФТИ И ГАЗА

§ 1. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

ФОРМИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Формирование осадочных природных резервуаров нефти и газа осуществляется многостадийно, однако размер и форма большинства из них закладываются на стадии седиментогенеза. В последующие стадии — при диагенезе, катагенезе, гипергенезе происходит формирование и изменение коллекторских и экранирующих свойств пород. При глубоком катагенезе возможно также изменение формы и размера природного резервуара. Если в строении природного резервуара участвуют магматические и метаморфические породы, ведущими процессами в формировании коллектора оказываются гипергенные, а также растрескивание пород. Как правило, магматические, метаморфические породы и кора их выветривания выполняют роль коллекторов и не встречаются в качестве флюидопоров.

В осадочных породах коллекторами являются главным образом песчаные, алевритовые породы, известняки, доломиты и переходные между ними разности. Следовательно для формирования коллекторского тела, внутри которого может происходить миграция и перераспределение флюидов, необходимы условия, благоприятные для формирования отмеченных осадочных горных пород.

Как уже было показано в разделе I, для формирования песчаных и алевритовых пород благоприятны фации прибрежно-морские мелкого шельфа, дельтовые, русловые (равнинных рек), пустынь. Для формирования известняковых пород-коллекторов наиболее благоприятны фации шельфа и древних, относительно мелководных эпиконтинентальных морей в областях с теплым климатом, с благоприятными условиями для развития фауны и флоры. Для формирования доломитовых пластов (по крайней мере в фанерозое), благоприятны фации засоленных лагун в областях с жарким, засушливым климатом.

Для формирования флюидоупоров нужны иные фациальные обстановки. В качестве флюидоупоров чаще всего выступают глинистые породы, каменная соль, ангидриты. Исходя из этого благоприятны во всех случаях водная среда, равнинный рельеф, стабильный тектонический режим в течение продолжительного времени, высокая скорость осадконакопления.

Для формирования глинистых флюидоупоров благоприятны фации шельфа. В случае пенепленизации прилегающей суши это может быть мелкий шельф. В условиях сильно пересеченного рельефа суши для накопления глинистых отложений более благоприятен глубокий шельф (глубины более 70 м). Глинистые флюидоупоры могут также образовываться во внутриконтинентальных морях и крупных озерах (типа Каспийского моря). Менее благоприятны дельтовые фации из-за большей примеси в глинистых отложениях обломочного материала, литологического замещения их алевритовыми и песчаными образованиями, линзовидной формой геологических тел. Соляные и сульфатные флюидоупоры формируются в крупных озерах или мелководных внутриконтинентальных морях (типа кунгурского в Волго-Уральской провинции), в обстановках аридного климата.

Таким образом для формирования природного резервуара обстановка осадконакопления в бассейне седиментации должна, по крайней мере, трижды меняться — первоначально она должна благоприятствовать формированию породы-флюидоупора, затем породы-коллекторы и снова породы-флюидоупоры. Такое чередование типов пород может быть обусловлено глобальными изменениями геологических обстановок. В этом случае природные резервуары распространены регионально, охватывают сотни тысяч квадратных километров. Помимо этого природные резервуары могут образовываться и при местном изменении обстановок осадконакопления или при периодической миграции фаций. В этих случаях в одном и том же пункте попеременно откладываются породы-флюидоупоры — породы-коллекторы — породы-флюидоупоры. Природные резервуары при этом имеют ограниченное распространение по площади. Большинство литологически ограниченных природных резервуаров имеют именно такой генезис.

Рассматривая условия, благоприятствующие формированию природных резервуаров, полезно напомнить, что основные запасы нефти и газа на нашей планете приурочены к небольшому числу месторождений-гигантов с извлекаемыми запасами нефти более 1500 млн. т или газа — более 750 млрд м³. Лишь в 8 крупнейших месторождениях мира содержится свыше 50 % всех доказанных запасов нефти капиталистических и развивающихся стран (Кувейт, Саудовская Аравия, Алжир и др.). Не обсуждая все причины, благоприятствующие формированию крупных и

гигантских месторождений нефти и газа, рассмотрим лишь литологические аспекты проблемы.

Необходимые условия для формирования месторождений-гигантов — наличие ловушки и источника углеводородов. Большинство ловушек, известных к настоящему времени гигантских месторождений, сформировалось под действием тектонических факторов, которые, однако, проявляются эффективно только при наличии соответствующего литологического обеспечения. Геологическое тело, представляющее вместилище углеводородов в ловушке, должно обладать большой емкостью. Образование последней возможно по крайней мере при одном из трех условий: большой мощности, широком распространении или высокой пористости пород. Возможно также сочетание всех этих условий. Емкость должна быть ограничена в пространстве, поэтому следующее условие — наличие надежных экранирующих толщ, не позволяющих углеводородам мигрировать из ловушки. Такое литологическое обеспечение возникает в разных седиментационных обстановках.

Образованию коллектора большой мощности способствует большая скорость осадконакопления и стабильность физико-географической обстановки в течение длительного времени. Большая площадь распространения пород-коллекторов обеспечивается сходством фациальной обстановки на значительной территории, благоприятной для формирования песчано-алевритовых или карбонатных геологических тел (основных коллекторов нефти и газа). Пористость пород-коллекторов, отражающаяся на емкости ловушки, также связана с литологическими процессами — седиментогенными и катагенными. Естественно, чем выше пористость коллектора, тем больше емкость ловушки при прочих равных условиях.

Непременный признак надежности экранирующего тела, помимо соответствующих свойств пород, — отсутствие проницаемых окон и широкая распространенность, обеспечивающая надежное перекрытие коллекторского тела ловушки и нефтегазоматеринских толщ.

С литологических позиций наиболее благоприятные физико-географические условия, обеспечивающие создание фундамента для формирования крупных и гигантских природных резервуаров и антиклинальных ловушек нефти и газа существуют в областях шельфа, в эпиконтинентальных морях платформенных областей. Именно здесь, в условиях равнинного рельефа в результате смены физико-географической обстановки, на большой площади накапливаются толщи осадков, из которых впоследствии формируются породы-коллекторы и породы-экраны. Если складкообразование произойдет до погружения пород на большие глубины и до проявления стресса, то в образовавшихся ловушках породы-коллекторы могут сохранять высокую пористость. Благо-

приятны для формирования крупных и гигантских ловушек нефти и газа значительные по площади рифовые массивы, имеющие высоту до 800—1000 м. Крупные ловушки и месторождения газа известны и в континентальных образованиях — озерных и эоловых (дюны).

Несомненно, что существует немало крупных ловушек неантиклинального типа — литологических и литолого-стратиграфических, с которыми связаны гигантские месторождения нефти и газа, однако в связи со сложностью их поисков пока известны лишь единичные находки.

Наличие ловушек обязательное, но недостаточное условие для формирования гигантских месторождений. Необходимы углеводороды и пути для их миграции в ловушки. Следовательно для образования гигантских скоплений углеводородов необходима, как исходное условие, обстановка, благоприятная для бурного развития фауны и флоры, накопления и сохранения значительных количеств органического вещества в осадочных образованиях с последующим преобразованием его в углеводороды. Обычно наиболее высокие концентрации органического вещества ассоциируют с глинистыми породами (до 10—12 %, а иногда и выше), в меньшей степени — с карбонатными. Таким образом, для формирования гигантских месторождений нефти и газа необходимы мощные нефтегазопроизводящие толщи (которые одновременно могут быть и экранирующими). Если последние находятся на значительном удалении от ловушки и в ее направлении отсутствуют пути миграции флюидов, то потенциальные возможности образования гигантских месторождений углеводородов могут не реализоваться.

Облик и качество природных резервуаров нередко в значительной мере определяются вторичными преобразованиями. Процессы катагенеза и гипергенеза могут существенно изменить форму и размер природных резервуаров, наполненных природными водами. На больших глубинах чаще всего происходит уплотнение пород, выделение минеральных образований в поровом пространстве и трещинах. В связи с этим на больших глубинах чаще всего можно ожидать уменьшения размера и мощности природного резервуара. В зоне гипергенеза, близ поверхности, создаются благоприятные условия для растворения ряда природных соединений (в частности карбонатов), что может привести к увеличению размера и емкости природного резервуара.

В случае заполнения природного резервуара углеводородами, вторичные процессы идут иначе. Растворение природных соединений и минеральное новообразование — процессы электролитические. Они происходят на стадии катагенеза при активном участии воды и растворенных в ней химически активных компонентов. Углеводороды (нефть, конденсат) относятся к диэлек-

трикам, поэтому, находясь в поровом пространстве пород и трещинах, они препятствуют течению катагенетических процессов. Это явление может быть использовано для ориентировочного определения времени поступления нефти в коллектор и времени формирования залежи.

Принципиально это осуществляется следующим образом. В данном конкретном регионе, по материалам изучения ядра скважин, не содержащих нефти, определяется последовательность катагенетических изменений пород с увеличением термобарических параметров и глубины. Затем устанавливается степень катагенетического изменения интересующей нас нефтенасыщенной породы. Стадия на которой остановились катагенетические преобразования в поровом пространстве и является индикатором времени заполнения ловушки нефтью. Допустим, что вторичные изменения породы в нефтяной залежи соответствуют подстадии мезакатагенеза, этапу МК₁, а перекрывающие и подстилающие отложения находятся на этапе преобразования МК₃. Следовательно заполнение ловушки нефтью завершилось на этапе МК₁, на глубинах, примерно соответствующих современному положению водоносных пород находящихся на этом этапе катагенеза.

§ 2. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Согласно известной классификации И. О. Брода и Н. А. Еременко, выделяются три типа природных резервуаров нефти и газа: пластовые, массивные и литологически ограниченные. В каждом из типов имеются свои разновидности.

Пластовые природные резервуары в классическом виде представляют пласты-коллекторы на значительной территории ограниченные в кровле и подошве слабо проницаемыми породами (рис. 129). К этому типу также относятся пластовые резервуары с литологическим выклиниванием пласта-коллектора, со стратиграфическим экранированием и сложные природные резервуары. Мощность пласта коллектора может варьировать в широких пределах — от долей до десятков метров (20—30 м). Мощность экранирующих пластов также может быть различной, но исследования последних десятилетий показали, что существует некоторый нижний предел мощности, ниже которого покрывка становится ненадежной и может произойти прорыв флюида через флюидоупор. Для пород различного литологического состава нижний предел мощности неодинаков. Он зависит от степени уплотнения пород, перепада давлений под и над экраном. В случае АВПД в коллекторе этот перепад может быть весьма значительным. На небольших и умеренных глубинах

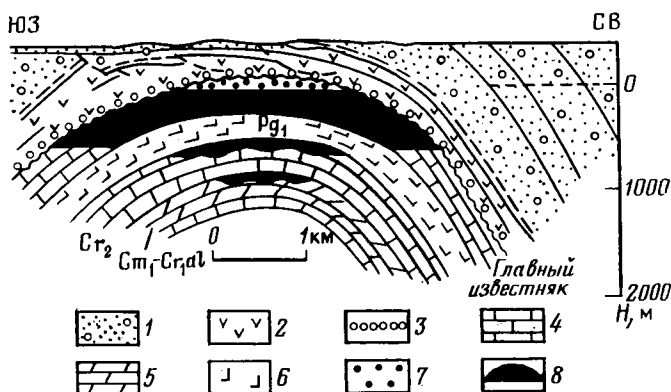


Рис. 129. Залежи нефти и газа в пластовом сводовом природном резервуаре, месторождение Киркук, Иран.

1 — моласса; 2 — соляные породы; 3 — базальный конгломерат; 4 — известняк; 5 — мергель; 6 — ангидрит; 7 — газ; 8 — нефть (по Р. Мейнхолду)

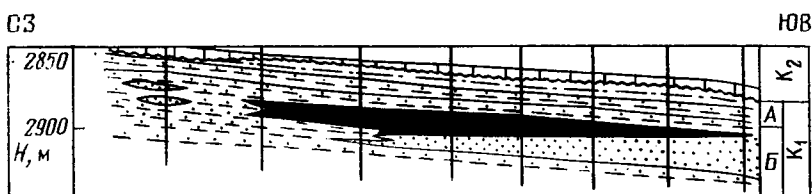


Рис. 130. Залежь нефти в литологически выклинивающемся пластовом резервуаре, месторождение Ачикулакское, СССР.

(до 2—2,5 км) при отсутствии АВПД однородные глинистые породы при мощности пласта 4—6 м могут достаточно надежно держать нефть, но малоэффективны для удержания газа.

Пластовый природный резервуар с литологически выклинивающимся пластом-коллектором нередко встречается среди отложений различного возраста. Выклинивание пласта-коллектора в случае моноклинального залегания осадочных образований происходит в направлении восстания пород. В антиклинальных условиях выклинивание может быть как в сторону восстания, так и по падению пород. Типичные пластовые резервуары с выклиниванием коллектора установлены на Северном Кавказе (Ставропольский, Краснодарский края) в районе месторождений Лесное, Калужское, Ачикулак (рис. 130) и др. Пласт-коллектор представлен здесь песчаниками и алевролитами альбского возраста, замещающимися вверх по восстанию глинисто-алевритовыми породами. Породы-коллекторы обладают значительной пористостью — до 25 % и относительно невысокой проницаемо-

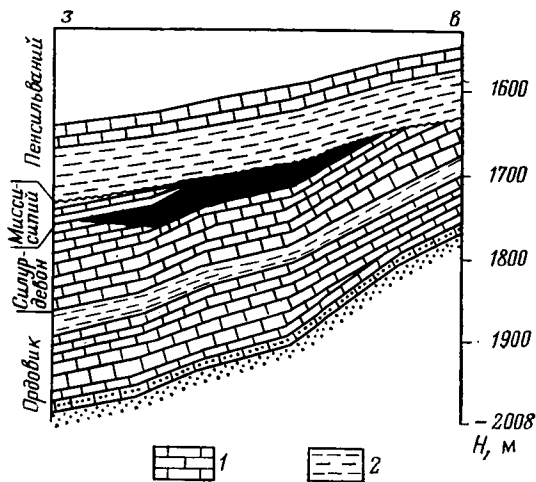


Рис. 131. Ловушка нефти в стратиграфически экранированном пластовом резервуаре, месторождение Уэст-Эдмонд, США (по Д. А. Мак-Ги, Х. Д. Дженкинсу).

1 — известняк; 2 — глина

стью от $50 \cdot 10^{-15}$ до $1 \cdot 10^{-15}$ м² и ниже. Флюидоупоры — глины алевроитистые и алевроитово-глинистые породы.

Пластовый резервуар со стратиграфическим экранированием (рис. 131) выделяется как разновидность на основании того, что ловушка в разрезе образовалась в результате перекрытия с угловым несогласием поверхности размыва или денудации (на которой обнажились породы-коллекторы) пластом или толщей флюидоупора. Пласт-коллектор может быть представлен как терригенными, так и карбонатными породами. В связи с этим коллекторские свойства пород варьируют в широких пределах. Существенный отпечаток на величину коллекторских параметров здесь накладывают процессы гипергенеза. Они чаще всего способствуют растворению и выносу наиболее подвижных в условиях дневной поверхности составных частей породы. Таким образом эти процессы способствуют улучшению коллекторских свойств пород (особенно карбонатных) ловушки и всего природного резервуара, оказавшегося в зоне действия гипергенных процессов. При погружении такого природного резервуара на большие глубины, коллекторские свойства известняков и доломитов остаются достаточно высокими.

К сложным природным резервуарам относят разновидность, представляющую переслаивание коллекторских и экранирующих пластов и прослоев небольшой мощности (некоторые из них составляют десятки и даже

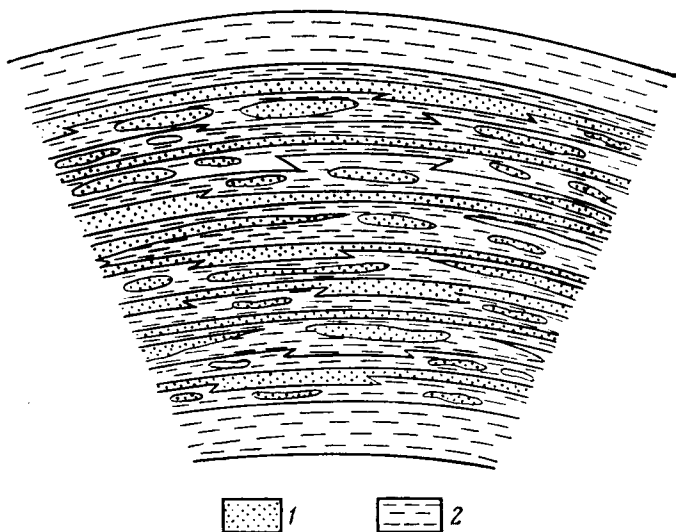


Рис. 132. Сложный пластовый резервуар (по И. О. Броду).

1 — песок; 2 — глины

единицы сантиметров). По существу это целый комплекс природных резервуаров, объединяемых генетически. Литологический состав пород в таких природных резервуарах довольно стабилен — это переслаивание песчаных, алевроитовых и глинистых пород (глин, аргиллитов), реже — известняков, мергелей, глин и алевролитов. Это комплекс пород типичных флишевых формаций. Природные резервуары нефти и газа такого типа характерны для геосинклинальных областей и в частности для мел-палеогенового флиша складчатых Карпат. Коллекторы здесь представлены тонкими пластами песчаников и алевролитов, а флюидоупоры — аргиллитами с редкими пластами мергелей и силицитов. Резервуары, представляющие частое переслаивание коллекторов и флюидоупоров, известны в Сабунчинской свите Продуктивной толщи Азербайджана и других регионах. Частое переслаивание пород и наличие маломощных элементарных природных резервуаров отрицательный признак, поскольку при прострелочных работах не все они могут оказаться вскрытыми и использованными.

Еще одна разновидность сложного пластового резервуара — тонкое переслаивание и линзовидное залегание пород-коллекторов и пород-экранов, при этом экранирующие пласты не везде надежно изолируют коллекторы. Вследствие этого между слоями коллекторов имеется гидродинамическая связь. Вся система слоев-коллекторов представляет единую емкость (рис. 132).

Массивный природный резервуар представляет собой мощную толщу проницаемых пород, перекрытых пластом или толщей непроницаемых пород. Коллекторами в массивном резервуаре служат карбонатные породы — органогенные и хемогенные известняки и доломиты, реже обломочные — песчаные и алевритовые. Известны случаи, когда коллекторы в массивных резервуарах слагаются корой выветривания, магматическими и метаморфическими породами. Флюидоупорами в массивном резервуаре могут быть пласты или толщи каменной соли, глинистых или сульфатных пород. Объем природного резервуара или отдельных его частей определяют по объему коллектора, мощность которого составляет несколько сотен, а иногда и тысяч метров. Массивный резервуар не ограничен стратиграфическими границами. Нередко такой резервуар охватывает несколько урусов и даже отделов и выступает в объеме осадочной формации.

Различают *однородные* и *неоднородные* массивные резервуары. В однородном резервуаре коллектор представлен породами более или менее однородными по литологическому составу и коллекторским свойствам. Неоднородные резервуары слагаются коллекторскими породами различного состава и свойств. Такое деление довольно условно, поскольку коллекторские породы, участвующие в строении реального массивного резервуара почти всегда отличаются по химическому составу, структуре, строению порового пространства и фильтрационным свойствам. Тем не менее все части коллектора природного резервуара общаются между собой и имеют единый водонефтяной или газовой контактной контакт.

Один из крупнейших массивных природных резервуаров приурочен к северо-восточной части Алжирской Сахары. Здесь располагаются несколько крупных нефтяных месторождений, в том числе гигантское — Хасси-Месауд (рис. 133). Природный резервуар массивного типа слагается кембрийскими породами-коллекторами порового типа мощностью до 500 м, среди которых песчаники разномзернистые, среднезернистые с гравием, алевриты крупнозернистые. Породы неоднородные, содержание глинистого цемента в них варьирует от единиц до 50 %. Пористость пород колеблется от 2 до 12 %, а проницаемость от менее $1 \cdot 10^{-15}$ м² до $1 \cdot 10^{-12}$ м². Чем меньше цемента в породе, тем выше пористость и проницаемость пород. Экранируются коллекторские породы толщей каменной соли и ангидритов триасового и нижнеюрского возраста.

Природные массивные резервуары с карбонатными коллекторами широко развиты в СССР и других странах мира. К ним, например, относятся район Хилковского месторождения в Куйбышевской области, Уртабулакское месторождение — в Узбекистане, Симонет — в Канаде и другие.

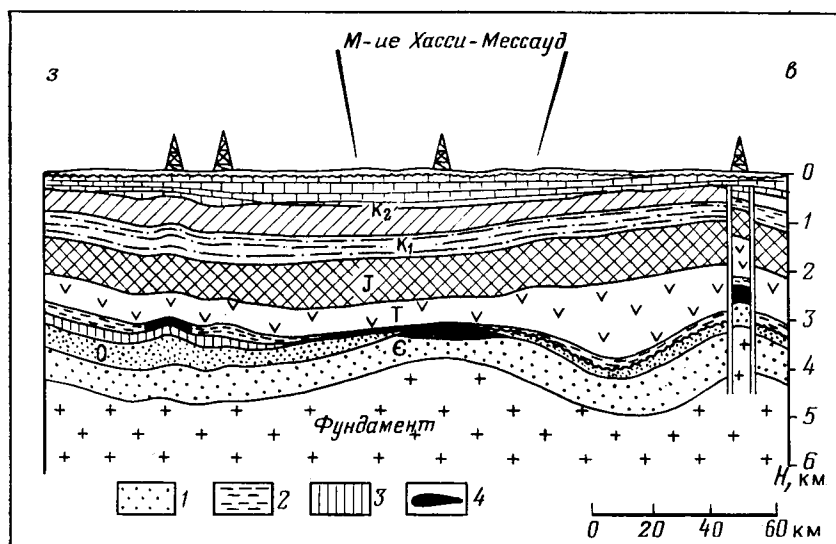


Рис. 133. Массивный природный резервуар в кембрийских отложениях Алжирской Сахары, месторождения Хасси-Месауд (по А. Балдуччи, Ж. Помнер).

1 — кайнозойские породы; 2 — нижние серии триасовых пород; 3 — силурийские породы; 4 — нефть

Типичные массивные природные резервуары нефти и газа располагаются в подсолевых каменноугольных отложениях восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. Один из таких природных резервуаров приурочен к карбонатной толще мощностью до 500 м, залегающей на глубине 3,5—4,5 км. Породы-коллекторы представлены известняками органогенно-обломочными, оолитовыми, водорослевыми. По структуре порового пространства коллекторы относятся к типу сложных, в которых совместно присутствуют межзерновые, межформенные, трещинные и каверновые виды пустот. Породы имеют открытую пористость от 2 до 12 %, а проницаемость до $5 \cdot 10^{-15}$ м². Роль экрана в этом массивном резервуаре выполняет мощная толща кунгурской каменной соли. На базе этого природного резервуара сформировались месторождения Жанажол, Кожасай и др.

Часто одним из элементов массивного карбонатного природного резервуара бывает рифовое сооружение. Рифовые постройки, как известно, представляют или относительно узкие протяженные тела, имеющие длину до нескольких сотен и даже тысяч километров (барьерные, береговые рифы) или же одиночные образования, более или менее изометрической формы, размером от единиц до десятков квадратных километров.



Рис. 134. Массивный природный резервуар в артинском рифе Прикаспийской впадины (по М. А. Зубовой, Н. Г. Калик и др.).

1 — риф; 2 — залежи углеводородов

Поскольку своим возникновением биогермные постройки обязаны жизнедеятельности организмов, то здесь много межформенных и внутриформенных полостей и пор. Пустотность таких пород достигает 25—35 %. При погружении на глубины 4—5 км пористость пород может сохраняться достаточно высокой — 20—25 %. Проницаемость биогермных карбонатных построек может превышать $1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$.

Барьерные рифы могут образовывать самостоятельные массивные природные резервуары. Примером тому служат артинский риф, протягивающийся вдоль северной и западной частей Прикаспийской впадины (рис. 134), нижнепермский барьерный риф Эбо в США и другие. В Прикаспийской впадине рифовый коллекторский массив имеет протяженность более 1000 км и ширину 3—5,5 км. Он перекрывается кунгурской толщей каменной соли с ангидритами в основании, общей мощностью до 1000 м. Глубина залегания рифового тела на западе 1,5—2,3 км, а на севере — до 3—3,5 км.

Залегающие в основании рифа карбонатные породы представлены известняками органогенными и хемогенными, многие из которых в различной степени доломитизированы. Само рифовое тело сформировано в основном при участии мшанок, гидроактинид, фораминифер и других организмов. Поровое пространство в рифовом теле — межформенные и внутриформенные поры, каверны, трещины. Коэффициент открытой пористости, при глубине свыше 3000 м достигает 25 %. Известняки, прилегающие к рифовым постройкам, а также подстилающие их, относятся к органогенным и хемогенным. Они более плотные, менее пори-

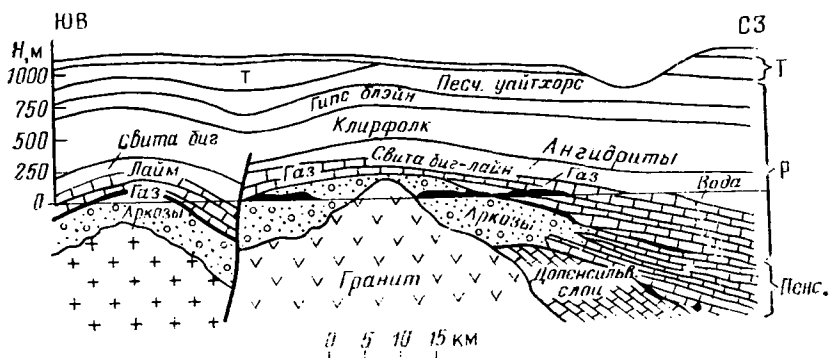


Рис. 135. Массивный, литологически неоднородный природный резервуар месторождения Панхендл (по А. Фергюсону и Д. Вернону).

стые — до 6—12 %. Поры, связанные с органическими остатками, практически отсутствуют. Основная же роль принадлежит кавернам и трещинам. Проницаемость пород колеблется в широких пределах — от $1 \cdot 10^{-17}$ до $1 \cdot 10^{-13}$ м².

Экранирующая толща, представленная в значительной части каменной солью и ангидритами, надежно предохраняет углеводороды от рассеяния, о чем свидетельствует наличие в залежи газоконденсата.

Известны неоднородные массивные резервуары, в которых коллекторы представлены разновозрастными породами осадочного, магматического и метаморфического генезиса. Один из них — природный массивный резервуар в районе газонефтяного месторождения Панхендл (Техас, США). Это месторождение приурочено к погребенному хребту Амарильо, представляющему собой ряд эродированных гранитных выступов на глубине 700—900 м. Залежь протягивается на 200 км, имея в ширину до 45 км при высоте около 400 м. С поверхности гранитные выступы покрыты шлейфом грубозернистых аркозовых песков с примесью гальки и валунов. Этот шлейф возник в результате выветривания гранитов и перемиыва продуктов разрушения.

Выше залегают пенсильванские известняки и нижнепермские доломиты. Перекрывается этот комплекс пачкой ангидритов мощностью 50—60 м. Таким образом, в рассматриваемом неоднородном массивном природном резервуаре (рис. 135) коллектор представлен обломочными образованиями, известняками и доломитами, а флюидоупор — ангидритами. Снизу залежь подстилается водой.

Резервуары, литологически ограниченные со всех сторон.

К этой группе природных резервуаров относятся такие, в которых породы-коллекторы со всех сторон экранируются практически непроницаемыми породами. По площади распро-

странения природные резервуары этого типа значительно уступают ранее рассмотренным. Форма литологически ограниченных резервуаров может быть очень разнообразной. Чаще всего она определяется в стадию седиментогенеза благодаря специфике осадконакопления в различных областях: речных руслах, дельтах, на мелком шельфе (бары), прибрежной суше (дюны) и т. д. Вследствие этого форма резервуара в плане может быть сильно удлинненной, извилистой, ветвящейся, изометричной, округлой или эллиптической. Кроме того, литологически ограниченные природные резервуары могут возникнуть на стадии катагенеза на локальных участках за счет избирательного растворения отдельных компонентов пород с последующим выносом продуктов реакций или из-за растрескивания пород, сопровождающегося превращением неколлектора в коллектор. Возможна также катагенетическая цементация пород-коллекторов пластового или массивного резервуара, в результате которой сохраняются лишь отдельные изолированные очаги пористых и проницаемых пород.

Резервуары, приуроченные к породам, выполняющим русла палеорек стали известны со времени открытия И. М. Губкиным (1910 г.) рукавообразной залежи нефти в нижней части майкопской свиты в Краснодарском крае. К настоящему времени природные резервуары, связанные с русловыми отложениями палеорек, установлены в ряде стран, но, пожалуй, наиболее известны они в США.

Палеорусло реки длиной 30 км и шириной 450 м обнаружено в нижнемеловых отложениях штата Небраска (США). Это палеорусло (рис. 136), выполненное песчаниками мощностью до 20—25 м, перекрыто полуторакилометровой толщей осадочных пород. Непосредственно русловые песчаники экранируются глинистыми породами и совместно они образуют литологически ограниченный природный резервуар. Судя по опубликованным данным речные песчаники этого природного резервуара обладают высокими коллекторскими свойствами—их средняя пористость составляет 21 %, а проницаемость $5,3 \cdot 10^{-13}$ м². Все обнаруженные залежи нефти приурочены к местам пересечения природного резервуара положительными структурными элементами.

Природный резервуар в палеорусле реки обнаружен в тульском горизонте (C₁) на Покровском нефтяном месторождении Куйбышевской области. Палеорусло, выполненное терригенными породами, имеет выявленную длину 12 км и ширину 300—1000 м. Несомненно, что палеорусло (если осадки его выполняющие не размыты в последующие эпохи) имеет продолжение в северо-западном направлении. Коллекторское тело складывается среднеуплотненными ($k_d = 0,78—0,83$), мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, сцементированными глинистым цементом. Пористость коллекторских пород 19—21 %, проницаемость более изменчива и достигает $7,8 \cdot 10^{-13}$ м². Судя по размеру обломоч-

ных зерен и составу цемента, надо полагать, что палеорека протекала в равнинной местности и имела медленное течение.

Ориентируясь на современные реки русской равнины, допускается возможность сужения и расширения отдельных участков русла и соответственно изменения скорости течения реки и состава накапливаемых осадков. Возможно, что в палеорусле окажется несколько природных резервуаров, вследствие замещения на отдельных участках русла проницаемых песчаных отложений непроницаемыми или малопроницаемыми алевритовыми и глинистыми отложениями.

Природные резервуары в дельтовых отложениях известны в СССР и других странах мира. Наиболее изучены они в США, поскольку антиклинальные структуры, на которые в основном, ориентируются специалисты при поисках углеводородов, там уже давно разведаны. Природные резервуары рассматриваемого типа состоят обычно из песчаных или алевритовых пород-коллекторов и глинистых пород-флюидоупоров, со всех сторон экранирующих коллекторское тело. Форма природного резервуара — удлиненная, нередко ветвящаяся (типа птичьей лапки), что определяется обстановкой осадконакопления — осаджением песчаных и алевритовых осадков в подводных руслах рек при впадении их в море.

Коллекторские свойства песчаных и алевритовых пород в резервуарах, связанных с дельтовыми отложениями могут сильно варьировать в зависимости от литологического состава (особенно от содержания глинистого материала), глубины залегания

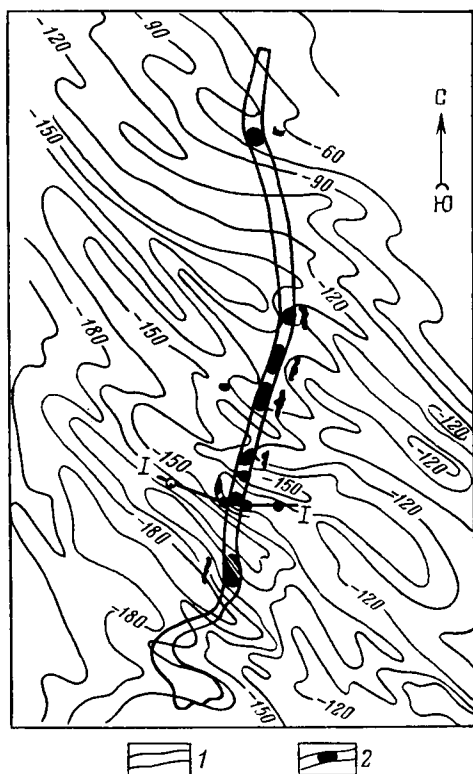


Рис. 136. Литологически ограниченный природный резервуар в палеорусле реки, нефтегазоносный бассейн Денвер, штат Небраска, США (по Д. Хармсу).

1 — контуры природного резервуара; 2 — залежи нефти

и возраста. В отдельных случаях пористость пород-коллекторов составляет 5—10 % при проницаемости менее $1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Один из характерных природных резервуаров, приуроченных к дельтовым отложениям находится в юго-западной части бассейна Денвер, штат Колорадо, США (рис. 137). Он приурочен к отложениям нижнемелового возраста и залегает на глубине около 2000 м. Коллекторское тело мощностью около 15 м состоит из песчаников, нередко с примесью алеврита и значительного количества глинистого цемента. Вследствие этого коллекторские свойства пород резервуара колеблются в широких пределах. В участках с наиболее высокими коллекторскими параметрами средняя открытая пористость достигает 19 % и проницаемость $1,4 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. Экранируется коллекторское тело глинистыми породами.

Природные резервуары, связанные с барами. Этот тип природных резервуаров широко распространен в некоторых регионах. Песчаные бары возникают в условиях подвижной среды на мелком шельфе. Они обычно удлиненной формы и располагаются одиночно или в виде цепочки тел, ориентированных параллельно палеоберегу. Размер баров неодинаков, в длину они достигают 20 км, в ширину — до 6 км при высоте до 30 м. В поперечном сечении бары имеют некоторое сходство с отложениями речных русел, но обычно у последних верхняя часть плоская, нижняя — искривленная, выпуклая. В барах же наоборот — плоское основание и выпуклая, искривленная верхняя часть. Вместе с тем следует отметить, что в результате тектонических напряжений и неравномерного уплотнения пород эти закономерности в ряде случаев нарушаются.

Пример природного резервуара приуроченного к бару показан на рисунке 138. Здесь, на профиле разреза месторожде-

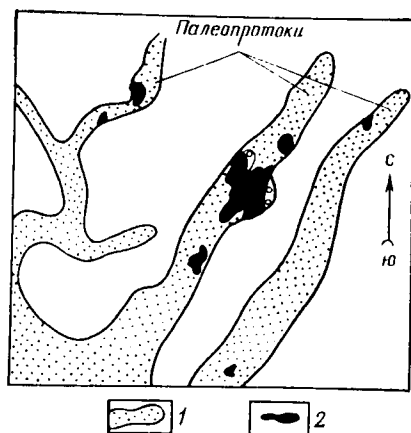


Рис. 137. Литологически ограниченный природный резервуар в дельтовых отложениях, нефтегазоносный бассейн Денвер, США (по Г. Эккеру).

1 — контуры природного резервуара; 2 — залежи нефти и газа

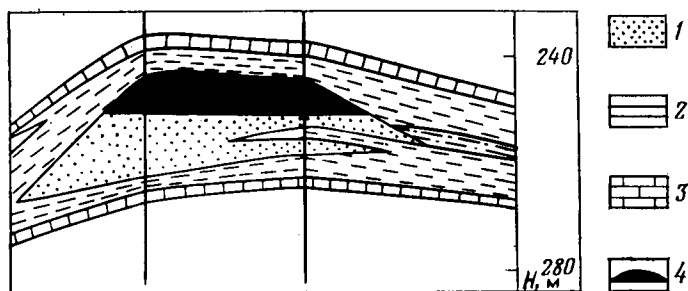


Рис. 138. Литологически ограниченный природный резервуар. Коллектор — песчаный бар Рид-Ист, США, со всех сторон ограниченный глинами (по Д. Б. Кэтти).

1 — песок; 2 — глина; 3 — известняк; 4 — нефть

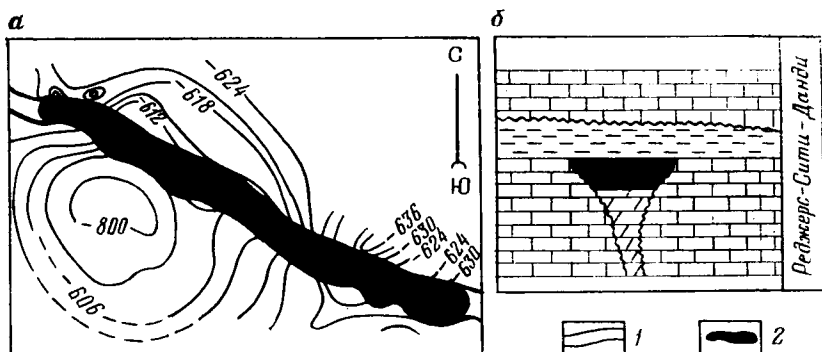


Рис. 139. Природный резервуар, возникший в результате вторичных процессов, район месторождения Дин-Ривер, США (по К. К. Ландес).

а — природный резервуар в плане; б — резервуар в разрезе; 1 — контуры природного резервуара; 2 — залежь нефти

ния Рид-Ист изображено песчаное баровое тело, экранированное глинами. Высота бара до 25 м. Нефтяная залежь находится в верхней части резервуара и имеет высоту 8 м.

Природные резервуары, возникшие только вследствие катагенетических процессов на локальных участках, в чистом виде в породах, по-видимому, не имеют широкого распространения. Коллекторские свойства пород в этом случае обычно повышаются за счет вторичных изменений в первичном поровом пространстве, при этом тип природного резервуара не изменяется.

Один из катагенетических природных резервуаров, описанных в американской литературе, располагается в центральной части Мичиганской впадины. Природный резервуар состоит из коллектора, представленного известняками доломитизированными, трещиноватыми, кавернозными, ограниченного с боков плот-

ными непроницаемыми известняками, а сверху глинистыми породами девонского возраста. К этому природному резервуару приурочено нефтяное месторождение Дип-Ривер (рис.139), имеющее форму узкой линейной зоны шириной до 800 м и длиной около 9 км. Считают, что этот природный резервуар образовался при разрядке тектонических напряжений в результате растрескивания пород с последующими доломитизацией известняков и кавернообразованием.

Природные резервуары, возникшие вследствие вторичных процессов, как гипергенных так и катагенных изучены пока недостаточно. Большинство из них, по-видимому, обязаны гипергенезу и растрескиванию пород в результате разрядки тектонических напряжений.

§ 3. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ И ЭКРАНИРУЮЩИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Прогнозирование природных резервуаров нефти и газа в настоящее время одна из актуальных задач нефтегазовой геологии. Знание местоположения и качества природного резервуара — одна из главных предпосылок, позволяющих правильно и успешно осуществлять поиски, разведку и разработку месторождений углеводородов. Таким образом, цель прогнозирования — установить местоположение, размер, форму, глубину залегания и качество природного резервуара. При современном уровне знаний, степени геологической изученности недр, технической оснащенности эта задача весьма сложная. Основой для прогнозирования служат представления о том, что параметры природного резервуара в значительной мере предопределяются физико-географическими обстановками в стадию седиментогенеза, а также направленностью и интенсивностью вторичных преобразований пород, в том числе и под влиянием тектонических процессов.

В каждом конкретном регионе вследствие специфики геологического развития, в образовании геологических тел и формировании коллекторских свойств пород имеются свои закономерности и аномалии. При прогнозировании следует учитывать, что вследствие особенностей геологического развития и периодичности осадконакопления на территории СССР в кайнозойских и мезозой-кайнозойских отложениях распространены преимущественно терригенные породы (Западная Сибирь, Урало-Поволжье, Северный Кавказ, Восточное Закавказье, Западная Украина и др.). В палеозойских отложениях широко развиты карбонатные породы (Урало-Поволжье, Западная Сибирь, Белоруссия, Фергана, Восточная Сибирь), но часто встречаются

терригенные и соляные (Урало-Поволжский, Тимано-Печорский, Прикаспийский, Днепровско-Донецкий, Тунгусский регионы).

Такое распространение пород обуславливает развитие в кайнозойских и мезозойских отложениях преимущественно песчаных и алевритовых коллекторов порового типа. Породами-экранами в этих случаях чаще всего служат глинистые образования. В палеозойских отложениях типичны карбонатные породы-коллекторы (известняки, доломиты и разности промежуточного состава) со смешанной структурой порового пространства — порово-трещинной, каверново-трещинной и трещинной. Наряду с этим породы-коллекторы нередко бывают представлены песчаниками и алевролитами с поровым и порово-трещинным пустотным пространством. Экранирующие толщи состоят из глинистых породами, каменной солью и сульфатами.

Природные резервуары флюидов в осадочных породах практически распространены повсеместно, но неизвестны их глубинное положение, стратиграфическая принадлежность, размер, форма, литологический состав и коллекторские параметры. Исходя из целей и специфики методических приемов, применяемых при изучении природных резервуаров, задача разделяется на определение пространственного положения природного резервуара и качественный прогноз пород-коллекторов и пород-экранов, составляющих природный резервуар.

Определение пространственного положения природного резервуара. Для решения этой задачи необходимо определенное литологическое обеспечение — литологические или литолого-фациальные карты заданного стратиграфического подразделения и литологические колонки (или геолого-геофизические разрезы) по скважинам.

Решение задачи начинается с сопоставления литологических колонок по профильным направлениям, по возможности ориентированным взаимно-перпендикулярно. Графические построения, с использованием принципов метода интерполяции, позволяют наметить границы коллекторских и экранирующих тел в разрезе. После этого, используя результаты графического сопоставления литологических колонок, на литологической карте проводят контуры распространения коллекторов (в данном случае представленного песчаными и алевритовыми породами) и экранов. Литологическая карта обеспечивает более точное проведение контуров распространения коллекторских и экранирующих тел природного резервуара. Если литологической карты нет и составить ее не представляется возможным, то примерные границы распространения природных резервуаров можно прогнозировать, опираясь на единичные скважины, используя естественные обнажения пород и горные выработки, учитывая местоположение области сноса осадочного материала и осадочную

дифференциацию. По мере получения новых литологических данных карты распространения природных резервуаров могут быть детализированы.

Качественный прогноз коллекторских и экранирующих тел. После определения пространственного положения природного резервуара приступают к решению второй части задачи — качественному прогнозу коллекторского и экранирующих тел. Если коллекторские и экранирующие тела вскрыты скважинами и получен керн из изучаемых отложений, задача сводится к лабораторным исследованиям, в частности к прямому определению коллекторских параметров и к интерпретации результатов геофизических исследований скважин. Если же каменного материала и определений коллекторских параметров пород нет, то при оценке качества коллекторов и экранов следует использовать косвенные признаки.

Существенную помощь при прогнозировании природных явлений, объектов и их свойств в условиях дефицита данных оказывают методы экстраполяции, аналогии, экспертных оценок, моделирования. Эти методы рекомендуются использовать и при прогнозировании коллекторских свойств.

Метод экстраполяции базируется на четко выраженной тенденции в изменении явлений и объектов в пространстве или времени. Если такая тенденция прослеживается и есть основание считать, что она будет продолжаться и дальше, то можно предсказать, каким будет объект на заданном отрезке. В нашем случае — каким будет коллектор при погружении от поверхности до заданной глубины. Если тенденция развития объекта меняет направление или знак, то она не может быть использована для экстраполяции. При этом методе прогнозирования пород-коллекторов есть и другие слабые стороны, снижающие достоверность получаемых результатов. Имеется в виду знакопеременность движений блоков земной коры, неравномерность катагенного изменения коллекторских свойств пород при погружении на разные уровни, а также в пределах пласта по площади. Для внесения соответствующих корректив следует познать факторы или процессы, управляющие этими отклонениями, применительно к изучаемому объекту. В случае с породами-коллекторами, управляющими процессами являются седиментогенез и катагенез.

Метод использования аналогий основывается на том, что природные объекты одного ранга в сходных условиях проходят сходные пути развития. Если мы знаем качество одного из этих объектов, то по методу аналогий подобные качества надо ожидать и у другого объекта. Например, установив качество породы-коллектора в одном из пунктов района, можно предсказать коллекторские свойства подобной породы в другом пункте этого же региона. Для повышения достоверности прогноза при

этом необходимо использовать результаты литолого-фациальных исследований.

Метод экспертных оценок пожалуй менее достоверен, чем предыдущие. Его результаты отражают опыт, эрудицию и интуицию специалистов, занимающихся прогнозированием тех или иных явлений и объектов. Тем не менее при ограниченном фактическом материале при прогнозировании пород-коллекторов и пород-экранов этот метод находит широкое применение.

Метод моделирования весьма перспективен для прогнозирования, однако в настоящее время в подавляющем большинстве случаев исследователи не располагают достаточными данными для выполнения прогноза. Особенно это касается материалов по вторичным изменениям пород, учету влияния структурного положения коллектора. Несмотря на имеющиеся сложности, при все углубляющемся познании недр и широком внедрении ЭВМ в практику научно-исследовательских работ этот метод может стать одним из наиболее эффективных для прогнозирования коллекторов и экранирующих толщ, особенно на больших глубинах.

При прогнозировании коллекторских и экранирующих свойств составных частей природных резервуаров наибольшую помощь могут оказать знание литологического состава; литологической однородности коллекторских и экранирующих тел; наличия и степени размыва пород и перерывов в осадконакоплении; направленность и последствия катагенеза.

Перечисленные выше признаки и свойства при определенных значениях или условиях могут способствовать как сохранению (и даже повышению), так и понижению коллекторских и экранирующих свойств пород. В связи с этим ниже отмечаются условия и значения признаков и свойств, которые благоприятствуют формированию коллекторских и экранирующих свойств природных резервуаров нефти и газа. Благоприятствуют существованию пород-коллекторов следующие факторы.

Литологический состав: В случае обломочных пород благоприятнее мономинеральные кварцевые песчаники средне- или крупнозернистые, хуже мелкозернистые песчаники и алевролиты без цемента, однако, уже в условиях умеренного погружения (2,5—3,5 км), в таких породах возможна регенерация обломочных зерен и «залечивание» порового пространства. Благоприятны также песчаные и алевроитовые породы с небольшим количеством (до 10—15 %) гидрослюдистого, каолинитового и кальцитового цементов контактного, пленочного и сгусткового типов. Среди карбонатных пород наиболее благоприятны для формирования коллекторских тел биогенные известняки. Они обладают высокими первичными пористостью и проницаемостью, которые, однако, с погружением понижаются.

Литологическая однородность коллекторского тела отражает стабильность фациальной обстановки в бассейне осадконакопления. Она предопределяет равнозначность коллекторских свойств пород пласта в различных пунктах региона. В связи с этим, для успешности прогнозирования коллекторских свойств необходимо произвести литолого-фациальное картирование, установить наличие и степень литологической неоднородности. Оценивают коллекторские свойства литологически неоднородных пластов отдельно для каждой из литолого-фациальных зон, используя известные фактические данные и методы аналогии или интерполяции.

Размывы и перерывы в осадконакоплении отражаются на коллекторских свойствах пород. Гипергенные процессы, происходящие при этом способствуют повышению коллекторских свойств карбонатных пород под поверхностями размыва или перерыва в осадконакоплении. На коллекторских свойствах обломочных пород эти процессы отражаются менее определенно. Вместе с тем, размывы и перерывы в осадконакоплении часто сменяются отложением базальных терригенных толщ, в которых широко развиты обломочные породы-коллекторы. Таким образом, в терригенных породах коллекторские тела более характерны для отложений над поверхностями размыва и перерыва. Следует иметь в виду, что в условиях гумидного климата чем продолжительнее размыв или перерыв в осадконакоплении, тем мощнее зона развития вторичных коллекторов в карбонатных породах.

Катагенетические процессы в обстановке низких рН вод и в присутствии химических активных газов (CO_2 , H_2S) сопровождаются растворением и выносом продуктов реакции из пород. Наиболее интенсивны такие реакции в поровом пространстве и трещинах, что способствует повышению коллекторских свойств пород. Уплотнение терригенных и карбонатных пород с увеличением глубины залегания сопровождается снижением пластичности, благодаря чему породы становятся хрупкими и при разрядке тектонических напряжений в них развивается трещиноватость. Доломитизация известняков нередко благоприятствует повышению коллекторских свойств пород-коллекторов, так как возрастают их пористость и проницаемость.

Перечисленные выше катагенетические процессы проявляются в разных геологических регионах на неодинаковых глубинах, что регулируется термобарическими, геохимическими и гидрогеологическими условиями. При общей оценке коллекторских свойств пород, особенно на больших глубинах, это обстоятельство необходимо учитывать, базируясь на упомянутых методах прогнозирования.

Кроме литологических признаков и свойств пород, на кол-

литорских свойствах отражаются и другие геологические процессы и признаки, среди которых отметим следующие.

Тектонический режим и структурное положение изучаемой территории на стадии седиментогенеза и катагенеза. Благоприятен стабильный тектонический режим большой продолжительности, способствующий формированию коллекторского тела значительной мощности. Последний признак в свою очередь благоприятствует сохранению коллекторских свойств на стадии катагенеза. После образования геологической структуры также благоприятна спокойная тектоническая обстановка, способствующая сохранению целостности коллекторского тела.

Аномально высокие пластовые давления препятствуют уплотнению пород, смыканию трещин и тем способствуют сохранению коллекторских свойств.

Геотермическая обстановка в недрах также отражается на коллекторских свойствах пород. Высокие температуры интенсифицируют вторичные процессы — минеральное новообразование, растворение под давлением, преобразование органического вещества, что снижает коллекторские свойства пород. В связи с этим более благоприятны условия для сохранения коллекторских свойств, особенно на больших глубинах, в регионах с низким геотермическим градиентом.

Большую помощь при прогнозировании и оценке коллекторских свойств пород оказывают результаты геофизических исследований скважин, позволяющие также выдать в разрезе пласты коллекторы. Если исследователь располагает какими-либо другими геологическими данными их так же надо использовать при прогнозной оценке коллекторских свойств пород.

Существенно влияют на развитие экранирующих свойств пород следующие факторы и процессы.

Литологический состав. Наиболее высокими экранирующими свойствами обладают регионально распространенные, без литологических окон мощные толщи каменной соли и глинистых пород. Среди последних всего надежнее глины с высоким содержанием минералов группы монтмориллонита.

Литологическая неоднородность — отрицательный признак экранирующих тел, поскольку среди надежных экранов залегают породы с низкими экранирующими свойствами, через которые может произойти утечка и рассеяние углеводородов в окружающей среде. Для оценки литологической неоднородности экранирующего тела необходимо произвести литолого-фациальное картирование.

Размывы и перерывы в осадконакоплении оказывают преимущественно отрицательное влияние на экранирующие свойства пород. При этих процессах могут происходить сокращение площади распространения и мощности экра-

нирующего тела, механическое и химическое выветривание, способствующие разуплотнению пород и появлению проницаемых окон.

Катагенетические изменения также преимущественно снижают экранирующие свойства пород. В глинах — за счет преобразования монтмориллонита в смешаннослойные и гидрослюдистые глинистые минералы, а также вследствие понижения пластичности глин и перехода их в хрупкие аргиллиты, склонные к растрескиванию при тектонических напряжениях. Пласт каменной соли также может потерять свой экранирующий потенциал в результате перераспределения массы соли при образовании соляных куполов, гребней и других форм в одних участках, и выжимании соли в других, вследствие чего возможно появление проницаемых окон.

Положительное влияние на экранирующие свойства пластов-флюидоупоров оказывают повышенные поровые давления. Благоприятны спокойная тектоническая обстановка, не вызывающая нарушения сплошности экранирующего тела и некоторые другие геологические факторы.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите литологические факторы, благоприятные для формирования природных резервуаров нефти и газа.
2. Дайте литологическую характеристику пластового, массивного и литологически ограниченного природного резервуара.
3. Перечислите литологические признаки и свойства, используемые при прогнозировании природных резервуаров.
4. Назовите виды литологически ограниченных со всех сторон резервуаров нефти и газа.
5. Какова роль региональных размывов и перерывов в осадконакоплении при формировании природных резервуаров нефти и газа?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас текстур и структур осадочных пород.*— М.: Недра, 1979.
- Багринцева К. И.* Трещиноватость осадочных пород.— М.: Недра, 1982.
- Бакиров А. А., Мальцева А. К.* Литолого-фациальный и формационный анализ при поисках и разведке скоплений нефти и газа.— М.: Недра, 1985.
- Бурлин Ю. К.* Природные резервуары нефти и газа.— М.: изд. МГУ, 1975.
- Богданов Ю. А., Левитан М. И., Лисицын А. П.* Влияние тектоники и климата на формирование осадочных формаций океанского ложа. В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов.— М.: Наука, 1980.
- Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород.— М.: Мир, 1981.
- Залежи нефти и газа в ловушках неантиклинального типа/Под ред. В. В. Семеновича.*— М.: Недра, 1982.
- Казанский Ю. П.* Седиментология.— Новосибирск: Наука, 1976.
- Крашенинников Г. Ф.* Учение о фациях.— М.: Высшая школа, 1971.
- Лидер М. Р.* Седиментология. Процессы и продукты.— М.: Мир, 1986.
- Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и прерывы в осадконакоплении в морях и океанах.— М.: Наука, 1988.
- Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород, изд. 3-е.— М.: Высшая школа, 1984.
- Мурдмаа И. О.* Фации океанов.— М.: Наука, 1987.
- Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Пименов Ю. Г.* Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах.— М.: Недра, 1987.
- Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР.— М.: Наука, 1971.
- Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений.— М.: Недра, 1984.
- Хаин В. Е.* Учение о геологических формациях на современном этапе. Изв. АН СССР, сер. Геология, № 11, 1980, с. 5—18.
- Ханин А. А.* Породы-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР.— М.: Недра, 1973.
- Шванов В. Н.* Петрография песчаных пород.— Л.: Недра, 1987.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная равнина 205, 221
Авандельта 246, 247, 249, 292
Алеврит 99, 111
Алевролит 99, 111
Аллювий 180, 194
Анализ гранулометрический 157
— минералогический 159, 160
— рентгеновский 164
— рентгено-флюоресцентный 163
— спектральный 162
— термический 164
— химический 161
Антрацит 81
Апвеллинг 230, 311, 312
Асфальт 84
- Бар 238, 291, 294, 306, 307, 319, 320
Барханы 200, 318
Бенч 233
Биогерм 209, 210, 291
Биостром 209, 210
Биосфера 78
Биотоп 280
Биоценоз 279, 280, 308
Битумоид 55
Боксит 150
Болота 196
Брекчия 99, 100
- Валуны 99, 100
Витринит 61
Вода свободная 54
— связанная 54
Водонасыщенность 356
Восстановительные условия 313
Вулканический пепел 17
Вулканическое стекло 17
Вулканогенно-осадочный литогенез 48
Выветривание 13
- Газонасыщенность 357
Галечник 99, 101
Галька 99
Гальмиролиз 16
Генетический тип 180, 181, 213, 216
Гемипелагические глины 218
Гигероглифы 88
Гидрагиллит (гиббсит) 150
- Гидрослюда (иллит) 114
Гидрофильные минералы 358
Гидрофобные минералы 358
Гипсовая порода 139
Гиттия 197
Глауконит 264
Глинистый сланец 63
Глубоководные отложения 223, 224, 225
Гравелит 99, 101
Гравий 99
Гравититы 213
Градационная слоистость 213
- Дельта 243, 244, 245, 247, 250, 304, 306
Дельта лопастная 248
Джеспилит 151
Диатомит 143
Дифференциация осадочная 28
— биогенная 31
— механическая 29
— физико-химическая 32
— химическая 30
Драа 200
Дресва 99, 102
Дресвит 99, 102
Дюны 181, 200, 237
- Железистые породы 151
- Зональность осадконакопления океаническая
— вертикальная 230
— климатическая 229
— широтная 229, 230
— циркумконтинентальная 229
- Знаки волнения 278, 279
— ряби 211, 277, 278, 279
— течения 278, 279
- Известняк биогенный 126
— биогенно-обломочный 126
— биоморфный 128
— водорослевый 128
— детритовый 129
— мраморовидный 64
— обломочный 131
— органогенно-обломочный 129
— оолитовый 130

- хемогенный 129
- Илоеды 286, 292
- Илы диатомовые 230
 - известковые 222
 - птероподовые 222
 - радиоляриевые 222
 - синие 218
 - фораминиферовые 222
- Иммерсионные жидкости 160
- Каверны 348, 352
- Кальцитизация 56
- Каменная соль 140
- Каменный уголь 62
- Каньоны глубоководные 213, 214
- Каолинит 114
- Карбонатного равновесия реакция 204
- Каустобиолиты 84
- Кварцит 152
- Классификация карбонатных пород 126
 - обломочных пород 99
 - осадочный пород 82, 83
 - пород-коллекторов карбонатных 390
 - пород-коллекторов обломочных 381
 - пород-коллекторов общая 360
- Клиноформа 255, 256
- Клиф 233
- Кокколиты 132
- Коллоиды 32
- Конгломерат 99, 101
- Конкреция 147, 155
- Континентальные окраины активные 218
 - пассивные 206
- Континентальный склон 213, 320
- Контуриты 213, 216
- Конус выноса глубоководный 214
 - подводный 214, 215
- Кора выветривания 187
- Космический материал 18
- Косы 233, 238
- Коэффициент уплотнения 52
 - пластичности 349
 - пористости 346
 - проницаемости 354
- Красные глубоководные глины 221, 222
- Кремень 145
- Кремнезем 113, 145
- Кривые нагревания 164
- Лавинная седиментация 229, 244
- Лагуны 238, 239, 240, 241
- Латерит 150
- Лед припайный 23

- Ледовый литогенез 43
- Лёсс 53, 111
- Лиманы 239
- Литогенез 8
- Литогенеза типы 44
- Литология 3
- Литораль 232
- Ловушки нефти и газа неантиклинальные 317, 318
- палеогеоморфологические 292, 299, 317, 318
- Марши 234
- Мел 191
- Мелководные отложения 207, 202
- Мергель 126, 135
- Метод актуализма 73
- Микрофации 184
- Минералы акцессорные
 - аутигенные 264
 - глинистые 114
 - обломочные 103
- Минеральные новообразования 56
- Монтмориллонит 114
- Морена 192, 198
- Моря внутренние 203
 - котловинные 203, 219
 - краевые 203
 - окраинные 203
 - средиземные 203
 - эпиконтинентальные 137
- Нерастворимый остаток 157
- Нефтенасыщенность 357
- Обвалы 188
- Область неритовая 207
 - пелагическая 221
 - приконтинентальная 206
- Озера олиготрофные 197
 - эвтрофные 197
- Окатанность 24, 103
- Окислительно-восстановительный потенциал 14, 313, 315
- Окраска осадочных пород 96
- Окремнение 103
- Оолиты 130
- Опока 144
- Органическое вещество 309, 312
- Органогенные постройки 209, 210
- Осадконакопление событийное 190, 260
- Остаточная вода 357
- Отмель прирусловая 193
- Островные дуги 218
- Осыпи 188
- Палимпсестовые отложения 207, 209, 210

- Палеогеоморфология 298, 299
 Пелагические осадки 221
 Пепел вулканический 17
 Перекристаллизация 56
 Пересыпы 213
 Периодичность осадконакопления 63
 Перлювий 193
 Пески 99, 102
 Песчаники аркозовые 105, 106
 — граувакковые 105, 106, 107
 — лититовые 106, 107
 — мономинеральные 105, 106
 — олигомиктовые 105, 106
 — полимиктовые 105, 106
 Плайя 196
 Пластичность 348
 Плотность 252
 пляж 236
 Пойма 193
 Полезные ископаемые осадочные 102, 138, 142
 Пористость открытая 346
 — полная (физическая) 346
 — эффективная 346
 Порода-коллектор 346
 Порода-экран (флюидоупор) 345
 Породы ангидритовые 139
 — вулканогенно-осадочные 112
 — глинистые 114, 119, 120
 — карбонатные 125
 — кремнистые 143
 — марганцевые 153
 — обломочные 98
 — песчаные 102
 — сульфатные 139
 — туфогенные 112
 — фосфатные 146
 — шамозитовые 153
 Поры вторичные 347
 — первичные 347
 Потоки временные 189
 — гравитационные 205
 — мутьевые 205, 216
 — обломочного материала 205
 — разжижения 205
 — турбидитные 205
 Пустыни 199
 Природный резервуар 345
 Проницаемость абсолютная 354
 — относительная 354
 — эффективная 354
 Равнины приливно-отливные 234, 235
 Радиоларит 144, 328, 329
 Раздробление механическое 13
 Разложение химическое 13
 Рапа 240
 Регенерация 60, 105
 Рикке принцип 51
 Ритмичность 68
 Рифовая система, асимметричная 209, 211, 320
 Рифы 210, 211, 254, 297, 301, 306, 321, 326
 Руслу аккумулятивные 292, 294, 306
 — эрозионные 292, 294
 Себха 235, 236
 Седиментационные циклы 289
 Седиментация нефелоидная 211, 216
 Седиментология 4
 Сильвинит 140
 Скорость осадконакопления 27
 Сланцы горючие 311
 Слоистость волнистая 208, 276
 — горизонтальная 88, 274
 — диагональная 193
 — косая 89, 193, 208, 276, 296
 — ленточная 193
 — эоловая 276
 Смачиваемость 358
 Соленость 281, 282, 287, 307, 313
 Спонголит 144
 Способ отложения 180, 181
 Срединно-океанические хребты 221, 334, 335, 340
 Стадия гипергенеза 64
 — диагенеза 33
 — катагенеза 49
 — метagenеза 62
 — седиментогенеза 12
 Стиллолитовые швы 92
 Структура инкорпорационная 60
 — конформная 60
 — микростиллитовая 52
 — породы 93
 — цемента 104
 Танатоценоз 279, 280, 281, 286, 288
 Текстуры осадочных пород 85, 86
 Темпеститы 260
 Течения вдольбереговые 204
 — вязких и разжиженных потоков большой плотности 205
 — гравитационные 204, 205, 213
 — контурные 213, 216
 — мутьевые 204, 205
 — океанические глубоководные 204
 — приливно-отливные 204, 233
 — циркуляционно - вертикальные 204
 Тиллиты 198
 Типы пород-коллекторов 359, 360
 Типы пород-коллекторов на больших глубинах 403

Трепел 144
Трещиноватость 351
Турбидиты 215, 216, 219, 220, 226,
335, 339
Туффиты 112

Уплотнение пород 51
Условия отложения 181

Фангломерат 190
Фациально-циклический анализ 289
Фациальные карты 301, 304, 305, 306,
307
— профили 304, 305, 306
Фации абиссальные 204, 251
— аллювиальные 191, 193
— аномальной солености 225
— батинальные 204, 251
— болотные 197
— геохимические 313, 315, 316
— дельтовые 243
— делювиальные 188
— коллювиально-делювиальные 188,
190
— континентальные 185, 251
— лагунные 237
— лиманные 237
— лимнические 195, 196
— ледниковые 191
— морские 201
— неритовые 204
— озерные 195
— пелагические 221
— пойменные 193
— понтические 228
— прибрежно-морские 232, 233
— приконтинентальные 206
— приливно-отливных равнин 233,
235
— пролювиальные 188, 190
— пустынные 199
— русловые 199
— склоновые 188
— старичные 193
— флювиогляциальные 198
— эвксинские 222
— элювиальные 187
— золотые 199
Фация 178, 179, 182, 323, 327
Форма зерен 103
Формации аспидные 323, 329, 332
— верхнемолассовые 326, 331, 332
— геосинклинальные 328, 341
— карбонатные 330, 334, 342

— лептогеосинклинальные 329, 330
— молассовые 323, 332
— монопородные 327
— нефтегазоносные 342
— нижнемолассовые 331
— океанические 334
— — вулканогенно-карбонатные 335
— — карбонатно-рифтовые 335
— — карбонатные турбидитовые
335
— — кремнисто-глинистые 334
— — пелагических глин 334, 336,
340
— — пелагические карбонатные 334,
335, 336, 340
— — ракушняковые 335
— — терригенно-глинистые 335
— — черных глин 335
— — эксгальционно-железисто-гли-
нистые 335
— платформенные 327, 328
— — автохтонные 333
— — аллохтонные 334
— порфиритовые 330
— сланцево-грауваккоковые 329
— спилит - диабазо - кератофиро-
вые 329, 330
— флишевые 323, 330

Хлидолит 112
Хлориты 114

Цвет осадочных пород 96
Цемент осадочных пород 375
Цикличность 289
Циклиты 260, 289, 290

Шельф 206
Штормовые отложения 260

Щебень 99, 100
Щелочно-кислотные свойства среды
13

Эволюция внешних геосфер 74, 76,
78
Эволюция осадконакопления 82
Эвригалинные организмы 281
Эдафогенный материал 202
Экранирующие свойства пород 404,
410

Яшма 328

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Раздел 1. ОСНОВЫ ЛИТОГЕНЕЗА И ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД	7
Глава 1. Общие сведения о литологии и ее задачах	7
Глава 2. Стадия седиментогенеза	12
§ 1. Образование осадочного материала	12
§ 2. Перенос осадочного материала	19
§ 3. Накопление осадка	25
Глава 3. Стадия диагенеза	33
Глава 4. Основные факторы и условия образования осадочных пород	39
§ 1. Влияние тектоники и климата на литогенез	39
Глава 5. Постдиагенетические (вторичные) изменения осадочных пород	49
§ 1. Стадия катагенеза	49
§ 2. Стадия метагенеза	62
§ 3. Стадия гипергенеза	64
Глава 6. Эволюция и периодичность осадочного процесса	67
§ 1. Периодичность осадконакопления	68
§ 2. Эволюция осадочного процесса	73
Глава 7. Классификация и строение осадочных горных пород	82
§ 1. Классификация осадочных пород	82
§ 2. Текстура, структура, цвет осадочных горных пород	85
Глава 8. Обломочные и вулканогенно-осадочные горные породы	98
§ 1. Грубообломочные породы	100
§ 2. Песчаные породы	102
§ 3. Алевритовые породы	111
§ 4. Вулканогенно-осадочные породы	112
Глава 9. Глинистые породы	114
§ 1. Общая характеристика глинистых пород	117
Глава 10. Хомогенные и биогенные породы	124
§ 1. Карбонатные породы	125
§ 2. Соляные породы	139
§ 3. Кремнистые породы	143
§ 4. Фосфатные породы	146
§ 5. Алюминистые (глиноземистые) породы	150

§ 6. Железистые породы	151
§ 7. Марганцевые породы	153
Глава 11. Методы литологических исследований и графической обработки аналитических данных	156
§ 1. Методы исследования осадочных горных пород	156
§ 2. Методы графической обработки аналитических данных	167
Раздел II. ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ	178
Глава 12. Фации и значение фациального анализа	178
Глава 13. Континентальные фации	185
§ 1. Элювиальные фации	187
§ 2. Склоновые (коллювиально-делювиальные и пролювиальные) фации	188
§ 3. Аллювиальные фации	191
§ 4. Лимнические фации	195
§ 5. Ледниковые фации	197
§ 6. Эоловые пустынные фации	199
Глава 14. Морские и океанические фации	201
§ 1. Приконтинентальные фации	206
§ 2. Пелагические фации	221
§ 3. Фации морских водоемов аномальной солености	225
Глава 15. Фации, переходные от континентальных к морским	232
§ 1. Прибрежно-морские фации	232
§ 2. Лагунные и лиманные фации	237
§ 3. Дельтовые фации	243
Глава 16. Фации и тектоника	251
Глава 17. Основные методы фациального анализа	259
§ 1. Общие принципы фациального анализа	259
§ 2. Литологическое изучение осадочных пород для фациального анализа	262
§ 3. Изучение остатков древних организмов и следов жизнедеятельности для целей фациального анализа	279
§ 4. Изучение строения и формы осадочных тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями	288
§ 5. Основные приемы фациального картирования	301
Глава 18. Использование фациального анализа в нефтегазовой геологии	309
§ 1. Фации, благоприятные для накопления органического вещества	309
§ 2. Геохимические фации	313
§ 3. Некоторые принципы использования фациального анализа при прогнозе, поисках и разведке неантиклинальных ловушек	317
Глава 19. Осадочные формации	322
§ 1. Определение и содержание понятия «формация»	322
§ 2. Принципы классификации и главные группы платформенных, геосинклинальных и океанических формаций	328
§ 3. Формации и полезные ископаемые. Нефтегазоносные формации	341

Раздел III. ЛИТОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ	345
Глава 20. Коллекторские свойства горных пород	346
§ 1. Пористость	346
§ 2. Плотность породы	352
§ 3. Проницаемость	354
§ 4. Водонасыщенность	356
§ 5. Нефте- и газонасыщенность	357
§ 6. Смачиваемость	358
Глава 21. Классификация пород-коллекторов	358
Глава 22. Характеристика пород-коллекторов	369
§ 1. Обломочные породы-коллекторы	369
§ 2. Карбонатные породы-коллекторы	382
§ 3. Глинистые породы-коллекторы	392
§ 4. Магматические и метаморфические породы как возможные коллек- торы нефти и газа	394
§ 5. Коллекторы нефти и газа на больших глубинах	399
Глава 23. Породы-флюидопоры (покрышки)	405
Глава 24. Природные резервуары нефти и газа	414
§ 1. Литолого-фациальные обстановки формирования природных резер- вуаров нефти и газа	414
§ 2. Литологическая характеристика природных резервуаров нефти и газа	418
§ 3. Литологические основы прогнозирования коллекторских и экранирую- щих свойств пород природных резервуаров нефти и газа	430
Список литературы	437
Предметный указатель	438

Прошляков Б. К., Кузнецов В. Г.
П 78 Литология: Учеб. для вузов.— М.: Недра, 1991.— 444 с.:
ил.

ISBN 5-247-01605-X

Рассмотрены распространение, состав, строение, закономерности образования и преобразования осадочных горных пород (диагенез, катагенез, гипергенез). Описаны фации, методы фациального анализа и использование его в нефтегазовой геологии. Приведены сведения о коллекторских свойствах обломочных, вулканогенных, глинистых пород, дана характеристика пород-коллекторов, природных резервуаров нефти и газа (условия образования, типы), изложены методы их прогнозирования.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геология нефти и газа».

П $\frac{1804060200-023}{043(01)-91}$ 45—91

ББК 26.303

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Прошляков Борис Константинович
Кузнецов Виталий Германович

ЛИТОЛОГИЯ

Заведующий редакцией *Е. Г. Першина*
Редактор издательства *Ю. А. Зарринг*
Технические редакторы *Н. П. Старостина, М. П. Виноградова*
Корректор *Л. М. Кауфман*

ИБ № 8302

Сдано в набор 16.07.90. Подписано в печать 03.12.90. Формат 60×90/16. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 28,0. Усл. кр.-отт. 28,0. Уч.-изд. л. 29,31. Тираж 3280 экз. Заказ 1133/2302—3. Цена 1 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047, Москва,
Тверская застава, 3.

Ленинградская типография № 4 Государственного комитета СССР по печати. 191126,
Ленинград, Социалистическая ул., 14.

**СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНТУРОВ
ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА
ПО ВРЕМЕННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ РАЗРЕЗАМ**

● В ЗапСибНИГНИ разработан новый оригинальный способ поисков залежей углеводородов, позволяющий расширить возможности прямых поисков залежей нефти и газа. Согласно лежащей в основе способа теории происхождения и формирования залежей углеводородов, одним из признаков углеводородных залежей является тепловое расширение столба пород над ними, возникающее при реакциях радикальных углеводородных групп керогена, имеющих неспаренные электроны в рассеянном в породах органическом веществе.

● Новые в предлагаемом способе — привлечение к прогнозу нефтегазоносности параметра теплового расширения пород, получаемого по результатам полевых сейсморазведочных работ (МОВ ОГТ), и использование нестандартных приемов обработки результатов.

● При благоприятных условиях и достаточном количестве обработанных сейсмических горизонтов точность определения контуров залежей нефти и газа может быть доведена до 1—2 по латерали.

● Можно определить стратиграфическую привязку залежей углеводородов.

● Предлагаемый способ реализован на ЭВМ.

ЗапСибНИГНИ может выполнить на договорной основе работы по прогнозу нефтегазоносности локальных объектов при наличии у заказчика временных сейсмических разрезов на машинных носителях.

Автор: член-корр. АН СССР И. Н. Нестеров

Адрес: 625670 г. Тюмень, ул. Володарского, 56
ЗапСибНИГНИ

ДИАГНОСТИКА ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ ФЛЮИДОВ В ЗАЛЕЖАХ

● Методика диагностики, разработанная в ЗапСибНИГНИ, применима для залежей с постоянным или непрерывно изменяющимся по высоте составом при любых пластовых условиях и для двухфазных залежей при давлении, не превышающем 300 МПа.

● На основе строгих физических представлений и обобщения результатов исследования пластовых систем в институте уточнены представления об особенностях смены фазовых состояний углеводородных растворов при изменении условий существования и состава. При этом выявлена зона особого (флуктуирующего) агрегатного состояния, через которую происходит переход вещества из жидкого в газовое состояние за счет повышения температуры при сверхкритических давлениях. Так как плотность вещества в этой зоне имеет значение промежуточное между газовым и жидким состоянием, название этой зоны соответственно — промежуточная.

● Эти результаты нашли подтверждение и при изучении залежей сложного состава в других регионах. Все это позволяет впервые решить задачи прогноза оторочки и диагностики залежей с непрерывно изменяющимся по высоте составом по результатам исследования на газоконденсатность на строгой количественной основе. Алгоритмы могут быть реализованы при наличии ЭВМ любой мощности.

ЗапСибНИГНИ на договорной основе может передать алгоритмы и оказать помощь в их освоении.

Автор: *В. А. Гуцин*

Адрес: 625670 г. Тюмень, ул. Володарского, 56
ЗапСибНИГНИ