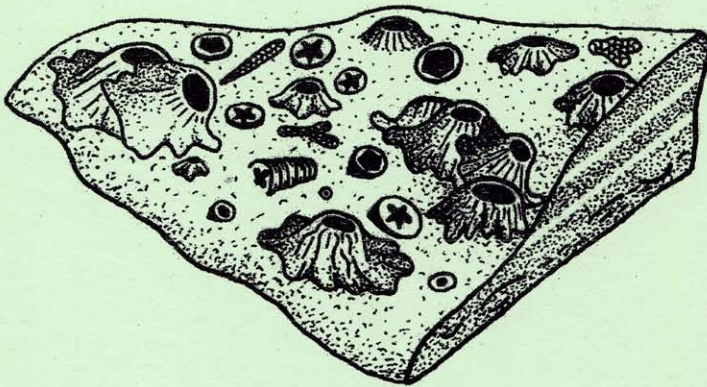


В. В. Аркадьев

**ОСНОВЫ
ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА**



Санкт-Петербург
2011

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

В. В. Аркадьев

**ОСНОВЫ
ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА**

Учебно-методическое пособие

Санкт-Петербург
2011

УДК 551
ББК 26.33
А82

*Рекомендовано к печати Ученым советом геологического факультета
Санкт-Петербургского государственного университета*

Рецензенты:

докт. геол.-минер. наук, проф. *Е. Д. Михайлова* (СПГТИ),
канд. геол.-минер. наук *С. М. Снигиревский* (СПбГУ)

Аркадьев В. В.

А82 Основы фациального анализа: учебно-метод. пособие / В. В. Аркадьев. – СПб.: С.-Петерб. гос. ун-т, 2011 – 66 с.
ISBN 975-5-905183-98-0

В учебно-методическом пособии рассмотрен фациальный анализ, лежащий в основе палеогеографии – одного из разделов исторической геологии, изучаемый студентами-геологами. Изложена методика проведения био- и литофациального анализов, анализа общих геологических данных. Приведена характеристика основных групп фаций – морских, бассейнов ненормальной солености и континентальных, даны примеры решения задач по фациальному анализу.

Для студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

**УДК 551
ББК 26.33**

ISBN 975-5-905183-98-0

© В. В. Аркадьев, 2011
© В. В. Аркадьев, обложка, 2011
© Геологический факультет
Санкт-Петербургского
государственного
университета, 2011

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ФАЦИЯ»

Одна из задач исторической геологии – выяснение палеогеографии. Это важно не только для познания истории Земли, но и для прогнозирования размещения полезных ископаемых, особенно связанных с осадочными горными породами (угли, горючие сланцы, соли, фосфориты и др.)¹.

В основе палеогеографии лежит учение о фациях. *Facies* (лат.) в переводе обозначает *облик, лицо*. Подробную историю возникновения термина «фация» можно найти, например, у Н. Я. Жидовинова и В. Н. Старовойтовой (2008), а также у М. С. Дюфура (1981). Этот термин впервые был предложен швейцарским геологом Аманцем Грессли в 1838 г. для обозначения различных по облику разновозрастных отложений. А. Грессли изучал Юрские горы Швейцарии, где применил новую методику изучения разрезов – он стал проследивать отложения по простирацию.

В дальнейшем исследователи стали трактовать фацию по-разному. Изучению и классификации фаций посвящено большое количество литературы. Выдающийся русский геолог Н. А. Головкинский, изучавший пермские отложения Русской плиты на Волго-Камском междуречье, как и А. Грессли, отметил смену отложений по простирацию. Он впервые в отечественной литературе русифицировал термин «*facies*» и сформулировал закон миграции фаций. По его мнению, смена фаций связана с постепенным перемещением береговой линии древнего бассейна. Закон миграции фаций, как установлено в настоящее время, справедлив только для прибрежно-морских образований зоны шельфа. Основатель учения о фациях академик Д. В. Наливкин в 1956 г. впервые дал фундаментальную характеристику фаций в двухтомном труде «Учение о фациях». Он понимал фацию как единицу ландшафта, т. е. у него это понятие было географическим (палеогеографическим). Подобное понимание фации существовало и у Б. П. Марковского (1966), трактовавшего фацию как участок земной поверхности с определенным комплексом физико-географических условий, определяющих как органические, так и неорганические процессы на данном участке земной поверхности в конкретный момент времени.

Г. Ф. Крашенинников в своем учебнике «Учение о фациях» (1971) определял фацию как «комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка» (с. 16). И. О. Мурдмаа (1987, с. 5) пишет «о фациях как природных системах, объединяющих в себе две стороны – вещественную (осадочный материал, образующиеся из него геологические тела) и “надвещественную” (процессы седиментогенеза, управляющие ими факторы среды, их взаимоотношения)».

Интерпретации фаций посвящена многочисленная литература. Из классических переводных изданий следует указать работы Дж. Уилсона «Карбонатные фации в геологической истории» (1980) и Э. Хэллема «Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность» (1983), а также двухтомный труд под редакцией Х. Г. Рединга «Обстановки осадконакопления и фации» (1990). Среди последних российских изданий можно отметить работу В. М. Цейслера «Основы фациального анализа» (2009). В литературе о фациях встречаются как выражения «фация глин», «фация песчаников», так и «фация озера», «фация моря» или «фация пустыни». Так или иначе, за разнообразными осадочными горными породами стоят различные условия их образования, которые и выясняют геологи в процессе проведения фациального анализа. Автор настоящего пособия понимает фацию как обстановку осадконакопления.

¹ Работа выполнялась при финансовой поддержке темплана НИР СПбГУ.

О фациях (обстановках осадконакопления) мы судим по многочисленным признакам осадочных горных пород (состав породы, ее цвет, структурные и текстурные особенности, органические остатки и многое другое). Фациальный анализ складывается из био-, литофациального анализов и анализа общих геологических данных (изучение площади распространения отложений, их мощности, переходов по простиранию и т. д.). Следует помнить, что это всегда комплексное исследование. Нельзя вынуть окаменелость из породы, не описав последней и не рассмотрев условий захоронения – это может привести к неполным и даже неправильным выводам о фации. Во время проведения полевых работ необходимо уделять пристальное внимание сбору информации о площади распространения отложений, их мощности и переходах по простиранию, что в дальнейшем поможет, например, отличить морские отложения от озерных.

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Биофациальный анализ заключается в определении фаций при помощи изучения органических остатков и следов жизнедеятельности организмов. Для его проведения необходимо иметь представление об условиях жизни животных и растений, а также об основных факторах, определяющих их распространение и развитие. Исследованием взаимоотношений организмов с окружающей их средой занимается специальная наука – экология. Соответственно палеоэкология выясняет связи когда-то существовавших организмов с древней средой обитания (Киселев и др., 2005). Основоположник палеоэкологии – выдающийся ученый Р. Ф. Геккер – создал первое в мире руководство по методике палеоэкологических наблюдений «Введение в палеоэкологию» (Геккер, 1957). Подробно палеоэкология организмов рассмотрена в учебном пособии И. Ю. Бугровой (2006).

Факторы водной и наземной среды отличаются друг от друга. В водной среде основными условиями, определяющими расселение организмов, являются соленость, глубина, свет, температура, газовый режим, движение воды, характер грунта; в наземной среде – климат, рельеф местности, тектонический режим и др. Наилучшие условия для захоронения и сохранения органических остатков создает водная среда – именно здесь происходят быстрая изоляция их от растворенного в воде кислорода и занос осадками. Значительная часть известных биофоссилий принадлежит организмам, обитавшим в воде. Поэтому логично более подробно рассмотреть факторы водной среды.

Соленость бассейнов определяется количеством граммов соли в одном литре воды и измеряется в промилле (‰) (лат. *pro mille*, буквально «за тысячу»). Средняя соленость вод Мирового океана составляет 35‰ (с колебаниями от 34 до 36‰). Соленость открытых морских бассейнов близка к этому значению. Внутренние моря, глубоко вдающиеся в континент, отличаются пониженным или повышенным содержанием солей. Соленость Красного моря достигает 41–43‰, Черного – 18–22‰, Балтийского (Финского залива) – 2–7‰. Средняя соленость Азовского моря – 8–11‰, в то время как в лагуне Сиваш, соединяющейся с Азовским морем узким Геническим проливом, она может достигать 166‰ (Аркадьев, 2010).

Существует несколько классификаций природных вод по солености. Е. В. Владимирская (1977) разделяет их на пресноводные (соленость менее 0,5‰), солоноватоводные (0,5–15‰), морские (15–45‰) и осолоненные (рассолы, свыше 45‰). Среди морских бассейнов выделяются моря нормальной солености (35‰). Естественно, что соленость древних бассейнов отличалась от современных, но так же, как и сейчас, существовали бассейны нормальной и ненормальной солености. Наиболее разнообразное население характеризует моря нормальной солености.

В бассейнах ненормальной солености условия благоприятны лишь для немногих видов, но зато продуктивность их резко возрастает (правило «бедность видами, но богатство осо-

бями»). Так, в Азовском море количество видов сокращается в 15–20 раз по сравнению со Средиземным морем. На пляжах Азовского моря можно наблюдать огромное количество однообразных раковин баянусов – усоногих рачков, поселяющихся на раковинах моллюсков, пробочных рыболовных поплавках, пластиковых бутылках. В составе ракушечного материала, слагающего пляжи Азовского моря, резко преобладает один вид двустворчатых моллюсков – *Cerastoderma edule*. Изменение солености приводит к «угнетенному» облику фауны: уменьшаются размеры раковин, раковины становятся тоньше, упрощается их скульптура. В южной части лагуны Сиваш с его аномально высокой соленостью (166‰) обитают лишь два вида – зеленая нитчатая водоросль *Cladophora* и ракообразное *Artemia solina* (Аркадьев, 2010).

Все организмы по отношению к солености делятся на стеногалинные («узкосоленые») и эвригалинные («широкосоленые»). К стеногалинным обитателям морей нормальной солености относятся кораллы, иглокожие, головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты. Только единичные представители перечисленных групп могут выносить изменение солености.

Эвригалинные группы: рыбы, пелециподы (двустворчатые моллюски), гастроподы (брюхоногие моллюски), ракообразные, черви, водоросли, бактерии. Однако некоторые представители этих групп не выносят изменения солености. Так, мезозойские двустворки *Hippurites*, *Diceras* обитали только в морях нормальной солености (они стеногалинные). Стеногалинными можно назвать также пресноводных двустворок *Unio*, *Dreissena*, гастропод *Limnaea*, *Viviparus*, *Planorbis*.

Проводя биофациальный анализ, необходимо, во-первых, выяснить, к каким организмам (стеногалинным или эвригалинным) принадлежат рассматриваемые окаменелости, во-вторых, в каком бассейне (нормальной, ненормальной солености или в пресноводном) они обитали.

Глубина бассейна – очень важный фактор, определяющий расселение животных и растений. С глубиной уменьшаются освещенность, температура, возрастает давление, изменяется газовый режим. Через каждые 10 м глубины давление увеличивается на 1 атм, соответственно на дне Марианской впадины оно составляет 1100 атм. Для жизни животных и растений наиболее благоприятны небольшие глубины. По разным оценкам в районах океана, где глубина не превышает 200 м, сосредоточено 59% биомассы донной фауны, на глубины от 200 до 3000 м приходится 31,1% и на районы с глубиной более 3000 м – менее 10%.

У организмов, обитающих на больших глубинах, вырабатывается ряд приспособлений. Например, глубоководные стеклянные губки отличаются вытянутой формой тела или часто сидят на длинных ножках, что предохраняет их от заиливания. Нектонные организмы (рыбы, головоногие моллюски) приспособились излучать свет благодаря специальным органам – фотофорам, содержащим огромное количество люминисцирующих бактерий. Таковы, например, рыбы-удильщики, у которых первый луч спинного плавника (у самок) превращен в «удочку» со светящейся «приманкой» на конце. У некоторых гигантских глубоководных кальмаров фотофоры расположены вокруг глаз. Целый ряд организмов имеет приспособления для перемещения в толще воды по вертикали (например, рыбы и головоногие моллюски). Современный *Nautilus*, изменяя давление в камерах, может всплывать с глубины 600 м к поверхности (Вавилов, Аркадьев, 2000). Некоторые современные планктонные организмы опускаются во время штормов на большие глубины, а многие представители современного планктона не переносят дневного света и днем опускаются в неосвещенные глубины.

Определение глубины древних бассейнов – дело очень сложное. Невозможно назвать точную глубину палеобассейна в метрах. Существующие в современных океанах батиметрические и биономические зоны показаны на рис. 1 (Михайлова, Бондаренко, 1997). Вся толща воды в океане получила название *пелагиаль* (от греч. *pelagos* – море). О глубине

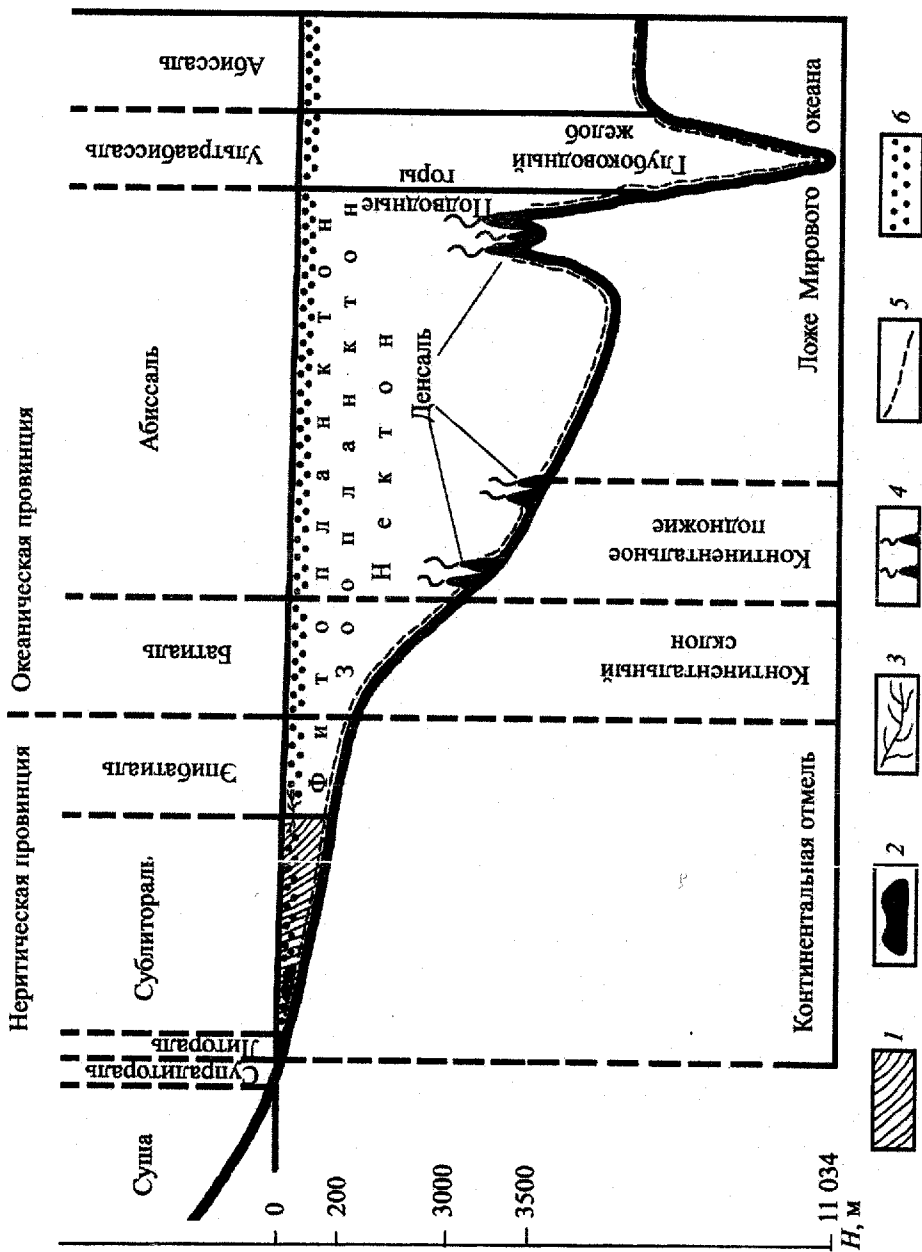


Рис. 1. Глубинный профиль океана и биологические зоны (Михайлова, Бондаренко, 1997)

1-4 - ступени жизни: 1 - нижняя литораль и сублитораль, 2 - рифы, 3 - скопления водорослей типа «Саргасово море», 4 - денсаль; 5, 6 - пленки жизни: 5 - бентосная, 6 - планктонная с фитопланктоном, зоопланктоном и нектоном.

бассейна можно судить по оставшимся на месте (не перенесенным) остаткам организмов, обитавших на дне. Кроме того, необходимо помнить, что глубины Мирового океана на протяжении геологической истории Земли не оставались постоянными, поэтому нельзя автоматически переносить существующую сейчас батиметрическую зональность океана на древние бассейны.

На небольших глубинах жили разнообразные рифостроители: известкывыделяющие водоросли, археоциаты, строматопородици, кораллы. Массовые поселения брахиопод и двустворок характерны для малых глубин, соответственно часто встречающиеся в осадочных разрезах известняки и песчаники – ракушечники могут говорить о небольшой глубине бассейна.

Супралитораль (лат. *supra* – над, выше и *litoralis* – береговой) – располагается выше уровня максимального прилива. Сюда попадают только брызги от волн. Супралитораль населена организмами как наземного, так и морского происхождения. Морские организмы представлены зелеными и сине-зелеными водорослями, брюхоногими моллюсками, раками, крабами, рыбами.

Литораль (приливно-отливная зона) – зона океана, располагающаяся между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. В зависимости от рельефа берега ширина зоны может быть от нескольких метров до нескольких километров. Максимальная высота прилива на Земле – 18 м в заливе Фанди у берегов Канады. По характеру грунта различают литораль илистую, песчаную, каменистую и скалистую. В литорали живут организмы, способные выдерживать временное осушение, иногда несколько часов. К ним относятся моллюски (двустворки, гастроподы), зарывающиеся в грунт. Здесь много рыб, имеющих специальные приспособления для выживания. Они имеют маленькие размеры, что позволяет им прятаться под камнями. Грудные плавники некоторых рыб приспособлены для передвижения по суше, а кожа обычно прочная и покрыта слизью. Плавательный пузырь рыб редуцирован или отсутствует вообще, в силу чего у них отрицательная плавучесть.

Сублитораль (лат. *sub* – под и *litoralis* – береговой) – зона океана, идущая от нижней границы литорали до глубины, которая отвечает нижней границе распространения донных водорослей (130–200 м). Это наиболее богатая жизнью зона моря. Верхняя хорошо освещенная зона сублиторали – *фиталь* (до глубины 30–50 м). В умеренных и холодных водах для фитали свойственны заросли разнообразных водорослей, среди которых обитают многочисленные моллюски, ракообразные, иглокожие, черви и др. В тропической зоне для верхней сублиторали характерны коралловые рифы. Рельеф дна сублиторальной зоны различен.

Над континентальной отмелью, примерно соответствующей шельфу, располагается *неритовая* область (от греч. *nerites* – морской моллюск). Более удаленные от берега участки океанов называют *океанической пелагалью*.

Эпibatияль (псевдоабиссаль) – выделяется в океанах, где нижняя граница распространения донных водорослей проходит выше перегиба континентального склона (бровки шельфа). Ее максимальная глубина – 250–500 м. Условия эпibatияли и батияли близки. Здесь нет растений, бентосные организмы резко обеднены.

Батияль (от греч. *bathys* – глубокий) – зона океана, примерно соответствующая континентальному склону. В придонной части характеризуется высокими давлениями и низкими температурами. Органический мир представлен нектонными формами и редкими бентосными организмами.

Абиссаль (от греч. *abyssos* – бездонный) – зона океанического ложа (3500–6000 м). В Мировом океане занимает более 75% площади его дна. Отличается стабильными условиями – отсутствием света, постоянной температурой (1–2 °С), соленостью (около 35‰) и высоким давлением (350–600 атм). Фауна абиссали сильно обеднена. Здесь обитают бентос-

ные формы (голотурии, морские звезды, стебельчатые морские лилии, некоторые двустворчатые моллюски, многощетинковые черви, раки, стеклянные губки) и ряд рыб. Большинство обитателей абиссали стенобатны, так как не могут выдерживать изменений гидростатического давления.

Ультраабиссаль (от лат. *ultra* – сверх, более и греч. *abyssos* – бездонный), хададь – зона наибольших глубин (6000–11 000 м), приуроченных к океаническим желобам. Условия жизни такие же, как в абиссали, отличаясь только более высоким гидростатическим давлением (600–1100 атм). На глубинах свыше 9000 м обнаружены фораминиферы, актинии, многощетинковые черви, раки, моллюски, голотурии, морские лилии. На глубинах свыше 10 000 м обитает не более 20 видов организмов. Большинство животных ультраабиссали – эндемики.

Денсаль (от лат. *densum* – плотный, компактный, густой) – зоны океана, преимущественно связанные с рифтовыми поясами, где происходят многочисленные гидротермальные выбросы (другое название – «черные курильщики»). Условия жизни на черных курильщиках экстремальные: огромное давление, температура достигает 300 °С, вода насыщена ядовитыми соединениями серы и тяжелых металлов. Основу биоценозов здесь составляют бактерии, способные окислять сульфиды, выделяемые из черных курильщиков. Они образуют бактериальные маты. Кроме бактерий, в составе биоценозов установлены ракообразные, черви, погонофоры, двустворчатые и брюхоногие моллюски.

Свет необходим для существования растений. Чем глубже в воду проникает свет, тем глубже проникают и растения. Наиболее освещенной является верхняя часть водной толщи до глубины 10 м. Большинство растений располагается в верхней мелководной зоне (до глубины 50–80 м), куда достигает необходимое им количество солнечного света. Редкие представители растительного мира встречаются на глубине до 200 м. На больших глубинах царит полный мрак, поэтому многие животные слепые либо имеют телескопические («выпученные») глаза.

Проникновение света в толщу воды зависит от количества взвешенных в воде частиц (как живых, так и неживых). Прозрачность воды длительное время определяли с помощью белого диска, опускаемого на глубину до того момента, пока он перестает быть видимым. Наибольшая прозрачность воды, определенная таким способом, наблюдается в Саргассовом море (66,5 м). В Средиземном море она составляет 60 м, в Тихом океане – до 59 м, в Индийском океане – до 50 м. В северных морях из-за низкого положения солнца над горизонтом прозрачность уменьшается (в Северном море – 23 м, в Балтийском – 13 м, в Белом – 8–9 м). В Азовском море прозрачность не превышает 3 м, а в летнее время, когда в воде развивается огромное количество одноклеточных водорослей, она может составлять всего 10–12 см. В толще воды красные лучи поглощаются быстрее всего, а голубые и зеленые проникают глубже. Процесс фотосинтеза требует большого количества света, причем преимущественно красной части спектра, поэтому на глубине 200 м растительные организмы исчезают. Максимальное скопление фитопланктона у побережий северо-западной Европы – на глубине 10–30 м, у берегов Калифорнии и в Средиземном море – на глубине 25–55 м.

С неравномерностью проникновения лучей разной длины волны в толщу воды связано явление вертикальной зональности в преобладающей окраске животных и растений. На значительных глубинах, лишенных света, животные или окрашены в черный цвет, или совсем лишены окраски. Водоросли также распределены по глубине: в верхней части преобладают зеленые, далее бурые и глубже всего красные. У растений окраска имеет не защитную роль, как у животных, а приспособительную к наилучшему использованию соответствующих лучей спектра в целях фотосинтеза.

Температура – один из важнейших факторов водной среды. На небольших глубинах она определяется географическим положением, временем года, действием течений. В бас-

сейнах существует «температурная слоистость». Зимой холодные воды располагаются подо льдом на более теплых; летом прогретые воды не опускаются ко дну. В Мировом океане наивысшая температура воды в тропической зоне – 36 °С. Температура воды в полярных областях круглый год близка к точке замерзания (от –1,6 до –1,8 °С). Большая часть океана (от глубины 1000 м до океанского ложа) заполнена холодной водой с температурой 1–5 °С.

По отношению к температуре выделяют эвритермные (от греч. *eury*s – широкий и *therme* – тепло) и stenотермные (от греч. *stenos* – узкий, тесный и *therme* – тепло) организмы. Соответственно первые могут жить в широком диапазоне температур, вторые – переносить лишь незначительные ее колебания. Эвритермные организмы выдерживают самые жесткие температурные условия. Например, бактерии и водоросли могут обитать как в холодных арктических водах, так и в горячих источниках (гейзерах) при 85 °С. Пример стено-термных организмов – колониальные кораллы, которые живут при температуре не ниже 20 °С.

В теплых морях известковые раковины животных более толстые, массивные, с богатой скульптурой, что связано с более легким извлечением извести из теплой воды. Растворимость извести зависит от содержания в воде углекислоты: чем ее меньше, тем больше извести выпадает в осадок. Растворимость углекислоты выше в холодной воде, поэтому осадки холодных вод бедны известью. Раковины организмов, обитающих в холодных водах, обычно тонкие, со слабо развитой скульптурой. Тропические моря отличаются максимальным разнообразием видов организмов.

Следует также помнить, что в океанах во многом с температурой связан уровень карбонатной компенсации – критическая глубина карбонатакопления. Это уровень в океане, ниже которого скорость растворения карбоната кальция превышает скорость его осаждения. В Тихом океане он составляет 4–5 км, в Атлантическом и Индийском – несколько глубже. Кроме того, установлено, что уровень карбонатной компенсации в прошлом значительно отличался от современного.

Газовый режим имеет большое значение для водных организмов, особенно содержание кислорода, углекислого газа и сероводорода. Кислород поступает из атмосферы и выделяется фотосинтезирующими растениями, он необходим для нормальной жизнедеятельности организмов. Углекислый газ выделяется в воду организмами и поступает во время вулканической деятельности. Углекислый газ потребляется фото- и хемосинтезирующими организмами и расходуется на химические соединения. Сероводород образуется в водных бассейнах за счет деятельности бактерий.

Яркий пример аномального газового режима – впадина Черного моря. Жизнь в Черном море сосредоточена в верхней 150-метровой толще воды (Зенкевич, 1956). Обычно уже на глубине 150 м кислород почти исчезает и появляется сероводород. Основная масса вод Черного моря подвержена сероводородному заражению. На глубине 2000 м в воде практически нет кислорода, а содержание сероводорода колеблется от 4 до 11,5 см³/л (Митропольский и др., 1982). Живой слой Черного моря составляет едва 13% от всего его объема, остальное – царство немногих анаэробных бактерий. Во время проведения «Глубомерной» черноморской экспедиции 1890–1891 гг. (Зенкевич, 1956) была выделена особая бактерия – *Microspira aestuarii*. Считалось, что именно ей обязан сероводород своим происхождением. Кроме того, в настоящее время установлено, что на дне Черного моря накапливается метан – газ, проникающий в море через разломы на дне. По оценкам специалистов, запасы метана в Черном море, по предварительным данным, оцениваются в 20–25 трлн м³ (Шнюков и др., 1999). Вокруг выходов газа на дне моря установлено развитие карбонатных построек с бактериальными матами на поверхности (Шнюков, Кутний, 2003; Шнюков, Зибров, 2004).

Движение воды оказывает большое влияние на организмы. В результате действия волн, приливов и отливов у них вырабатываются различные приспособления: прочные постройки, толстые раковины, способность к всверливанию и др.

В зоне подводных течений на скалистом грунте обитают прирастающие животные (например, кораллы, устрицы). Сильное движение воды сказывается на форме колоний (появляются стелющиеся формы кораллов). На участках с сильным течением осадконакопление может вообще не происходить, а наоборот, подвергаются размыву ранее образовавшиеся отложения. В ископаемом состоянии можно встретить участки твердого дна древнего моря – поверхности напластования со следами сверления, «пеньками» морских лилий, приросшими брюшными створками брахиопод и нижними створками устриц, известковыми трубочками червей.

Движение воды приводит к проникновению кислорода на глубину, что создает окислительную среду. В застойной среде часто развивается сероводородное заражение, и тогда в осадке встречаются лишь скелеты нектонных и планктонных организмов (бентос отсутствует).

Характер грунта определяет расселение донных (бентосных) организмов. У обитателей рыхлых грунтов есть свои отличительные особенности. Для морских лилий типичны образования, напоминающие корни, с помощью которых животное закрепляется (рис. 2).

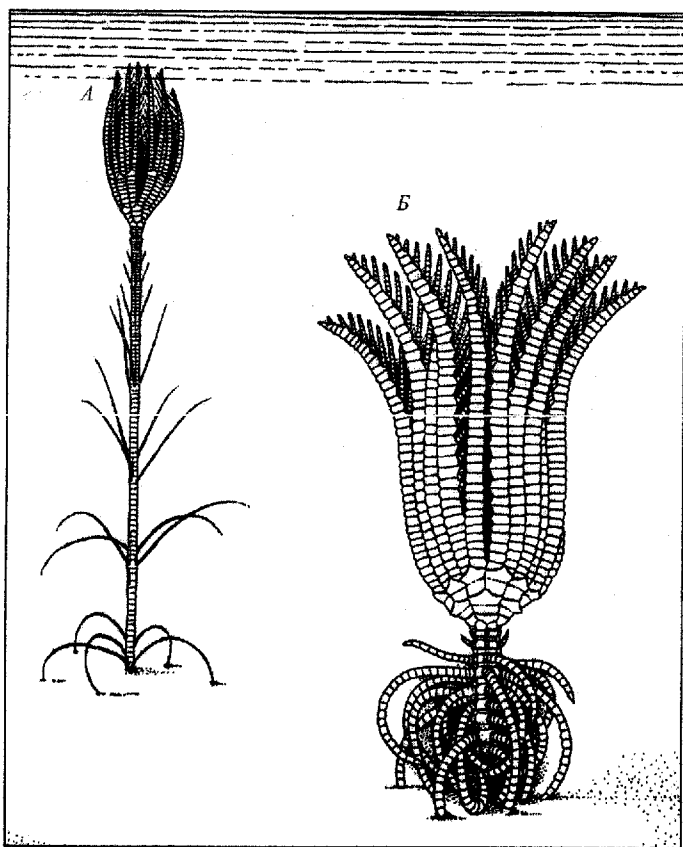


Рис. 2. Морские лилии пентакриниды, прикрепляющиеся к мягкому грунту с помощью корневидных выростов (циррусов) (Кликушин, 1992)

A – Percevalicrinus; B – Diplocrinus maclearanus.

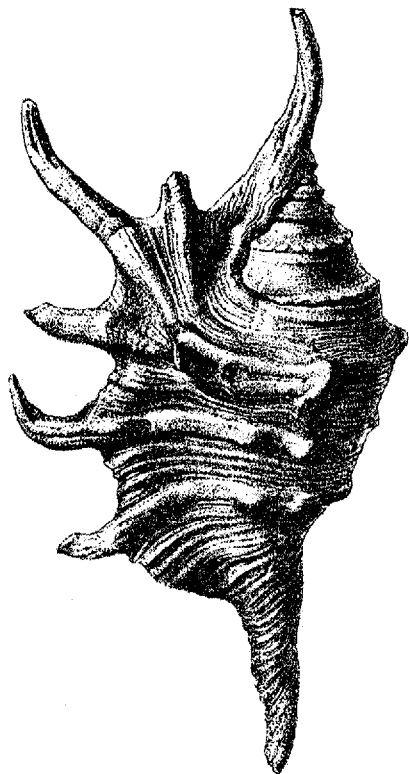


Рис. 3. Гастропода *Pterocera* с длинными выростами.
Индийский океан (Марковский, 1966)

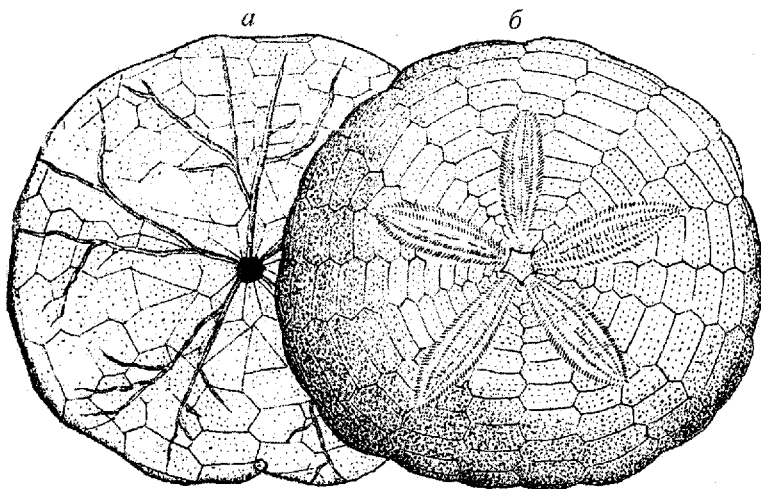


Рис. 4. Плоский морской еж *Scutella subrotundata* Lam.
снизу (а) и сверху (б). Франция, миоцен (Марковский, 1966)

Многие моллюски и брахиоподы имеют широкую плоскую или слабовыпуклую раковину, которая свободно лежит на грунте и не проваливается. У многих обитателей рыхлого грунта есть приспособления, позволяющие закрепиться в нем: шипы, иглы, выросты на раковинах брахиопод, двустворок, гастропод (рис. 3, 4). У зарывающихся полностью или частично брахиопод и двустворок на погруженной в грунт раковине (или ее части) исчезает скульптура, раковины вытягиваются (рис. 5). Раковина двусторчатого моллюска *Solen*, обитающего в Черном и Азовском морях, сильно удлиненная, похожа на черенок с зияниями на переднем и заднем концах (рис. 6). Моллюск глубоко зарывается в грунт с помощью ноги, а связь с поверхностью осуществляет через сифоны.

На твердом грунте обитают организмы с другими приспособлениями. Здесь живут формы, прирастающие при помощи цементации. Морские лилии прочно укрепляют основание стебля. Многие двустворки и брахиоподы образуют тесные поселения (банки), нарастая друг на друга. При этом раковины искривляются, приобретают неправильную форму, несут на себе следы прирастания. Прирастают раковины низших ракообразных. На твердом грунте росли археоциаты, кораллы, строматопоры. В твердый грунт всверливаются разнообразные камнеточцы. Некоторые формы обладают способностью присасываться к твердому грунту (гастропода *Patella*), другие подвешиваются при помощи биссусных нитей (двустворка *Mytilus*).

Обитание на определенном грунте отражается на скелете организмов. Поэтому, изучая органические остатки бентосных форм, можно получить представление о характере грунта, на котором они жили.

Определение характера захоронения. При проведении биофациального анализа важную роль играет выявление характера захоронения органических остатков. Причины смерти организмов могут быть различными – биотическими (в результате естественного старения или болезни и др.) и абиотическими (природные катастрофы – ураганы, наводнения, извержения вулканов, резкие колебания солености и температуры и др.). После смерти остатки организмов (животных и растений) подвергаются воздействию различных факторов. Во многих случаях они могут быть уничтожены (например, детритофагами – животными-падальщиками). Остатки организмов могут быть захоронены на месте их обитания (захоронение *in situ*) или перенесены на какое-то расстояние. Изучением процессов захоронения организмов занимается *тафономия* (от греч. *taphos* – могила, погребение и *nomos* – закон). Она выясняет все стадии этого процесса: образование посмертных скоплений организмов, перенос, захоронение, окаменение (фоссилизацию). Основоложник тафономии – Иван Антонович Ефремов, ученый-палеонтолог, советский писатель-фантаст. Термин «тафономия» был введен им в 1940-е годы. И. А. Ефремов в 1950 г. опубликовал труд «Тафономия и геологическая летопись». Тафономические исследования продолжены многими учеными. Одна из лучших книг на эту тему – «Основы тафономии» Б. Т. Янина (1983).

Среди современных сообществ и ископаемых захоронений организмов принято выделять следующие.

«Биоценоз – комплекс организмов, населяющих тот или иной биотоп и находящийся в определенных взаимоотношениях между собой и с абиотической средой» (Палеонтологический словарь, 1965, с. 47).

При восстановлении прижизненных группировок вымерших организмов широко применяется термин **«палеобиоценоз»**.

Ориктоценоз – комплекс всех ископаемых животных и растений (окаменелостей), встреченных в породе (Янин, 1983).

Танатоценоз – скопление мертвых тел организмов на каком-то участке до их захоронения под осадком (Янин, 1983). Различают *автохтонные* и *аллохтонные* танатоценозы (в первых место жизни организмов совпадает с местом их смерти, во вторых остатки

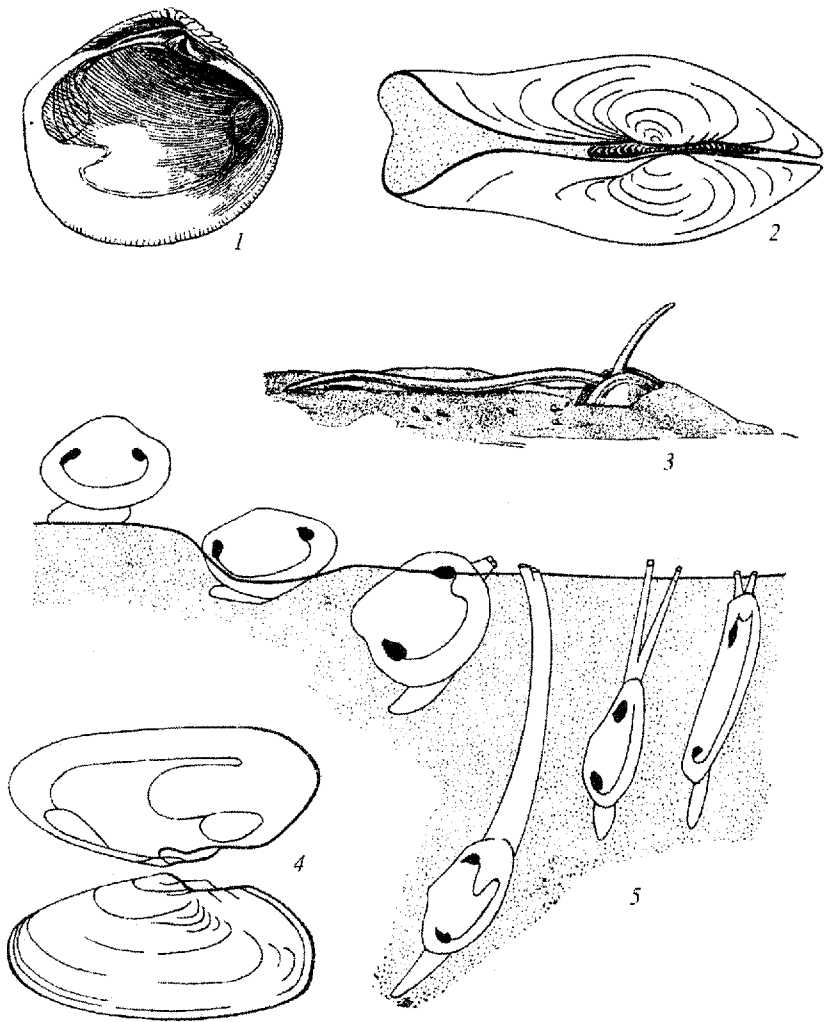


Рис. 5. Углубляющиеся и зарывающиеся двустворки (Марковский, 1966)

- 1 – мало углубляющиеся (неглубокий мантийный синус внутри раковины);
- 2–4 – глубоко зарывающиеся: 2 – с зиянием на заднем конце, 3 – с выступающими из грунта сифонами, 4 – с глубоким мантийным синусом;
- 5 – зарывающиеся на разную глубину.

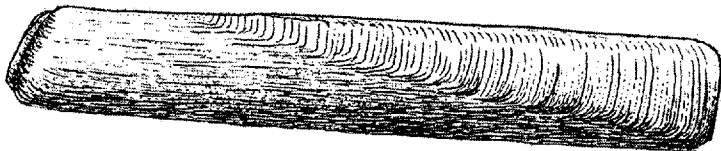


Рис. 6. Раковина двустворчатого моллюска *Solen*. Черное море (Марковский, 1966)

организмов испытали перенос от места их смерти). Кроме того, может быть смешанный танатоценоз (авто- и аллохтонный).

Тафоценоз – скопление посмертных остатков организмов, погребенных в осадке (Янин, 1983).

Для выяснения вопроса, находятся изучаемые остатки организмов на месте их прижизненного обитания или они перенесены и захоронены в другом месте, необходимо исследовать сохранность, сортировку, ориентировку органических остатков и их фаунистический комплекс.

Сохранность органических остатков зависит от многих причин – от вещества, из которого построен скелет, и особенностей его строения; от факторов, которые воздействовали на организмы после их смерти; от свойств осадков, в которых происходило захоронение, и от процессов выветривания (Марковский, 1966).

Наиболее важный фактор, влияющий на изменение сохранности организмов, – посмертный перенос. Если остатки организмов после смерти не переносятся, а захораниваются на месте их обитания, то для них будет характерна полная сохранность. Конечно, в основном мы имеем дело со скелетными остатками, потому что абсолютно полная сохранность (например, трупы мамонтов в мерзлоте или насекомые в янтаре) встречается крайне редко. В отношении беспозвоночных животных можно говорить о полной сохранности скелета двустворок и брахиопод (две створки, соединенные вместе), трилобитов (целый панцирь) (рис. 7), головоногих моллюсков (целая раковина) и т. д. Скелет прирастающих криноидей после смерти падает на дно, и в случае отсутствия переноса мы будем наблюдать в одном месте элементы стебля, чашечки, рук (рис. 8).

Растения, особенно высшие, крайне редко захораниваются целиком на месте их обитания. Уникальный пример – кайнозойский «ископаемый лес» Аметистовой горы в Йеллоустонском национальном парке (США), где в вулканогенной толще наблюдаются захороненные «на корню» деревья, засыпанные вулканическим пеплом (Янин, 1983).

В процессе переноса скелетные элементы разъединяются, разрушаются, обламываются, окатываются, вплоть до превращения в мелкие обломки (растительный или раковинный детрит). На сохранность организмов влияют также вторичные процессы, происходившие после образования осадка (диагенез, метаморфизм, тектонические движения). Неполная сохранность может быть также обусловлена и раздавливанием раковин до их фоссилизации под воздействием быстро накапливающегося осадка (но в таком случае будут отсутствовать следы переноса). В ряде случаев неполная сохранность связана с повреждениями от укусов хищников. Изучая подобные повреждения (раздавливание, прокусывание, просверливание), можно установить, каким именно хищником они сделаны (Марковский, 1966).

Изучая сохранность ископаемой фауны и флоры, необходимо установить первичные процессы, определяющие характер среды, в которой шло осадконакопление.

Сортировка органических остатков при переносе происходит по размеру и весу. При отсутствии переноса на месте захоронения будут наблюдаться крупные и мелкие экземпляры, что, наряду с их полной сохранностью, может свидетельствовать о захоронении на месте обитания (палеобиоценозе).

Мелкие части скелетов организмов могут переноситься даже слабыми движениями воды. Крупные и тяжелые органические остатки со следами сортировки говорят о сильном течении, их переносившем. Согласно Б. П. Марковскому (1966, с. 133), «чем меньше размеры перенесенных течением органических остатков, тем продолжительнее было время переноса и, следовательно, тем дальше они могли быть погребены от места обитания самих организмов». Яркий пример длительного переноса – хорошо отсортированные криноидные известняки, состоящие из почти одинаковых размеров члеников морских лилий (рис. 9).

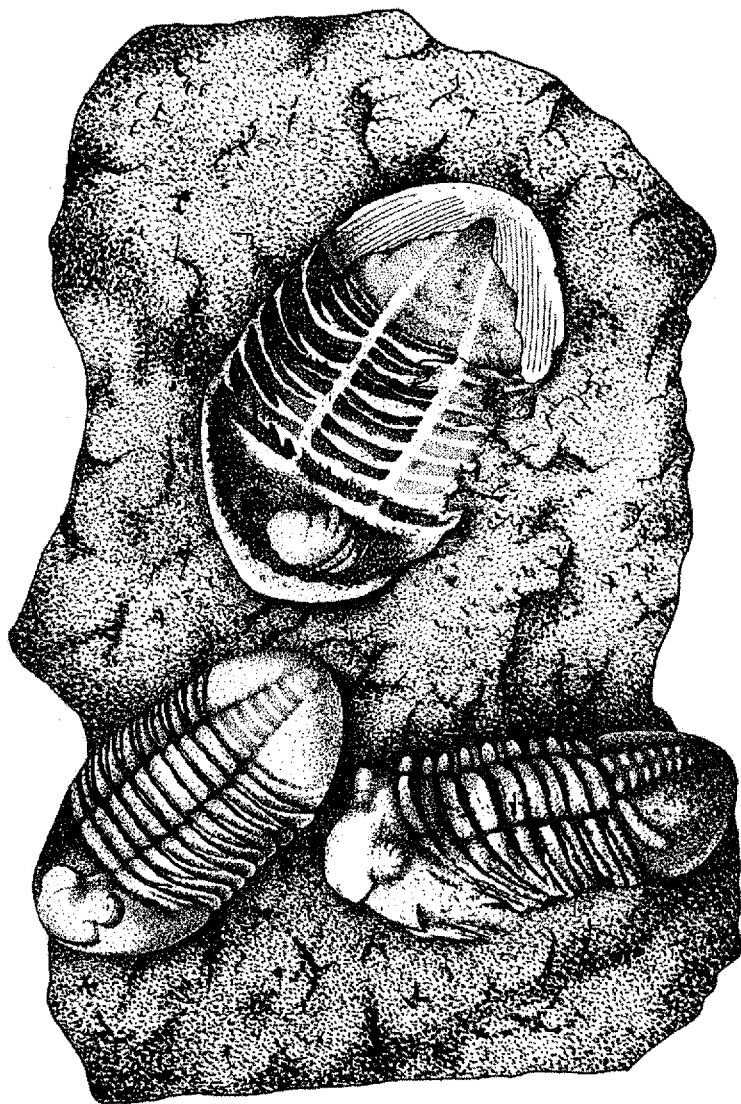


Рис. 7. Целые панцири трилобитов *Asaphus lepidurus* Nieszk. Ленинградская область, р. Волхов, ордовик. Горный музей (Марковский, 1966)
Их сохранность и положение указывают, что после смерти животных они не подвергались переносу.

Ориентировка органических остатков. Ее изучение, как отмечал Б. Т. Янин (1983), является очень важной составной частью тафономических, палеоэкологических и палеогеографических исследований. При переносе раковин и обломков происходит их ориентировка по течению. При этом различные элементы скелета ведут себя по-разному. Разрозненные створки раковин двустворок и брахиопод занимают наиболее устойчивое положение — ориентируются выпуклостью вверх. Часто на поверхностях напластования пород можно наблюдать так называемые «ракушечные мостовые» — десятки и сотни экземпляров ориентированных створок. Такие мостовые часто образуются на мелководных прибрежных участках морей и крупных озер.

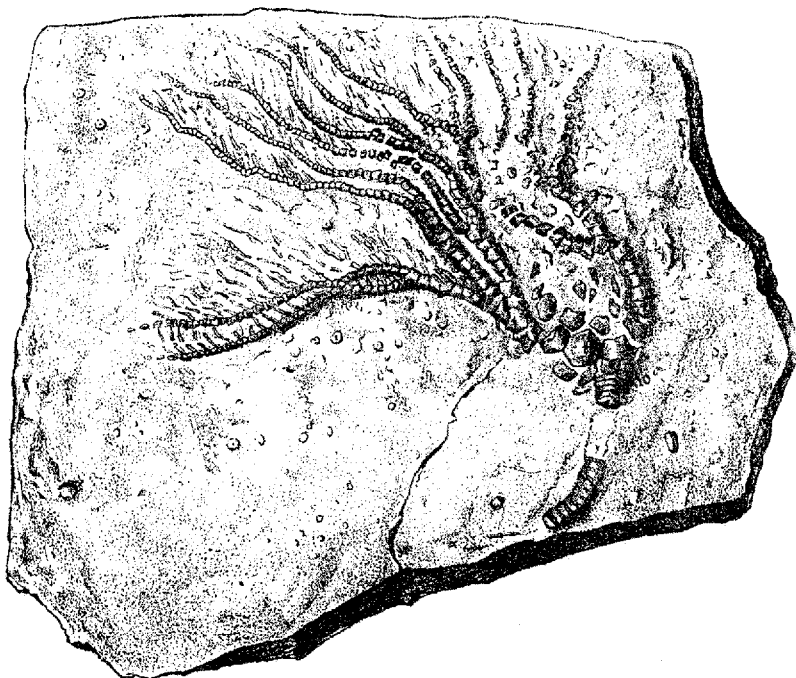


Рис. 8. Разрозненные части скелета морской лилии, сохранившиеся вблизи друг друга (Марковский, 1966)

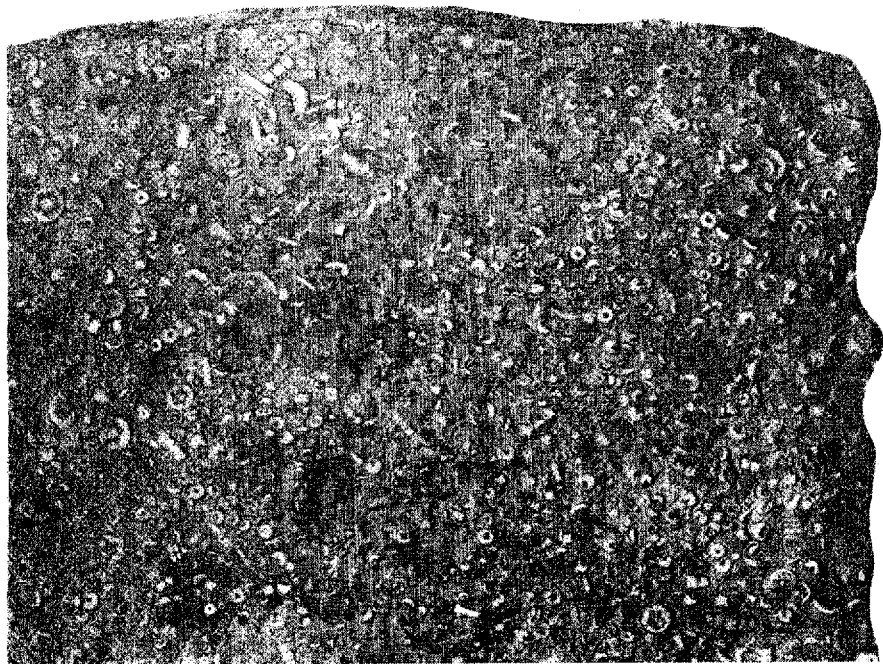


Рис. 9. Криноидный известняк, сложенный мелкими отсортированными члениками морских лилий. Ленинградская область, р. Шелонь, верхний девон (Марковский, 1966)

Конусовидные остатки раковин (например, некоторых фораминифер, гентакулитов, гастропод, цефалопод, ростры белемнитов и др.), а иногда и удлиненные раковины двустворок приобретают ориентировку в зоне повышенной гидродинамики. Согласно Б. Т. Янину (1983), ориентировка конусовидных остатков будет отличаться друг от друга в зависимости от характера движения воды (течения или волнения). В зоне устойчивого донного течения такие остатки получают линейную ориентировку по направлению течения (т. е. удлинением вдоль течения) (рис. 10). Обычно считается, что большая часть конусовидных раковин располагается заостренным концом конуса навстречу течению, а меньшая – по течению (два противоположных неодинаковых максимума ориентировки). Кроме того, какая-то часть раковин ориентирована еще перпендикулярно или под углом к направлению течения, образуя минимумы. По Р. Селлею (Selley, 1968), данная модель ориентировки относится к типу с двумя максимумами и возможно 1–2 боковыми минимумами.

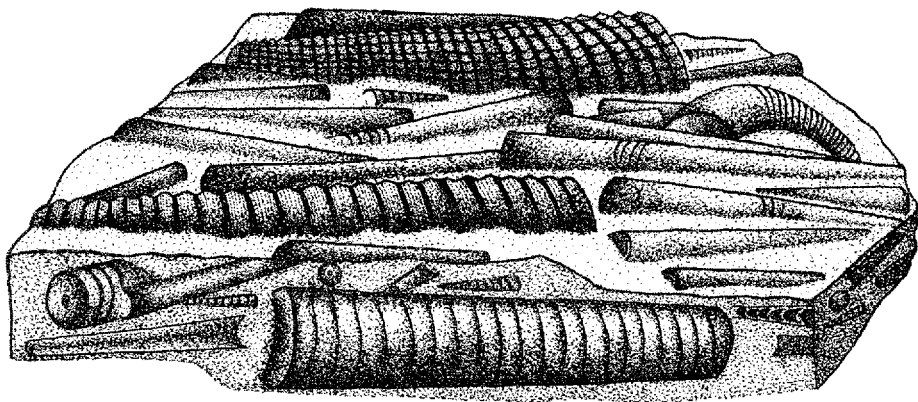


Рис. 10. Скопление раковин ортоцератитов, ориентированных движением воды в прибрежной части моря. Нижний силур. Сибирская платформа, р. Мойсро. Зарисовка А. Я. Бергера (Владимирская и др., 1985)

Однако в ряде случаев конусовидные раковины приобретают противоположную ориентировку (не острым концом навстречу течению, а наоборот). Это возможно у раковин, у которых апикальная часть заполнена газом, соответственно она легче, чем жилая камера. На грунте апикальная (более легкая) часть разворачивается по течению, а жилая камера служит якорем. Аналогичная ориентировка (макушкой по течению) наблюдалась автором у двустворчатых моллюсков родов *Gervillella* и *Gervillaria* в берриасских отложениях Горного Крыма (рис. 11) (Аркадьев и др., 2002). Эти двустворки обладают удлиненно-конической уплощенной раковиной с более тяжелым нижним краем.

В зоне волнения остатки конусовидной формы ориентируются по-другому – их длинные оси располагаются преимущественно параллельно фронту волны.

Остатки субцилиндрической формы (стволы и стебли деревьев, обломки стеблей морских лилий, некоторые ростры белемнитов) как в зоне течения, так и в зоне волнения располагаются обычно продольными осями перпендикулярно направлению движения воды (Янин, 1983). На берегу морей и крупных озер часто можно наблюдать береговые валы, состоящие из остатков животных и растений, выброшенных на сушу. Стволы деревьев, трупы позвоночных животных в них располагаются параллельно береговой линии.

Замеры ориентировки производят по специальной методике, при этом пользуются трафареткой для построения круговой розы-диаграммы (Янин, 1983). Следует помнить, что для

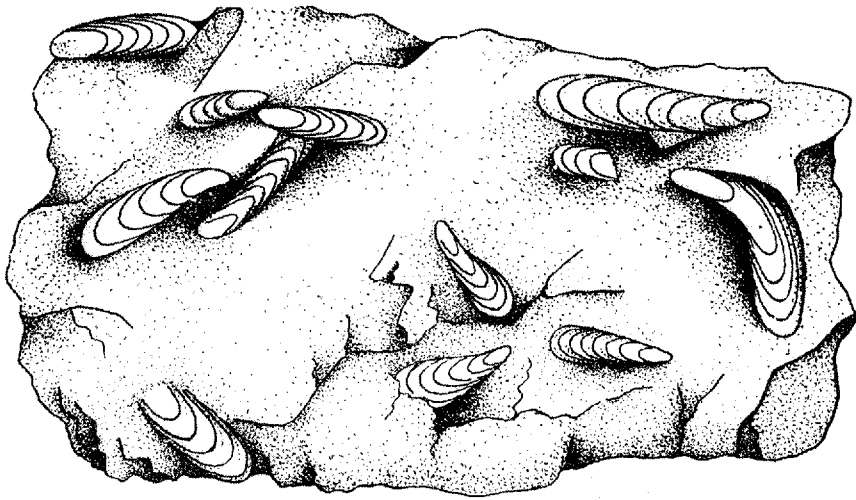


Рис. 11. Поверхность напластования песчаников с ориентированными раковинами двустворок родов *Gervillella* и *Gervillaria*. Нижний мел, берриас. Горный Крым, бассейн р. Бельбек. Зарисовка В. В. Аркадьева

выявления истинной картины ориентировки нужно делать очень много замеров во время полевых работ.

Ориентировку органических остатков, вызванную их переносом, не следует путать с прижизненной. Например, прикрепляющиеся археоциаты и кораллы ориентированы вверх по отношению к грунту (рис. 12). Часто наблюдаются основания («пеньки») морских лилий, прикрепленные к твердому субстрату и имеющие прижизненную ориентировку (рис. 13). Раковины некоторых брахиопод, прикреплявшихся к твердому субстрату, сохраняют свое прижизненное положение (рис. 14). Ориентируются известковые раковины низших ракообразных – баянусов (рис. 15, 16). Прижизненная ориентировка характерна для многих камнеточцев, просверливающих отверстия в твердом субстрате (рис. 17, 18). Часто в сочетании с полной сохранностью она указывает на палеобиоценоз.

Комплекс фауны в породе необходимо тщательно изучить для восстановления условий захоронения. В ряде случаев совместное присутствие в породе различных групп фауны может указать на характер тафоценоза (автохтонный, аллохтонный или смешанный). Например, находка бентосных организмов вместе с планктонными и нектонными формами указывает на перенос (хотя бы частичный). О нем говорит также совместное нахождение остатков наземных растений и позвоночных животных вместе со скелетами морских организмов.

Наибольшее значение для восстановления фациальных условий имеют палеобиоценозы, так как по ним можно судить непосредственно о том месте, где обитали организмы. Тафоценозы тоже представляют значительный интерес: по ним можно определить условия захоронения, соленость бассейна, его температуру, характер движения воды и др.

Следы жизнедеятельности организмов (следы хождения, ползания, зарывания, всверливания, яйца, икра, копролиты и др.) также играют важную роль при восстановлении фациальных условий (рис. 19, 20). В литературе укоренился термин «ихнофоссилии» (греч. *ichnos* – след, лат. *fossilis* – ископаемый). Кроме того, употребляют термин «палеоихнология» – наука о следах жизнедеятельности древних организмов. В английской литературе этот раздел называют «*trace fossils*». Наиболее крупным исследованием в этой области является монография О. С. Вялова «Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтоло-

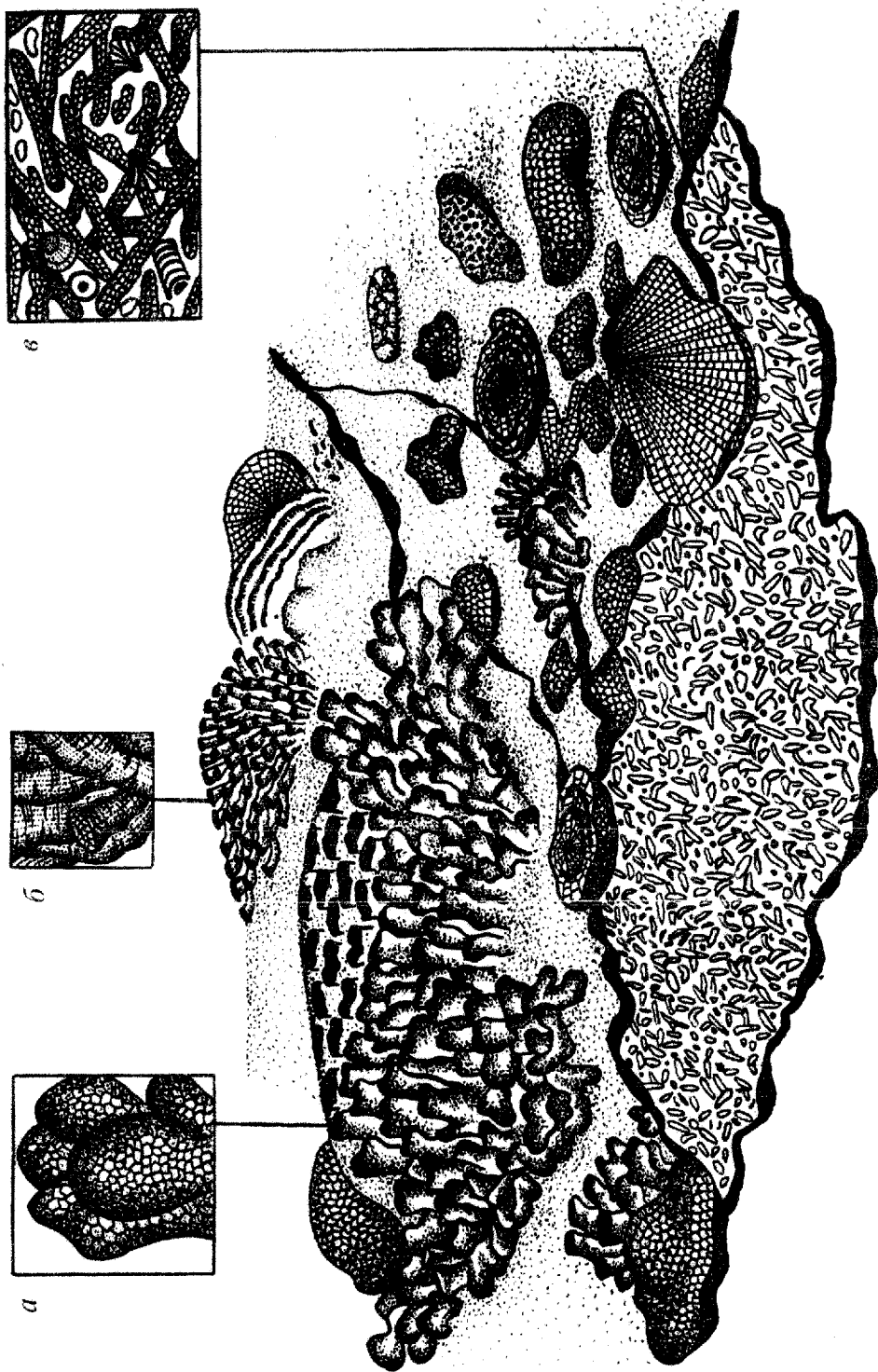


Рис. 12. Силурийский биоморфный известняк. Сибирская платформа, р. Майеро. Подтаявшая зарисовка А. Я. Бергера (Владимирская и др., 1985). Поселения колоний фавозитов (а) и рогоз (б) располагаются на отсортированных обломках скелета вставных табулит с фрагментами стеллей морских лилий и раковинами брахиопод (в) (некоторые колонии впоследствии были перевернуты).

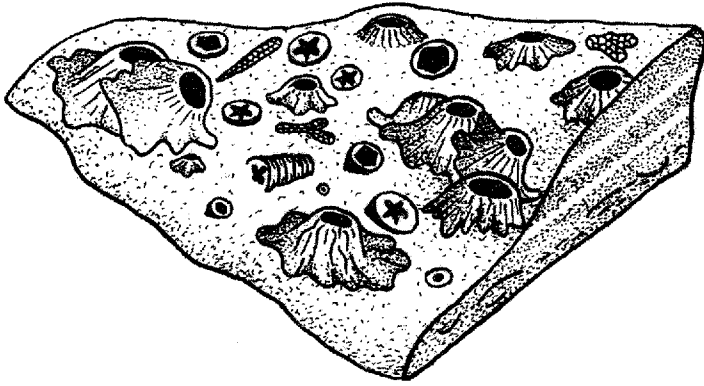


Рис. 13. Основания («пеньки») стеблей морских лилий, прикрепившихся к твердому субстрату. Поверхность напластования силурийского известняка. Сибирская платформа, р. Мойсро. Зарисовка А. Я. Бергера (Владимирская и др., 1985)

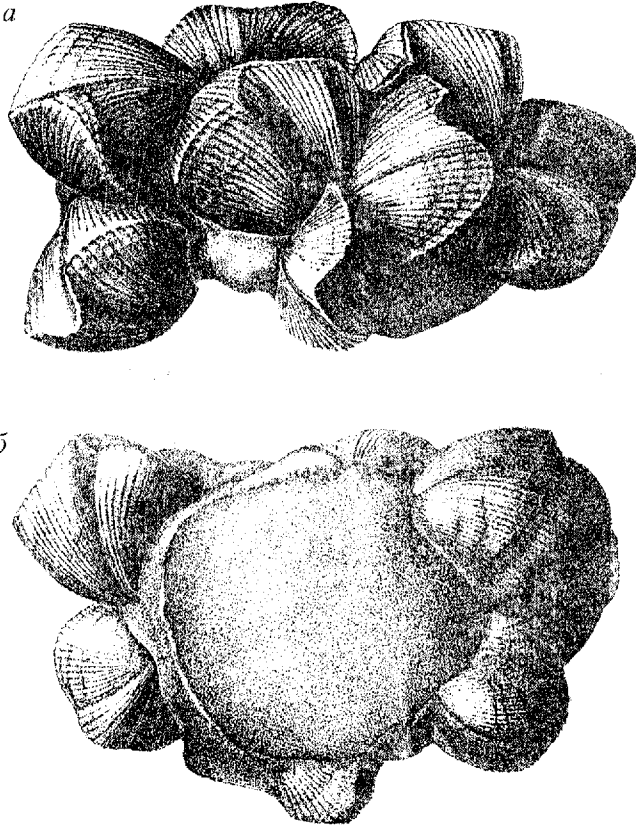


Рис. 14. Раковины *Cyrtospirifer archiaci* Murch., сохранившие прижизненное положение на створке двустворчатого моллюска. Орловская область, г. Елец, верхний девон (Марковский, 1966)
 а – вид сверху (×2); б – вид снизу (×2).

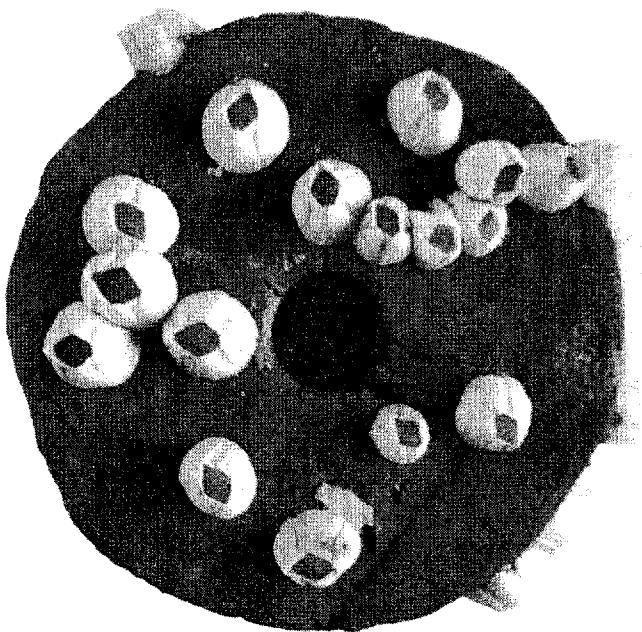


Рис. 15. Раковины низших ракообразных – баянусов, прикрепившихся к рыболовецкому поплавку. Азовское море, Арабатская стрелка. Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского государственного университета в автономной республике (АР) Крым

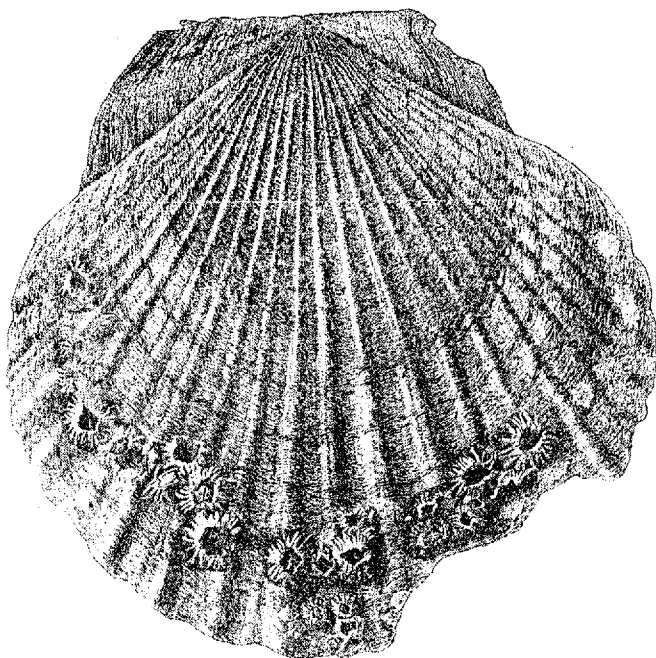


Рис. 16. Закономерное расположение баянусов на верхней створке раковины *Pecten jessoensis* Yau, Японское море (Марковский, 1966)

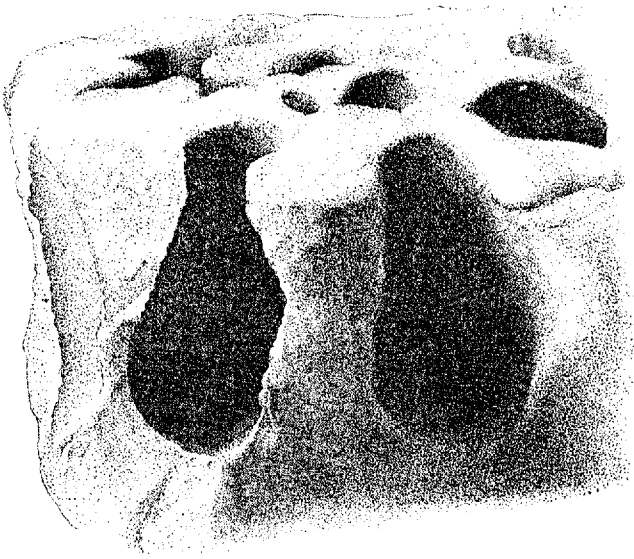


Рис. 17. Норки двустворок-камнеточцев (фолад). Тихоокеанское побережье, Япония.
Горный музей (Марковский, 1966)

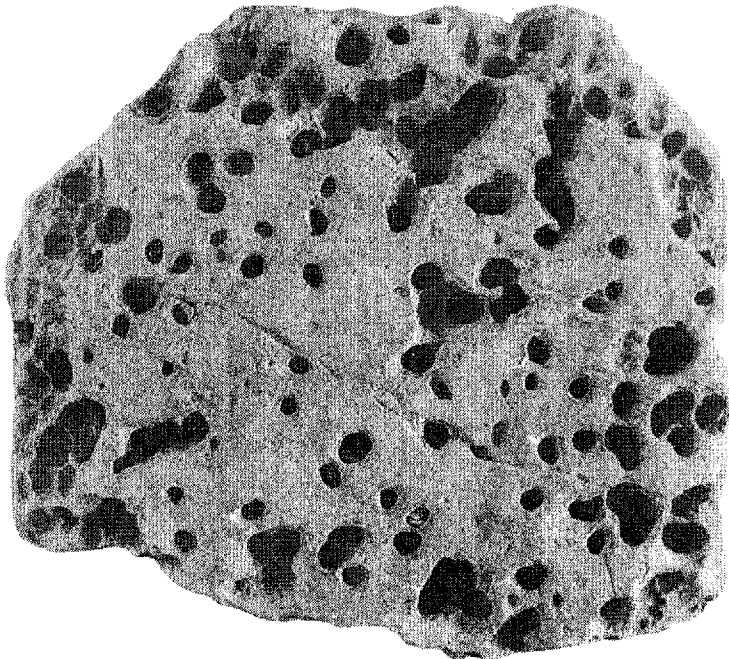


Рис. 18. Известняк, источенный двустворками-камнеточцами. Неоген. Крым, Херсонес.
Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского
государственного университета в АР Крым

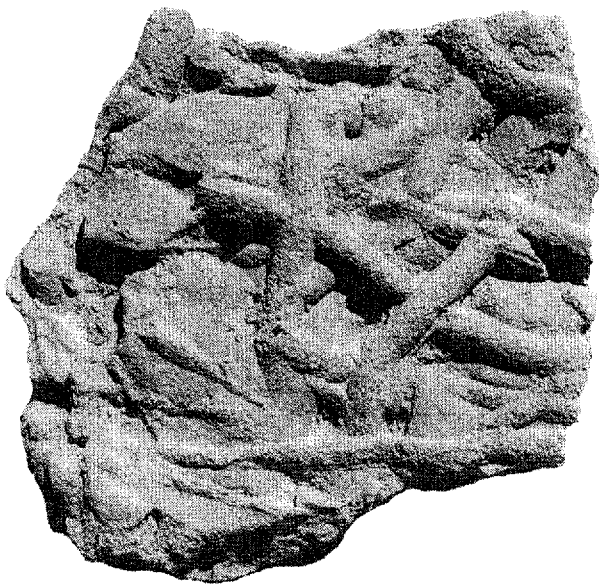


Рис. 19. Ходы червей-илоедов. Восточный Крым, окрестности г. Феодосия, нижний мел, берриас. Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского государственного университета в АР Крым

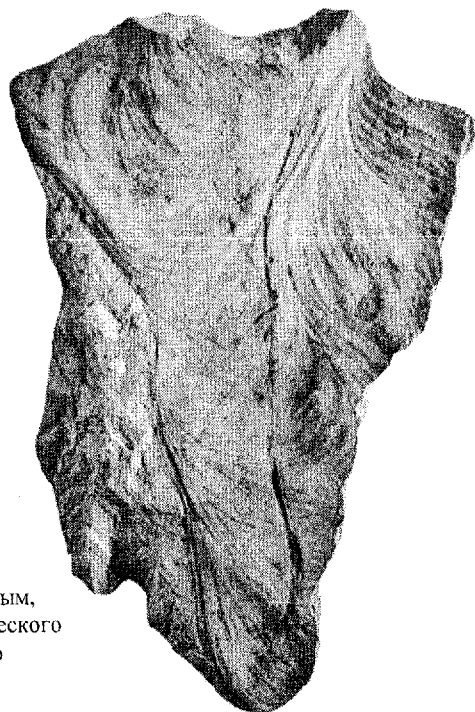


Рис. 20. Биоглиф *Rhizocorallium*. Юго-Западный Крым, р. Бельбек, верхний мел, кампан. Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского государственного университета в АР Крым

гическое значение» (1966). В ней он разделяет их на две группы: собственно следы жизни и следы функциональной деятельности организмов. Среди недавних работ на эту тему следует назвать книгу Р. Микулаша и А. В. Дронова «Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности» (2006).

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Литофациальный анализ заключается в определении фаций на основании анализа состава, структурных и текстурных особенностей горных пород. Напомним, что под структурной породой понимаются размер, форма и характер слагающих ее составных частей, а под текстурой – характер их взаимного расположения.

Состав пород. Изучение состава пород позволяет восстанавливать условия их образования, а в случае с обломочными породами – длительность, направление и дальность переноса, а также реконструировать область сноса.

Наиболее распространенный карбонатный минерал – кальцит – образуется лишь в водной среде в широких пределах солености (от почти пресноводных условий до морских бассейнов с повышенной соленостью) и в зоне относительно высоких температур. Однако для решения вопроса об озерном, лагунном или морском происхождении карбонатных пород необходимы дополнительные данные (остатки ископаемых организмов, площадное распространение отложений и др.). Выдержанные по простиранию толщи карбонатных пород, протягивающиеся на сотни километров и более, представляют собой, скорее всего, морские образования. Наоборот, ограниченные по площади карбонатные пачки указывают на их озерное или лагунное происхождение.

Присутствие в разрезе мощных толщ солей, гипсов и ангидритов говорит о бассейне повышенной солености и соответственно об аридном климате. Пласты и прослои углей, напротив, свидетельствуют о влажности климата. Обнаружение в породе глауконита, как правило, доказывает формирование осадка в море. Довольно часто глауконит встречается вместе с зернами и желваками фосфоритов, и в таких случаях это тоже определяет морской генезис отложений (Прошляков, Кузнецов, 1981). Очень важным является установление минерального состава глин. Глинистые минералы галлуазит и каолинит образуются во влажном тропическом климате при обилии растительности, а монтмориллонит – при аридном.

Большой интерес представляет анализ обломочных пород (например, песчаников, конгломератов). В частности, при изучении конгломератов необходимо выяснить состав обломков, их размеры, форму, расположение, поверхность обломков, степень окатанности, дать характеристику цементирующей массы.

Состав обломочного материала галечников, конгломератов, песков, песчаников позволяет определить длительность и характер переноса, источник сноса. Наличие в породе только устойчивых к разрушению обломков (кварц, кварциты и др.) свидетельствует либо о длительном переносе обломочного материала, либо о долгом выветривании пород перед сносом, либо о перемыве (переотложении) ранее образовавшихся толщ. При длительной транспортировке гальки менее устойчивые породы (глинистые сланцы, известняки и др.) разрушаются. По изменению состава обломочного материала на площади можно обнаружить источник питания, найти коренные месторождения.

Размер обломочного материала позволяет судить о рельефе, расположении, удаленности области питания. Как правило, наиболее крупные обломки располагаются ближе к источнику сноса. Грубо- и крупнообломочный материал обычно находится у берега бассейна, с удалением от него размер обломочных частиц уменьшается. Однако в ряде случаев эта

схема распределения осадка по зернистости нарушается из-за впадения рек, сложной конфигурации береговой линии, рельефа морского дна и др.

По величине обломочных частиц можно судить о скорости движения воды в месте образования осадка. Пески отлагаются при скорости течения 0,26–0,34 м/с, алевриты – при менее 0,26 м/с (Владимирская, 1977). З. Кукал пишет, что «самое быстрое перемещение песка и гальки происходит в морской волноприбойной зоне. Расчеты скорости переноса мелких камешков и песка дают приблизительное значение 1500–3000 м/сут. Прибрежными и другими течениями тонкие частицы перемещаются в море со скоростью, равной скорости этих течений, т. е. от нескольких сантиметров до одного метра в секунду» (1987, с. 76).

Определяя размеры обломков, устанавливают, какой размер преобладает, отмечают наибольшие и наименьшие значения.

Сортировка обломочного материала говорит о длительном переносе или перемыве достаточно хорошо отсортированных ранее отложений. Сортировка может быть обусловлена различным удельным весом обломков, а также их разной твердостью. Отсутствие сортировки характерно для морен, осыпей, пролювиальных конусов выноса, глубоководных брекчий. Наиболее высокой степенью отсортированности отличаются обычно золотые образования.

Форма обломков зависит от состава разрушаемых пород, их массивности, слоистости, трещиноватости, сланцеватости, а также от места их отложения. Например, при разрушении тонкослоистых, листоватых сланцев не получают изометричные обломки. Округлая, иногда вытянутая форма гальки типична для речных отложений. В морских отложениях преобладают уплощенные гальки. В отложениях пустынь встречаются золотые многогранники, образующиеся при корразии обломков пород. Для ледниковых отложений (морен) свойственны уютнообразные валуны (ледогранники).

Степень окатанности обломков зависит от состава обломков, первоначальной формы обломков, скорости и длительности переноса. Например, мягкие породы окатываются быстрее и лучше, чем твердые. Слюда при переносе крошится, расщепляется на мельчайшие чешуйки, но не окатывается. Кварц при очень длительном переносе приобретает почти идеальную форму шара.

Наилучшая окатанность наблюдается у морских галечников, образовавшихся в результате перемыва принесенного в море реками материала. Плохо окатанный материал характерен для ледниковых отложений, аллювия верховьев рек, элювия, делювия и пролювия.

Степень окатанности определяется по специально разработанным шкалам. Наиболее простая, которую всегда можно использовать при полевых исследованиях, включает пять степеней окатанности: неокатанные (с острыми углами), плохо окатанные (со слегка закругленными углами), полуокатанные (с закругленными углами и отчасти ребрами), окатанные (сохранившие лишь следы первоначальной формы), хорошо окатанные (не сохранившие первоначальной формы, обработана вся поверхность) (Справочник по литологии, 1983) (рис. 21). Для определения степени окатанности из одного места (в частности, из конгломерата или с галечного пляжа) нужно извлечь не менее 100 галек и разложить их по степеням окатанности.

Поверхность обломков зависит от их состава и среды, в которую они попали. Ямчатая, бугорчатая, шероховатая поверхность обломков часто объясняется полиминеральностью их состава. Для обломков, попавших в подвижную водную среду, характерна отшлифованная, гладкая поверхность (например, морская галька). В ледниковых отложениях на поверхности обломков видны борозды и царапины. Обломки пород в пустынных отложениях покрыты «загаром пустыни», иногда имеют шагреневую поверхность, трещиноваты.

Расположение обломочного материала в ряде случаев помогает установить направление движения воды. Важно обратить внимание на ориентировку вытянутых галек – в руслах

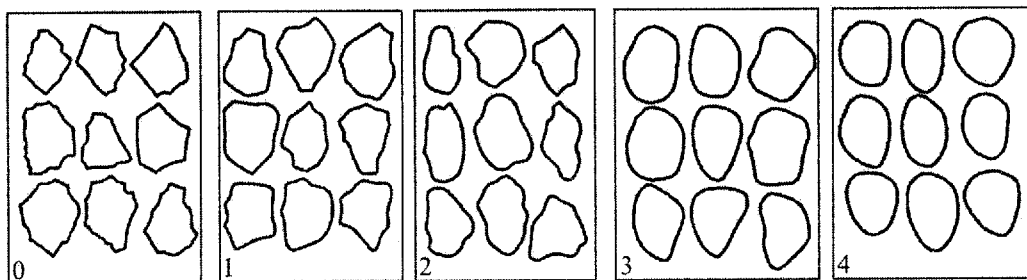


Рис. 21. Пятибалльная шкала для определения окатанности обломков (Справочник по литологии, 1983)
0, 1, 2, 3, 4 – баллы окатанности.

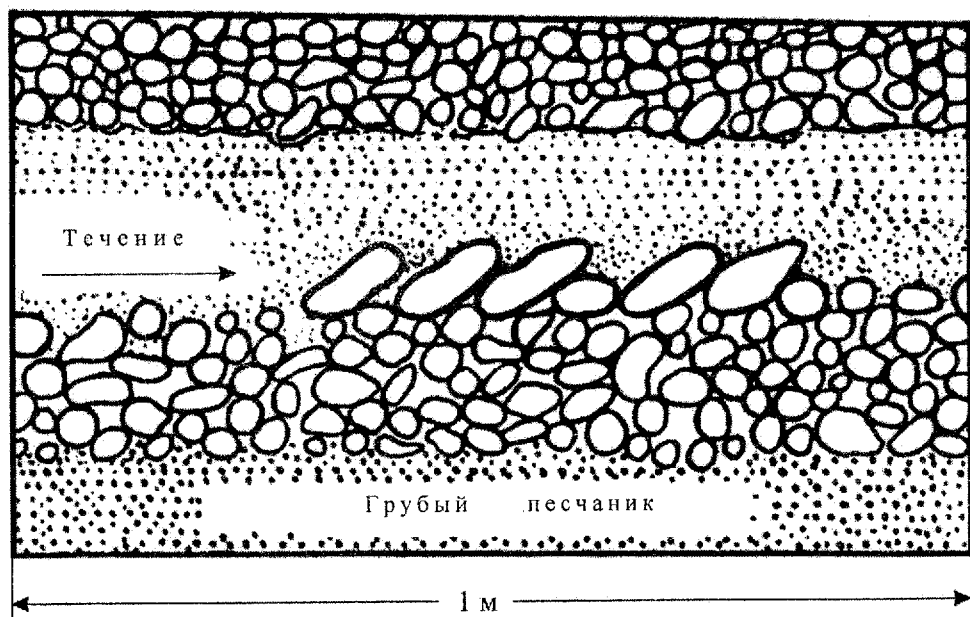


Рис. 22. Черепитчатое налегание плоских обломков поверх слоя галечника.
Верхний карбон (пенсильваний), Массачусетс, США (Шрок, 1950)
Основание слоя галечника относительно ровное, так как первые гальки, попавшие сюда,
принеслись по гладкой поверхности, образованной нижележащим песком.

рек они разворачиваются параллельно движению воды. В волноприбойной зоне удлиненные обломки, наоборот, располагаются почти параллельно береговой линии (т. е. их длинная ось перпендикулярна направлению волны). В русловых и прибрежно-морских отложениях нередко наблюдается черепитчатое наложение галек друг на друга с наклоном навстречу потоку (рис. 22). Углы наклона наложенной таким образом гальки в аллювии составляют 15–30° (Рейнек, Сингх, 1981).

Характеристика цементующей массы – важный элемент анализа обломочной породы. Изучение цемента, его состава, количества, соотношения с обломочным материалом важно при определении условий формирования обломочных пород. Цемент может быть известковым, кремнистым, железистым, фосфатным, глинистым, песчаным. Карбонатный

цемент характерен для неподвижных галечников водных бассейнов. Конгломераты, образовавшиеся из подвижных галечников, содержат мало цемента.

Цвет пород дает возможность оценить состав и происхождение осадочных пород и их постседиментационные преобразования. Окраска пород может быть первичная (сингенетическая) и вторичная. Признаки вторичной окраски: ее связь с трещинами, пятнистость и несогласованность со слоистостью и др. (Справочник по литологии, 1983). Для восстановления фациальной обстановки используется в первую очередь первичная окраска пород. Основываясь на ней, можно сделать следующие выводы (Справочник по литологии, 1983, с. 255): «Первичная красноцветность свойственна осадкам, сформировавшимся в условиях переменного-влажного жаркого климата как на континенте, так и в прибрежно-морской обстановке. Пестроцветность обычно характеризует более удаленные от берега зоны бассейна, чем красноцветные осадки. Темные серые и черные тона окраски горизонтальнослоистых илистых осадков характерны гидродинамически мало активным центральным частям бассейнов. Континентальным отложениям в условиях жаркого и сухого климата присущи светлые, серые, желтые и коричневые тона».

Слоистость – одно из важнейших свойств осадочных горных пород. Все отложения подразделяются на слоистые и массивные (неслоистые). Отсутствие слоистости говорит об осадконакоплении в не изменяющихся условиях. Слоистость указывает на отложение в среде с меняющимся режимом осадконакопления. По характеру слоистости можно судить о среде и характере осадкообразования.

Характеристике слоистости посвящена специальная многочисленная литература. Из отечественных изданий до настоящего времени не потеряла своей актуальности монография Л. Н. Ботвинкиной «Слоистость осадочных пород» (1962).

В самом упрощенном виде выделяют два основных типа слоистости: горизонтальную и косую. *Горизонтальная (параллельная) слоистость* – это чередование слоев с параллельными друг другу поверхностями напластования. Она формируется при выпадении осадка в неподвижной или слабо подвижной водной и наземной среде. Параллельная слоистость может быть простой линейной и прерывистой, равномерной и неравномерной, ритмичной (рис. 23). Ритмичная слоистость чрезвычайно характерна для флишевых толщ. Например, мезозойский флиш таврической серии Горного Крыма, достигающий мощности в несколько километров, характеризуется ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Одна из разновидностей параллельной слоистости – слоистость ленточных глин (осадков приледниковых озер). Для ленточных глин свойственна тонкая правильная горизонтальная слоистость из летних и зимних слоев, сложенных соответственно более крупным и светлым (песчано-алевритовым) и более мелким и темным (глинистым) материалом. Мощность пары слоев колеблется от миллиметра до нескольких сантиметров.

Градационная слоистость оценивается сортировкой зерен по величине (от грубо- до тонкозернистой) при переходе от подошвы слоя к его кровле (рис. 24). Градационная слоистость типична для флишевых отложений и связана с деятельностью мутьевых потоков. Первоначально из взвеси выпадают грубые компоненты (песок), а в последнюю очередь – наиболее тонкие (пелитовая составляющая).

Косая слоистость характеризуется сериями слоек, расположенных косо по отношению к серийным швам или к границам подошвы и кровли пластов (см. рис. 23). Она свидетельствует об образовании осадка при движении воды или ветра. Различают однонаправленную и разнонаправленную косую слоистость. Косая слоистость свойственна для отложений, образовавшихся в руслах рек и временных потоков, в дельтах, в зоне подводных течений, в прибрежной части водных бассейнов, в наземных условиях (например, в пустынях). Выделяют несколько разновидностей косой слоистости.

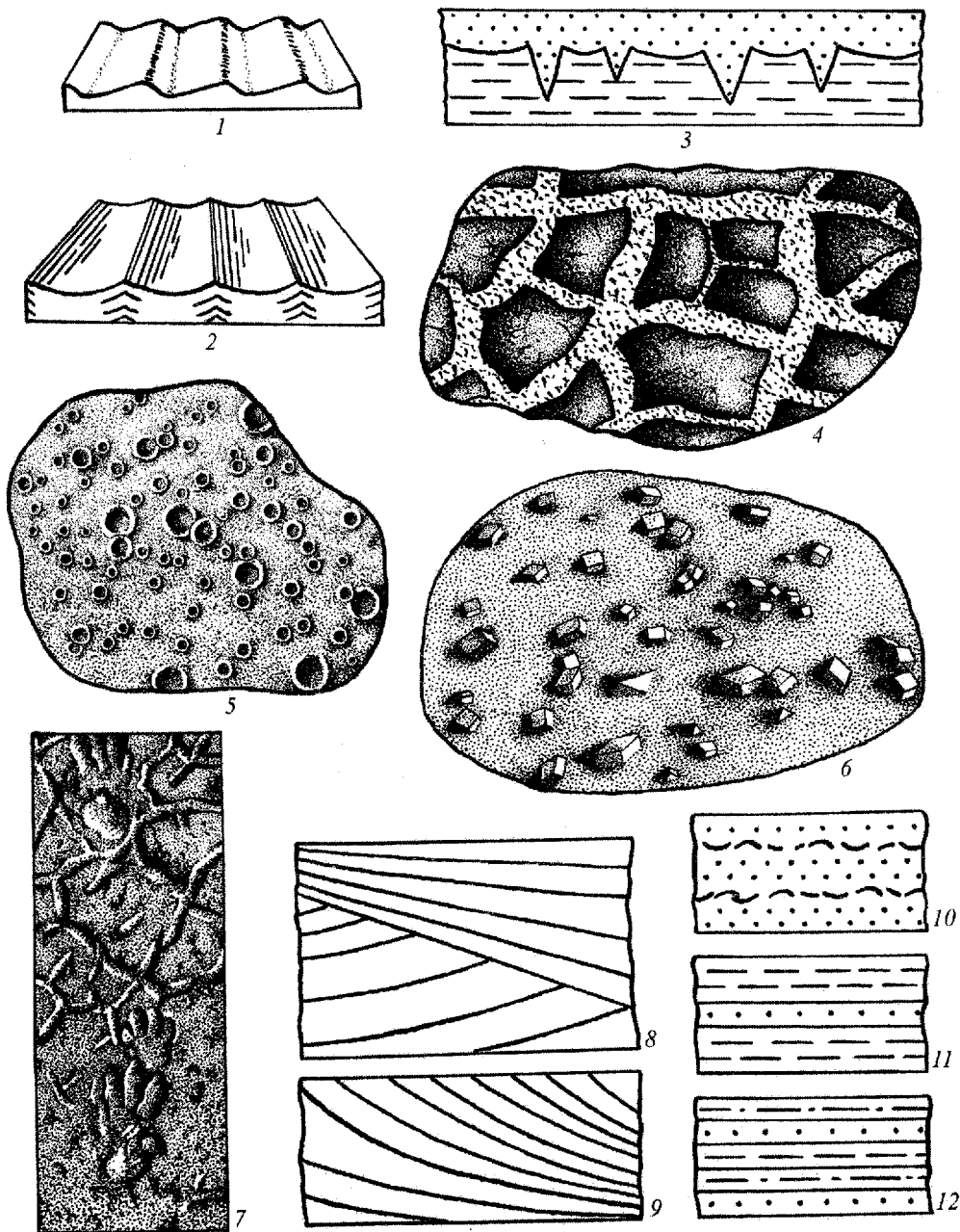


Рис. 23. Текстуальные особенности пород (Владимирская и др., 1985)

1, 2 – знаки ряби: 1 – несимметричные, 2 – симметричные; 3, 4 – многоугольники (трещины) высыхания: 3 – схема образования, поперечный профиль, 4 – вид сверху; 5 – отпечатки капель дождя; 6 – глиптоморфозы по каменной соли (галиту); 7 – отпечатки следов четвероногого пресмыкающегося и трещин высыхания на нижней поверхности напластования песчаников (триас, Германская впадина); 8–12 – типы слоистости: 8, 9 – косая (8 – разнонаправленная, 9 – однонаправленная), 10–12 – параллельная (10 – прерывистая, 11 – неравномерная, 12 – равномерная).

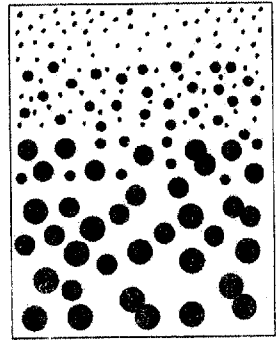


Рис. 24. Градационная слоистость (Рейнек, Сингх, 1981)

Флазерная слоистость – косая слоистость с сохранившимися слойками илистого материала на дне ложбинок и частично на валиках (рис. 25) (Рейнек, Сингх, 1981).

Линзовидная слоистость характеризуется хорошо сохранившимися линзами песка, заключенными в илстых прослоях (рис. 26).

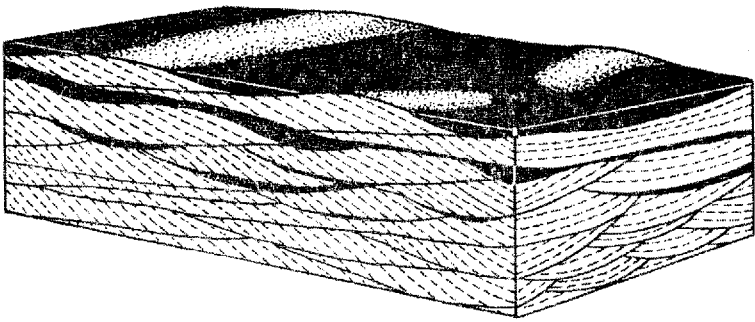


Рис. 25. Флазерная слоистость (Рейнек, Сингх, 1981)

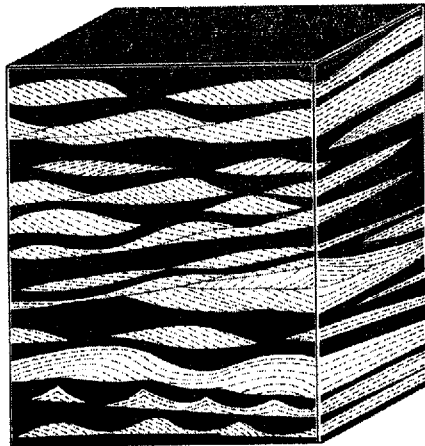


Рис. 26. Линзовидная слоистость с сочлененными раздутыми линзами (Рейнек, Сингх, 1981)

Волнистая слоистость – перемежающиеся слои песка и ила образуют непрерывные полосы (рис. 27).

Косая слоистость флазерного и линзовидного типов появляется в основном за счет приливо-отливных течений и часто встречается в морских дельтах. Серии однонаправленной косой слоистости характеризуют, как правило, речные русловые отложения (рис. 28).

Конволютная слоистость (Рейнек, Сингх, 1981, с. 78) – «это текстура, характеризующаяся отчетливым смятием слоев с развитием сложных скрученных складок в пределах какого-нибудь ограниченного слоя или пачки» (рис. 29). Обычно она бывает развита в тонкозернистых осадках. Причины возникновения конволютной слоистости различны. Одни исследователи полагают, что она возникает при дифференцированном разжижении какого-либо осадочного слоя. Другие считают, что конволютная слоистость образуется при перегрузках или при сейсмическом ударе. Конволютная слоистость характерна для отложений мутьевых потоков, но может также формироваться в речных и приливо-отливных фациях.

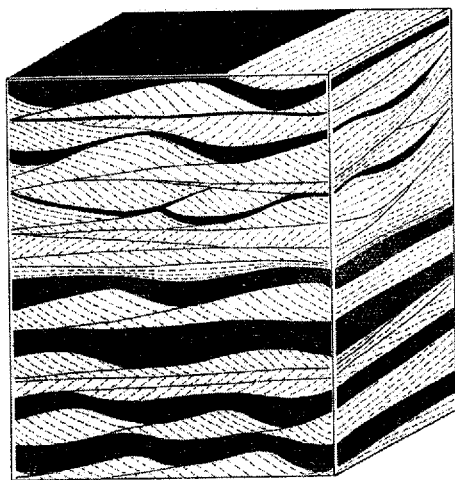


Рис. 27. Волнистая слоистость (Рейнек, Сингх, 1981)

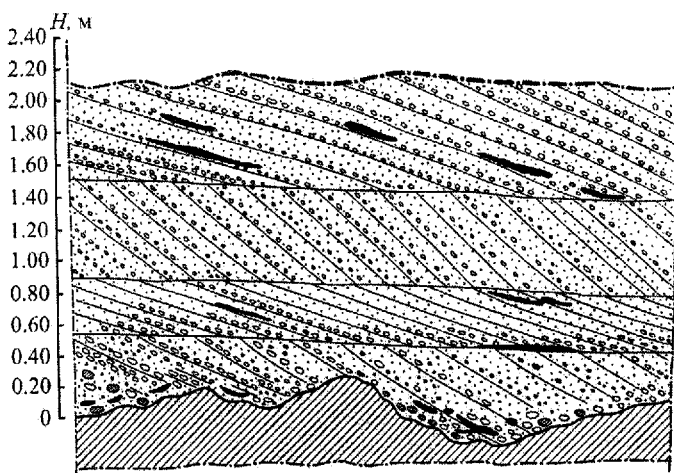


Рис. 28. Косая слоистость в нижней части русловых отложений. Средний карбон Донецкого бассейна (Ботвинкина, 1962)



Рис. 29. Конволютная слоистость в осадках приливно-отливной зоны Северного моря (Рейнек, Сингх, 1981)

Текстуры поверхностей напластования. Поверхности напластования пород представляют собой древние участки земной поверхности, на которых сохраняются самые разнообразные знаки. Их изучение представляет большое значение для восстановления палеогеографических условий.

Знаки ряби образуются в результате взаимодействия волн или течения с поверхностью рыхлого осадка, а также ветра (например, в пустынях). Обычно формируются на песчаных, но иногда и на илистых осадках. Гребни ряби располагаются параллельно друг другу или частично разветвляются. В поперечном разрезе они могут быть симметричными или асимметричными. Рябь характеризуется размерами и формой. Рябь состоит из гребня и впадины (рис. 30). Объяснение некоторых терминов приводится по Г.-Э. Рейнеку и И. Б. Сингху (1981).

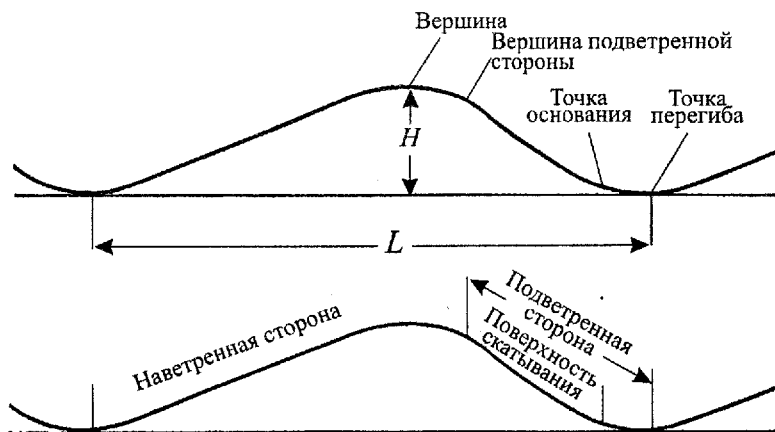


Рис. 30. Профиль ряби, параллельный течению и перпендикулярный направлению вытянутости гребней ряби (Рейнек, Сингх, 1981)

Длина ряби (L) – расстояние по горизонтали под прямым углом к гребню между точками перегиба, расположенными с обеих сторон гребня. Высота ряби (H) – расстояние по вертикали между точкой перегиба и вершиной ряби. Вершина – точка максимального подъема

на вертикальном профиле ряби. Точка основания – точка на вертикальном профиле ряби, отделяющая поверхность скатывания от подошвенного слоя. Вершина подветренной стороны – точка на вертикальном профиле ряби, которая разделяет подветренную и наветренную стороны ряби. Точка перегиба – точка минимального подъема вертикального профиля ряби, отделяющая подветренную сторону одной ряби от наветренной стороны другой ряби. Подветренная сторона – круто наклоненная часть ряби, простирающаяся вниз от вершины подветренной стороны до точки перегиба. Наветренная сторона – плавно наклоненная сторона ряби, обращенная против течения и простирающаяся от точки перегиба до вершины подветренной стороны. Поверхность скатывания – круто наклоненная часть подветренной стороны, располагающаяся между вершиной подветренной стороны и точкой основания. Подошвенный слой – плавно наклоненная часть подветренной стороны, расположенная между точкой основания и точкой перегиба. Индекс ряби (R) – отношение длины к высоте (L/H). У водной ряби он обычно колеблется от 5 до 10, у ветровой – более 20.

Симметричная рябь возникает при колебательных движениях воды на мелководье (рябь волнения). Гребни такой ряби обычно заостренные, а впадины округлые. Несимметричная рябь бывает водная и ветровая (эоловая). Асимметричная водная рябь образуется

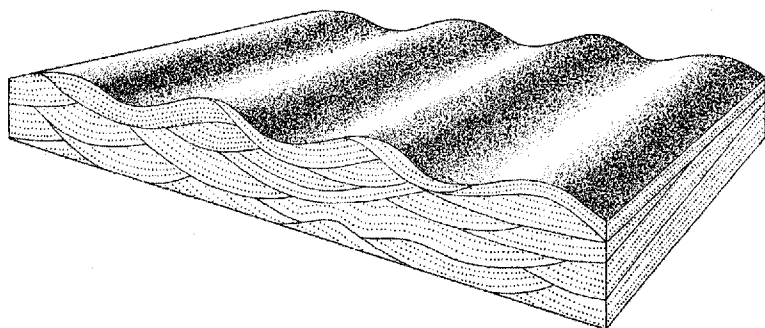


Рис. 31. Асимметричная рябь волнения и образовавшаяся косая слоистость ряби волнения (Рейнск, Сингх, 1981)

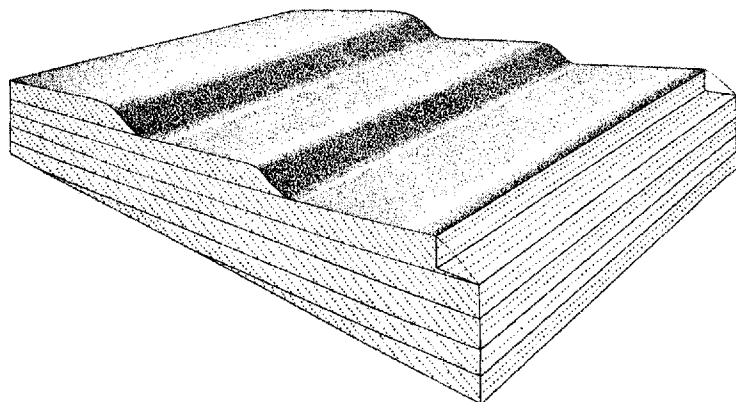


Рис. 32. Асимметричная мелкая рябь течения с прямолинейными гребнями и с пачками слоев косой слоистости, имеющими плоскостной характер (Рейнск, Сингх, 1981)

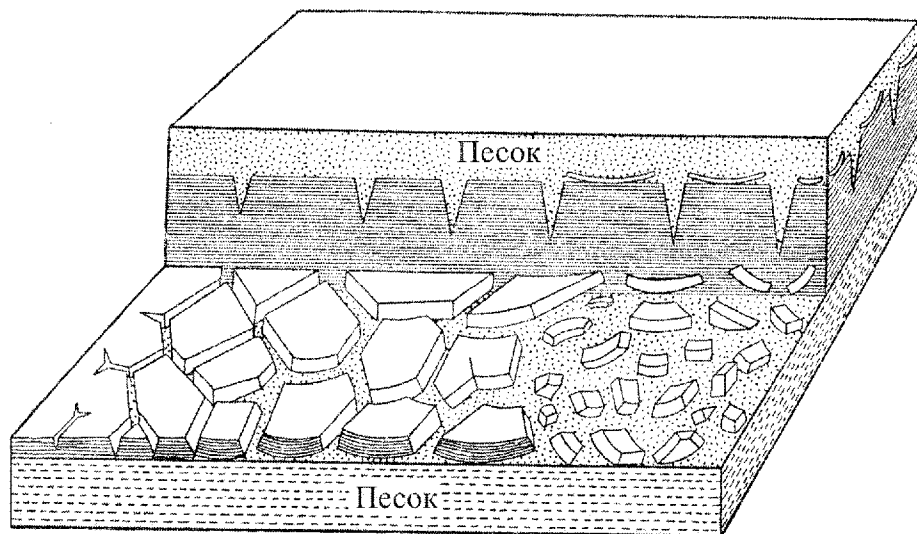


Рис. 33. Трещины усыхания (образование, захоронение и разрушение) (Шрок, 1950)



Рис. 34. Трещины усыхания на современном глинистом осадке. Крым, р. Бодрак.

Фото В. В. Аркадьева

Хорошо видно подворачивание краев глинистых корок.

как при волнении, так и при течении (рис. 31, 32). Она встречается в реках, в приливно-отливной зоне и более глубоких частях морей с подводными течениями.

Ветровая рябь возникает в результате воздействия ветра на несвязный песчаный материал. Она асимметричная, с высокими индексами. Ее гребни обычно прямые, длинные, параллельные.

Многоугольники высыхания (полигоны, разделенные трещинами высыхания, трещинами усыхания, трещинами сокращения). При высыхании и уплотнении пропитанного водой глинистого ила появляется система трещин сокращения – сетка, которая разделяет поверхность на неправильные полигональные участки (рис. 33, 34). Если эти трещины потом были заполнены и растрескавшаяся поверхность погребена под вышележащим осадком, то на нижней поверхности данного налегающего слоя будет видна сеть хребтиков – слепков (негативных отпечатков) первоначальных трещин. Многоугольники могут быть изометричной, удлиненной или любой другой формы. Они образуются в континентальных условиях, обычно в сухом и жарком, реже умеренном климате.

Глиптоморфозы (от греч. *glyptos* – вырезанный, изваянный и *morphe* – форма, вид) по кристаллам каменной соли – рельефные отпечатки (слепки) кристаллов каменной соли на поверхности напластования карбонатно-глинистых или песчаных отложений, выполненные веществом вмещающей породы (см. рис. 23). По наиболее распространенной гипотезе их возникновение связано с временным осушением участка суши, ростом кристаллов соли, а затем при отложении следующего слоя – растворением кристаллов и заполнением оставшихся отпечатков кристаллов осадками этого слоя. Нахождение в породах глиптоморфоз указывает на континентальные условия, сухой и жаркий климат.

Следы струй – эрозионные образования, возникающие обычно под действием серии маленьких ручейков. Появляются при протекании на поверхности осадка тонкого слоя воды и связаны с процессами понижения уровня воды. Следы струй имеют самые разнообразные очертания – зубчатые, гребневидные, меандрирующие, ветвящиеся, конические и др. Следы струй обычно связаны с переходом субаквальной обстановки в субаэральную, их часто можно наблюдать в приливно-отливной зоне моря, на речных отмелях и в пойме, а также после ливневых дождей в засушливых континентальных обстановках (Рейнек, Сингх, 1981).

Отпечатки каплей дождя представляют собой небольшие углубления округлой формы, обрамленные валиком, несколько возвышающимся над остальной поверхностью (см. рис. 23). Если капли падали вертикально, то углубления строго округлой формы, если под наклоном – эллиптической. Присутствие валика вокруг углубления отличает капли дождя от ямок, созданных выходами пузырьков газа. Отпечатки каплей лучше выражены при редком дожде и гораздо хуже при сильном (в этом случае они размываются). Вероятность сохранения отпечатков каплей дождя больше в районах с очень редко выпадающими осадками, поэтому они наблюдаются в основном в континентальных отложениях, образовавшихся в условиях аридного климата.

Следы жизнедеятельности различных организмов рассмотрены выше.

Гиероглифы (иероглифы) (от греч. *hierys* – священный и *glyphe* – то, что вырезано) представляют собой различные по морфологии валики, бугорки и другие формы отпечатков на нижней поверхности мелко- и среднезернистых пород (обычно песчаников). Очень часто встречаются во флишевых отложениях, например в мезозойском флише Горного Крыма. Гиероглифы возникают следующим образом. После накопления очередного флишевого ритма наступает некоторая остановка в осадконакоплении. В это время на поверхности тонкого глинистого ила, которым заканчивается ритм, могут оставить свои следы в виде ямок и канавок возникшие течения. Песок следующего ритма заполняет данные углубления. Так на подошве будущего песчаника возникают бугорки и валики – гиероглифы (негативные слепки) (рис. 35).



Рис. 35. Гиероглифы на нижней поверхности песчаника. Крым, р. Бодрак, таврическая серия. Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского государственного университета в АР Крым

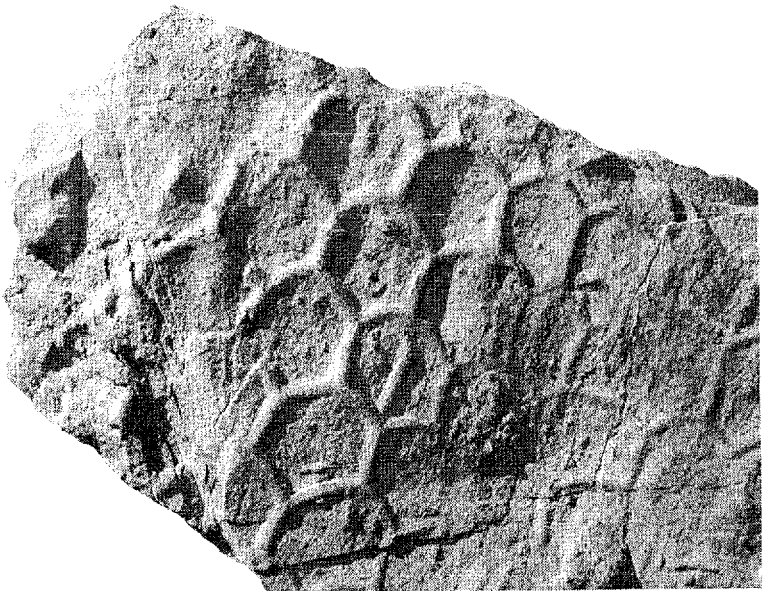


Рис. 36. Загадочная текстура *Palaeodiction* на подопье песчаника. Крым, р. Бодрак, таврическая серия. Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского государственного университета в АР Крым

Гиероглифы, возникшие механическим путем, называются *механоглифами*. К ним относятся слепки борозд размыва, следы внедрения песчаного осадка в илистый, следы волочения по дну различных предметов. Кроме того, есть *биоглифы* – возникшие за счет жизнедеятельности организмов (например, ходы червей – валики диаметром до нескольких миллиметров, по-разному изгибающиеся и обычно не соприкасающиеся друг с другом).

Помимо гиероглифов, на нижней поверхности песчаников флиша таврической серии в Горном Крыму можно найти загадочные знаки *Palaeodictyon*, представляющие собой барельефную шестиугольную сетку (рис. 36). Одни геологи связывают их с какими-либо колониальными организмами (губками, кораллами, водорослями) (Логвиненко, 1961; Кушлин, 1981), другие считают их отпечатками панциря рептилий. Некоторые думают, что это результат жизнедеятельности организмов (движение хвостиков головастиков, отпечатки икры рыб или гастропод). Есть даже неорганическая теория их происхождения (колебание воды, выходы пузырьков газа).

Вторичные изменения. При диагенезе (превращении рыхлого осадка в породу) происходят следующие основные процессы: 1) уплотнение осадка; 2) дегидратация или гидратация осадка; 3) переработка осадка илоедами и бактериями; 4) образование устойчивых минеральных модификаций за счет неустойчивых; 5) растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка; 6) минеральное новообразование; 7) кристаллизация и перекристаллизация (Прошляков, Кузнецов, 1981). При этом довольно часто возникают своеобразные текстуры, существенно меняющие внешний вид пород. Среди таких текстур рассмотрим *cone-in-cone*, *стилолиты* и *конкреции*. Они часто встречаются в мезозойских отложениях Горного Крыма.

Cone-in-cone (конус в конусе, или фунтиковая текстура) представляет собой ряд конусов, вложенных друг в друга (рис. 37). Конусы сложены кальцитом с примесью глинистого материала (Ставский, Казанцев, 1973). Одни конусы направлены основаниями к подошве слоя, другие – к кровле. Обычно высота конусов – несколько сантиметров, ширина основания – 1–3 см. Подобная текстура встречается в известковых и мергелистых породах, а также в известковых прослоях среди глинистых пород. Образование фунтиковой текстуры большинство исследователей связывают с перекристаллизацией карбонатного вещества под давлением в период катагенеза.

Стилолиты (от греч. *stylos* – столб и *lithos* – камень) – шиповидные или столбчатые выступы поверхности одной части слоя, проникающие в выемки на поверхности другого. В поперечном сечении имеют вид цилиндрического зубчатого шва (сутуры) (рис. 38). Боковые стороны столбиков стилолитов покрыты штриховкой. Наиболее часто стилолиты встречаются в известняках, доломитах и мергелях, гораздо реже – в песчаниках, аргиллитах и др. Одни исследователи считают, что стилолиты образуются при растворении твердых пород под давлением (Логвиненко, 1984), другие говорят об их формировании в незатвердевших осадках в результате сокращения и давления (Шрок, 1950). В пользу первой гипотезы свидетельствуют глинистая корка, часто присутствующая на стилолитовых швах (глина, оставшаяся после растворения карбонатной породы), а также пересечение стилолитовыми швами ископаемых остатков раковин. Положение стилолитовых швов по отношению к слоистости может быть различным, в ряде случаев наблюдается пересечение швов между собой. Они могут совпадать со слоистостью (рис. 38, А, Г), пересекать ее (рис. 38, Б) либо оставаться вертикальными внутри наклонно залегающих слоев (рис. 38, В). По стилолитовым швам можно судить о направлении давления на горные породы. Стилолиты в ряде случаев являются коллекторами нефти.

Конкреции обычно возникают на позднем этапе диагенеза в терригенных, существенно глинистых осадках водоемов гумидной зоны (Логвиненко, 1984). Широко распространены железо-марганцевые, сульфидные (пиритовые и марказитовые), карбонатные (кальцитовые,

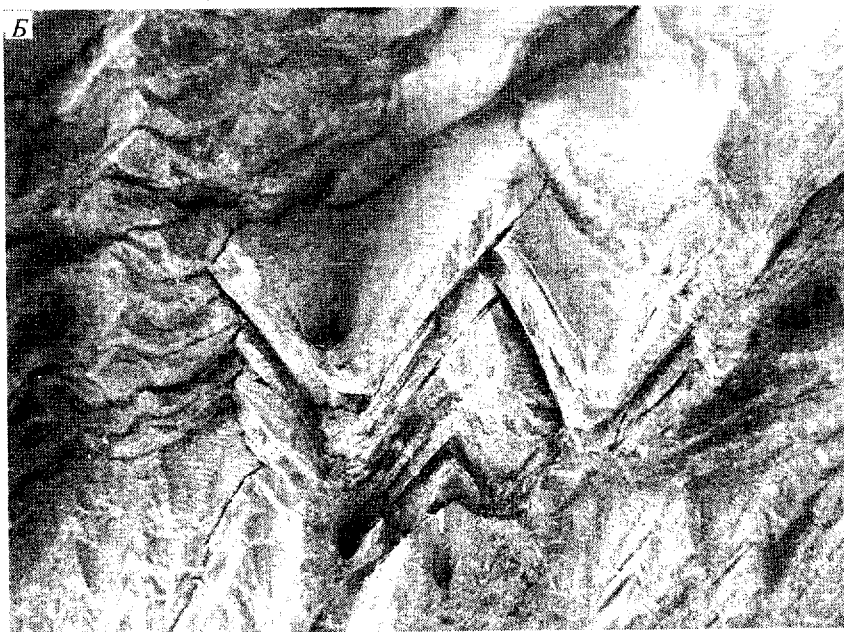
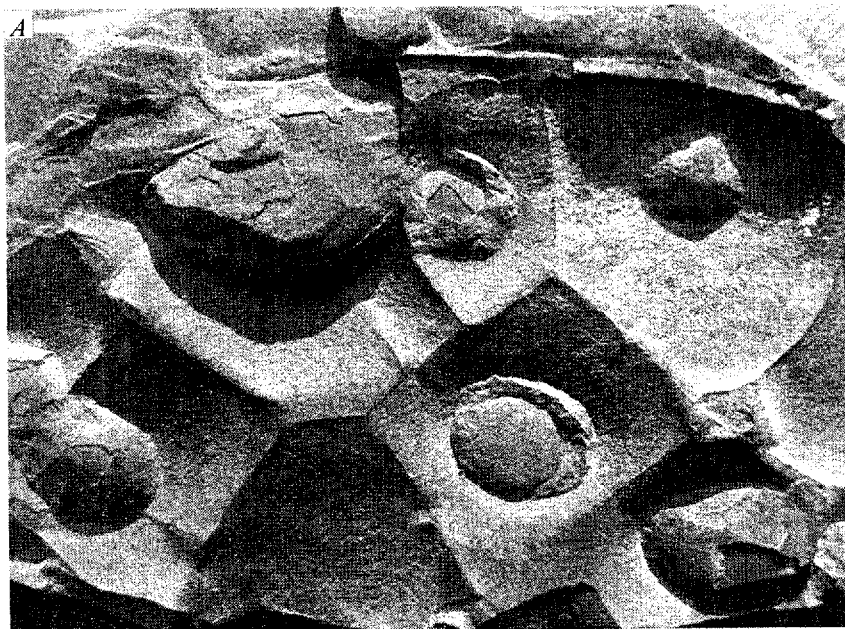


Рис. 37. Текстура con-in-cone в плане (А) и в разрезе (Б). Крым, р. Бодрак, таврическая серия.
 Коллекция геологического музея Представительства Санкт-Петербургского
 государственного университета в АР Крым

доломитовые, сидеритовые и др.), сульфатные, фосфатные, кремневые и другие конкреции. Например, сульфидные образуются в восстановительной реакции среды, а сидеритовые — в нейтральной обстановке при кислой, нейтральной или слабощелочной. Пиритовые и

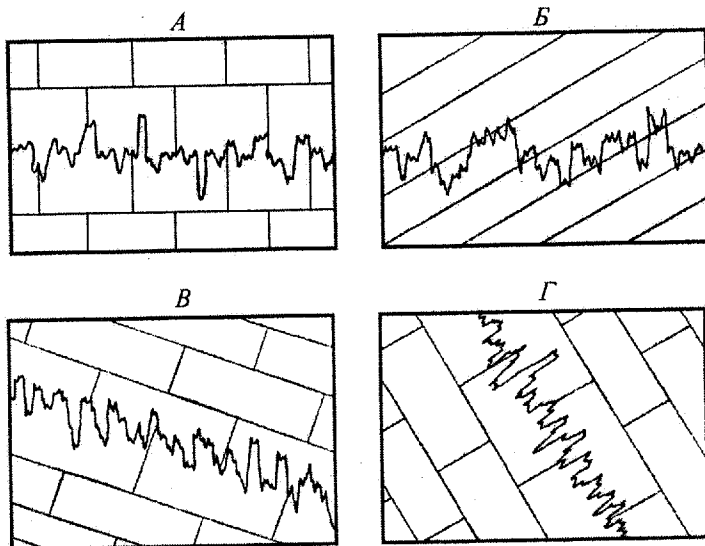


Рис. 38. Стилолиты (Шрок, 1950)

A – обыкновенная стилолитовая структура, перпендикулярная к напластованию;
Б-Г – стилолитовые швы в наклонно залегающих слоях.

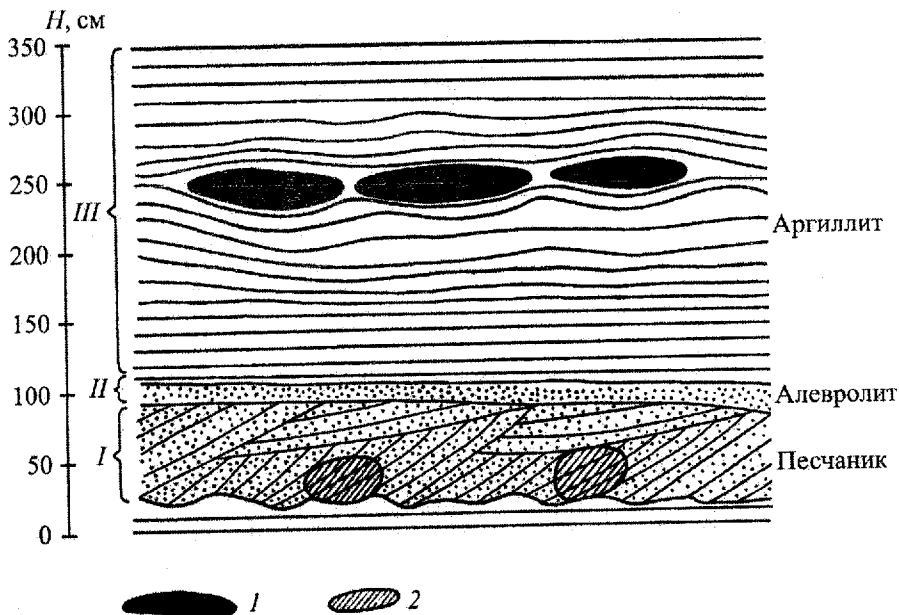


Рис. 39. Конкреции в терригенном флише таврической серии Крыма (Логвиненко, 1984)
1 – карбонаты железа; *2* – сульфиды железа; *I, II, III* – элементы флишевого ритма.

сидеритовые конкреции чаще всего возникают в глинистых осадках на небольшой глубине от поверхности, в ряде случаев они связаны со скоплениями органического вещества. Для образования сидерита необходима углекислота, а для пирита – высокая концентрация сероводорода. Во флишевых отложениях таврической серии Крыма сидеритовые конкреции встречаются в глинистых породах (аргиллитах), а пиритовые – чаще в песчаных породах (рис. 39). Кроме того, в Крыму сульфидные конкреции присутствуют в глинисто-карбонатных породах (мергелях) верхнего мела. Кремневые конкреции возникают в основном в кислых и нейтральных средах, фосфатные – в щелочных слабовосстановительных и слабоокислительных условиях морского бассейна.

АНАЛИЗ ОБЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Анализ общих геологических данных принадлежит исключительно к полевым методам исследования. При этом выясняются: 1) площадь распространения отложений, 2) их мощность, 3) взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями, 4) взаимоотношения с соседними одновозрастными отложениями (переход по простирацию). На лабораторных занятиях этот вид фациального анализа невозможен. Однако, анализируя образцы, следует указать, какие именно исследования нужно провести в поле, чтобы уточнить фацию.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ФАЦИЙ

Первая наиболее полная классификация морских и континентальных фаций была предложена Д. В. Наливкиным (1956). Исследователи по-разному группируют фации. В настоящей работе выделены три основные группы фаций (Владимирская и др., 1985): морские, бассейнов ненормальной солености и континентальные.

Морские фации

Современные океаны и моря занимают 70,8% площади земного шара. В геологических разрезах явно преобладают морские фации. Морские обстановки характеризуются относительным постоянством условий. Накопление материала в океанах и морях происходит механическим, хемогенным и биогенным путем.

Водоемы Мирового океана по соотношению их с сушей подразделяются на несколько типов.

Внутренние моря (Балтийское, Черное, Красное и др.). Это моря, которые почти полностью окружены материковой сушей. Они характеризуются слабыми приливами, часто отличной от океана соленостью. Воздействие материкового сноса в таких бассейнах максимальное.

Моря окраинные или краевые. Они расположены между материками и океанами. Влияние континентального сноса в них меньше, оно одностороннее. Связи с Мировым океаном у окраинных морей свободные, что обуславливает среднеокеаническую соленость, соответствующий состав органического мира, часто сильные приливы и др.

Собственно океаны. В них влияние континентов сказывается в наименьшей степени. Только органогенные (известковые и кремнистые) осадки покрывают более 50% площади дна Тихого океана и более 70% площади дна Атлантического и Индийского.

Другой важной особенностью водоемов, определяющей обстановки осадконакопления, является форма его вертикального сечения. Известны: 1) плоские мелководные в целом моря

с выровненным дном (Северное, Азовское); 2) котловинные моря (Японское, Черное) – с глубокой котловиной, окруженной узкими шельфами.

Важный фактор фациальных обстановок в морях – волнения и различные течения (приливно-отливные, вдольбереговые, океанические глубоководные и поверхностные, циркуляционные вертикальные, мутьевые и др.). Они обуславливают разнос поступающего материала и его отложение.

Физические свойства морской среды (температура, давление, прозрачность и др.) влияют на характер, количество и разнообразие органической жизни. Значительное воздействие на накопление осадков оказывает климат.

Наиболее важной причиной изменения обстановок осадконакопления является глубина бассейна. По этому признаку морские обстановки можно подразделить на: 1) шельфовые, 2) батинальные, 3) абиссальные, 4) ультраабиссальные.

Шельфовые фации. Нижняя граница шельфа – изобата 200 м. Средняя ширина шельфа современного Мирового океана – 70–75 км, максимальная – до 1200–1300 км. Геологическое значение шельфов огромно. Многие осадочные породы, слагающие геологические разрезы, образовались в шельфовых обстановках.

По условиям осадконакопления в пределах шельфа выделяются две области: мелководная и относительно глубоководная. Отложения шельфа представлены обломочными, органогенными, хемогенными и вулканогенными образованиями.

Две важные особенности отличают шельфовые фации от других. Во-первых, волнение здесь распространяется практически до дна, и осадки часто взмучиваются. Это обуславливает транспортировку большого количества обломочного материала и его сортировку. На шельфе преобладает окислительная обстановка. Для отложений шельфа характерны следы перемылов и размывов. Во-вторых, для шельфа типичны обилие и разнообразие бентосных организмов. Так как практически везде до дна проникает свет, пышно развиваются водные растения. Бентосные организмы часто являются породообразующими или в значительных количествах встречаются в терригенных отложениях.

Прибрежно-морские фации. Мелководная обстановка (до 50–70 м) включает литоральную и верхнюю часть сублиторальной зоны. Ширина прибрежно-морских фаций – от нескольких метров у скалистых берегов до нескольких километров у очень пологих. В прибрежной зоне характер осаждения материала определяется волновой активностью во время сильных штормов. Здесь часто происходит наземная переработка прибрежного материала ветром (образование дюн).

Рельеф берега может быть различен. Абразионные берега (крутой – клиф, пологий – бенч) в ископаемом состоянии встречаются, но редко. Это твердые бугристые поверхности, часто изъеденные сверлильщиками, с прирастающими формами организмов, перекрытые более рыхлыми отложениями. Аккумулятивные берега – например, литоральные обстановки в условиях плоского рельефа. Здесь наблюдаются смешение признаков наземного и морского режимов, обилие света, высокая подвижность вод. Органический мир представлен гастроподами, пеллециподами, крабами, водорослями, многочисленными микроорганизмами и различными илоедами. У аккумулятивных берегов обычно накапливаются тонкозернистые плохо сортированные пески, алевроиты и глины с косою слоистостью, часто интенсивно переработанные биотурбацией, со знаками ряби течений. Своеобразен характер распределения этих осадков по площади. На наиболее удаленной от моря обращенной к суше полосе формируются соляные озера (марши), в которых тонкие илстые осадки чередуются с прослоями торфа и почвами. Ниже, в обычной зоне приливов, накапливаются илстые осадки, слабо переработанные волнами и организмами. Здесь часто происходит образование водорослевых покровов. Еще ниже располагается зона песчаных отложений, активно перерабатываемых и волнами, и организмами.

Приливно-отливные течения разносят по площади и откладывают приносимый сюда реками обломочный материал. Наиболее типичное аккумулятивное образование – пляж. Пляжевые отложения – пески, галечники с разнообразной слоистостью. Органические остатки в них сильно перебиты, перетерты. На поверхности напластования часто встречаются знаки ряби, отпечатки следов птиц и наземных животных. Известны находки остатков наземной растительности и позвоночных. Сильные шторма формируют *береговые валы*. Для них характерны отсутствие сортировки, беспорядочное расположение обломков, разная сохранность органических остатков. Ископаемые береговые валы помогают определить положение береговой зоны древних морей.

При удалении от береговой линии в сторону суши пляжевые пески начинают перерабатываться ветром (образуются *дюны*). При удалении в сторону моря осадки становятся тоньше, в них больше органических остатков (крупные ребристые пелециподы, зарывающиеся формы, илоеды), встречаются целые раковины.

В мелководной зоне среди обломочных пород преобладают мелкообломочные (песчаники, алевролиты). Грубообломочные (конгломераты) редки, иногда встречаются напротив устьев горных рек.

В мелководной зоне широко распространены карбонатные осадки – известняки и доломиты, в том числе известняки-ракушечники, детритовые и оолитовые известняки. Более редки здесь хемогенные (железистые и марганцовистые) отложения.

Текстуры мелководных отложений – горизонтально- и пологоволнистые, но встречаются и косослоистые. Для отложений характерны знаки ряби, следы перерывов, многочисленные следы ползания, зарывания. Здесь происходит активная переработка осадков организмами (*биотурбация*), которая уничтожает тонкую слоистость, способствует появлению пятнистых текстур.

Средний угол наклона шельфов – 7 минут. Но иногда на шельфах отмечаются впадины, в которых условия осадконакопления резко отличаются. Сюда не проникает волнение, часто возникает сероводородное заражение, потому здесь преобладают тонкозернистые, глинистые тонкопараллельнослоистые осадки, почти без донной фауны, но часто обогащенные органическим планктонным веществом либо раковинным детритом, занесенным сюда из более мелководных обстановок. Это обстановки *иловых впадин*. По многим особенностям они напоминают осадки нижней части шельфа или даже батиали.

Типичными мелководными образованиями являются *органогенные постройки и рифы*. При интенсивном локальном развитии каркасных, нарастающих друг на друга, корковых и цементирующих организмов в разрезе формируются геологические тела, сложенные скелетами этих организмов и известковыми продуктами их жизнедеятельности в прижизненном положении – органогенные постройки. Их форма и размеры чрезвычайно разнообразны (Королюк и др., 1975). Если скорость роста постройки была близка или равна скорости накопления окружающих осадков, то в геологическом разрезе возникает органогенная постройка в виде пласта или уплощенной линзы, получившая название *биоштрэм* (рис. 40). Если же формирование постройки шло быстрее, чем накопление окружающих синхронных осадков, то в рельефе дна образуется холм, подводный выступ – *биогерм*. При длительном развитии биогерма, когда он поднимается до уровня моря и одновременно с ростом происходит его частичное разрушение волнами, возникает подводная скала, окруженная продуктами своего разрушения, – *риф*. Таким образом, риф – это сложное геологическое образование. Поскольку скорость роста рифа превышает скорость накопления окружающих осадков, его мощность больше мощности синхронных отложений.

Характер сообществ организмов в органогенных постройках и вне их существенно различен. Для органогенных построек свойственны богатство систематического состава животных и растений, повышенная роль прикрепленного бентоса, преобладание каркасных

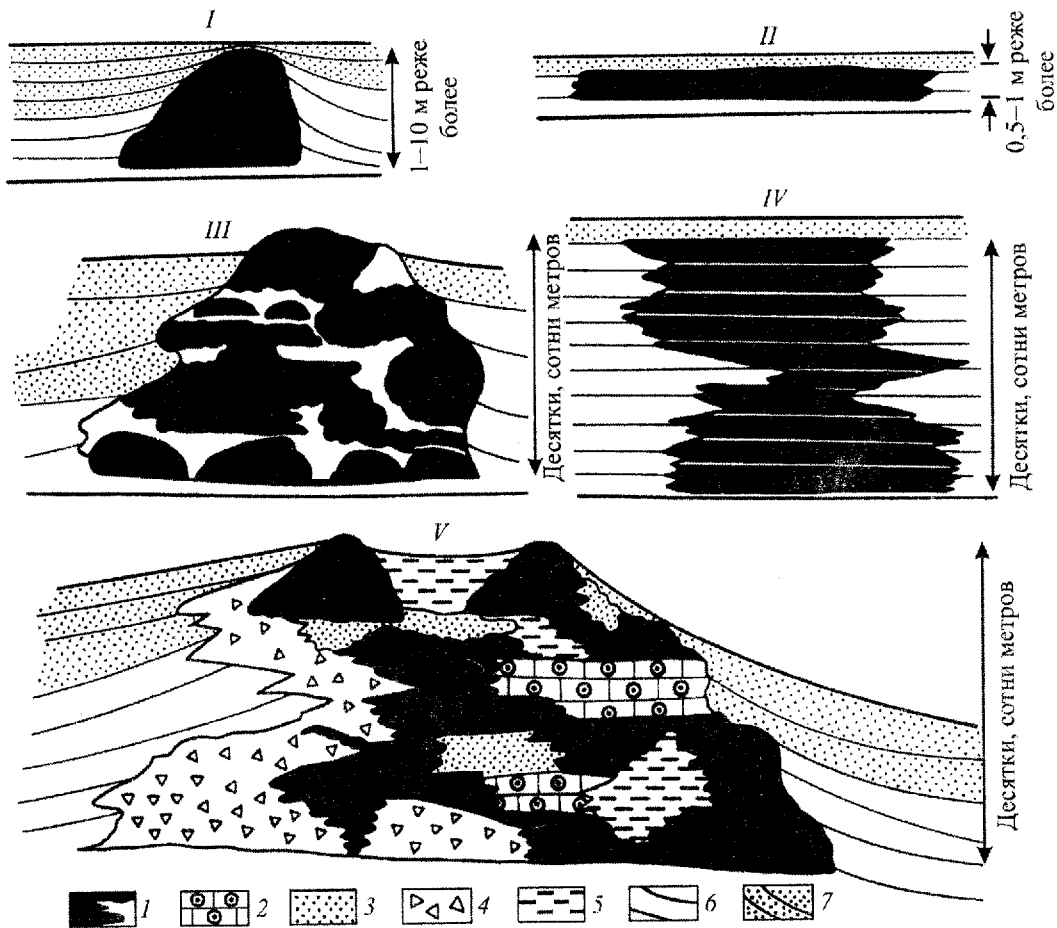


Рис. 40. Типы органогенных построек (Королюк и др., 1975)

I, II – простые постройки: *I* – биогермы, *II* – биостромы; *III-V* – сложные органогенные массивы: *III* – биогермный, *IV* – биостромный, *V* – рифовый. 1 – биогермные известняки; 2 – отложения рифового плато; 3 – детритовые известняки; 4 – отложения шлейфов; 5 – отложения лагун; 6 – отложения, одновозрастные с органогенной постройкой; 7 – более молодые отложения.

форм бентоса, наличие специфических организмов – сверлильщиков, пожирателей каркасных организмов, большое видовое и родовое разнообразие при относительно небольшом числе особей одного вида, преобладание эндемиков, нередко крупные размеры особей и толстые раковины.

Организмы – строители органогенных построек – «биогермообразователи». Среди них выделяют две группы: *каркасные* и *цементаторы*. Каркасные – это преимущественно колониальные организмы, но иногда и одиночные (водоросли, простейшие, губки, археоциаты, кишечнополостные, мшанки, черви (серпулиды), моллюски (рудисты)). Цементаторы – это те животные и растения, которые скрепляют каркас и детрит в единую массу. Наиболее обычные цементаторы – цианобактерии, строматолиты, некоторые фораминиферы.

Организмы, селящиеся на органогенных постройках, называются «организмами-рифобами». Они малочисленны и однообразны в постройках мелких или возникших в не-

благоприятных условиях; в крупных постройках, в благоприятных условиях – наоборот, многочисленны и разнообразны. Среди них выделяются: 1) животные и растения, скелеты которых, сохраняясь почти целиком, наращивают основную массу осадка (брахиоподы, моллюски и др.); 2) поставщики детрита – организмы, скелеты которых распадаются на части (иглокожие и др.); 3) разрушители построек (сверлильщики и пожиратели каркасных организмов), например рыбы (некоторые современные рыбы перемалывают до 7 т кораллов в год). Организмами-рифолобами в палеозое были цистоидеи, криноидеи, брахиоподы, фузулиниды, в мезозое – моллюски, иглокожие, брахиоподы, черви, в кайнозое – морские ежи, ракообразные, камнеточцы (губки, черви, моллюски).

Распределение организмов в органогенных постройках. В большинстве построек существует зональность – от краевых частей к центральной или от сторон, обращенных к открытому морю, в сторону лагуны. Сопутствующие организмы обычно многочисленны в наружных зонах построек, а специфические (сверлильщики и др.) фиксируют зоны волнолома. Как правило, ветвистые и кустистые формы роста преобладают в центральных частях построек, а корковые – в краевых и наружных зонах.

Породы органогенных построек. Основной породой органогенных построек являются биогермные известняки (в иностранной литературе их называют каркасными).

Биогермные известняки – твердые, массивные или пятнистые породы, образованные за счет колониальных быстрорастущих организмов с известковым скелетом, захороненных на месте роста, промежутки между которыми заполняются детритом или хемогенными осадками.

Детритовые известняки характеризуются отсутствием слоистости (в отличие от таких же пород за пределами постройки), они сложены обломками только тех организмов, которые жили на постройке. Для обломков свойственны остроуголая форма, отсутствие сортировки и ориентировки, следы сверления.

Обломочные известняки встречаются не во всех органогенных постройках. Они образуются за счет пород самой постройки и приурочены к ее краевым частям. Обычно это брекчии, реже гравелиты и карбонатные песчаники. В них отсутствуют сортировка и окатанность обломков.

Хемогенные и биохемогенные известняки имеют подчиненное значение в органогенных постройках. Обычно они рассеяны в виде тонких мало заметных прослоев среди основной массы породы и представлены афанитовыми, комковатыми, оолитовыми, микрозернистыми разновидностями.

В органогенных постройках отмечается зональное распространение карбонатных пород, на фоне которого видна неправильная пятнистость. Во многих телах выделяются ядро – биогермные известняки и краевая часть – обломочные шлейфы, сложенные детритовыми и обломочными известняками. По химическому составу преобладают почти чистые известняки, терригенная примесь составляет 1–2% (обычно меньше).

Для биогермных известняков характерна массивность. «Биогермная текстура» – следы нарастания каркасных организмов друг на друга («рифовая слоистость»). Кроме того, отмечается инкрустационная текстура (лучисто-шестоватый кальцит выполняет первичные пустоты в породе). Почти всем биогермным породам свойственны кавернозность и пористость, соответственно они являются хорошими коллекторами нефти, газа, воды.

Наиболее сложной органогенной постройкой является *рифовый массив (ископаемый риф)* (рис. 41). Он включает совокупность характерных рифовых фаций – отложения лагуны, рифового шлейфа, рифового гребня и рифового плато. Рифовые массивы имеют значительные размеры, мощность в несколько сотен метров, площадь до десятков километров. По аналогии с современными постройками в ископаемых рифовых массивах могут быть выделены: собственно биогермное ядро; рифовое плато (обширные отмели); шлейфы (мо-

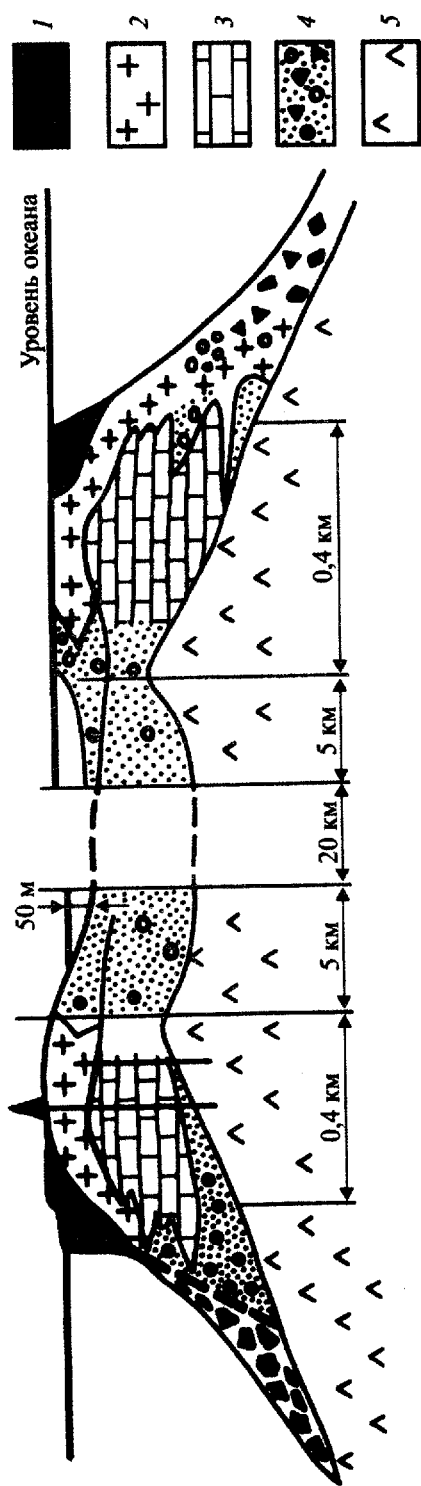


Рис. 41. Схематизированный разрез современного атолла и распределение в нем основных фациальных зон. Атолл Муруроа, Тихий океан (Королюк и др., 1975)

1, 2 – биогермное ядро: 1 – массивы живущих кораллов, 2 – отмершие кораллы; 3 – известняки рифового плато; 4 – обломочные шлейфы и отложения лагуны; 5 – цоколь рифа.

ристый склон, рифовое подножие); лагуны (внутренние, отгороженные от основного бассейна участки).

Собственно биогермное ядро. Волнорезная природа устанавливается по преобладанию корковых форм среди водорослей и мшанок, по массивным кораллам, по следам деятельности сверлильщиков.

В зоне шлейфа, особенно в области внешнего склона, большую роль играют грубообломочные породы (рифогенные брекчии). В удалении от массива начинают появляться некоторая сортировка и окатанность, встречаются конгломераты, гравелиты, косая слоистость. С внутренней стороны волнореза, т. е. в области рифового плато, широко развиты мелкообломочные разности брекчий, известковистых песчаников и гравелитов. Характерны также онколитовые, онколито-оолитовые и детритовые известняки.

Отложения лагуны – тонкозернистые хомогенные или биохомогенные осадки. Известняки лагунного происхождения имеют резко выраженную взмученную текстуру вследствие переработки ила червями и другими илоедами, часто тонкую параллельную слоистость.

Разнос обломочного (рифогенного) материала с рифа происходит на значительное расстояние и на большие глубины. Так, в современных морях рифогенный материал составляет более 30% на глубине до 3000 м и на удалении до нескольких километров от рифа.

Условия роста органогенных построек. Большинство органогенных построек располагаются на глубинах 20–40 м, в зоне фотосинтеза, однако известны поселения современных кораллов на глубинах более 200 м и даже 7600 м. Для них обязательна хорошая циркуляция вод, обеспечивающая достаточное поступление питательных веществ. Органогенные постройки нередко рассматриваются как показатели теплого и даже тропического климата. Они обычны в морях нормальной солености, но встречаются в осолоненных и опресненных бассейнах. В бассейнах с повышенной соленостью главные строители – строматолиты, а в опресненных – мшанки, водоросли. Как правило, органогенные постройки возникают на твердом дне, но иногда – на илистом, песчаном и даже галечном дне. Во многих случаях поселению каркасных организмов предшествовало уплотнение осадков. Большинство рифообразователей живет в чистых водах, лишенных взвешенного осадка. Некоторые рифообразователи могут сопротивляться засыпанию осадком (например, кораллы с быстрорастущим скелетом).

Яркими примерами органогенных построек являются мезозойские биогермы и рифы Горного Крыма. В Юго-Западном Крыму, в бассейне р. Бельбек, в берриасских отложениях нижнего мела развиты кораллово-водорослевые биогермы (рис. 42). Их характерные черты – ориентировка кораллов навстречу течению, разрушенная волнами фронтальная часть построек (контакт срастания), карбонатная брекчия из обломков биогерма у их основания. На южном берегу Крыма, в окрестностях пос. Судак, известны крупные отпрепарированные выветриванием верхнеюрские рифовые массивы (рис. 43).

Относительно глубоководные обстановки шельфа (50–200 м, реже до 500 м). В этой зоне отсутствует постоянное волнение, только во время очень сильных штормов может происходить взмучивание осадков и образование знаков ряби. Донные течения слабые и ограниченные. Условия в придонном слое отличаются значительным постоянством. Органический мир специфичен и резко обеднен. Из донных организмов здесь чаще встречаются кремневые губки, морские ежи, одиночные агерматипные кораллы, отдельные группы пелеципод, гастропод, мшанок. Раковины тонкие, слабоскульптурованные. Относительно возрастает количество остатков нектонных и планктонных организмов – плавающих фораминифер, диатомей, радиолярий, цефалопод, рыб, граптолитов, а также псевдопланктонных организмов.

Спокойная гидродинамика, отсутствие илоедов обуславливают особенности отложений, которые отличаются значительной протяженностью и выдержанностью литологиче-

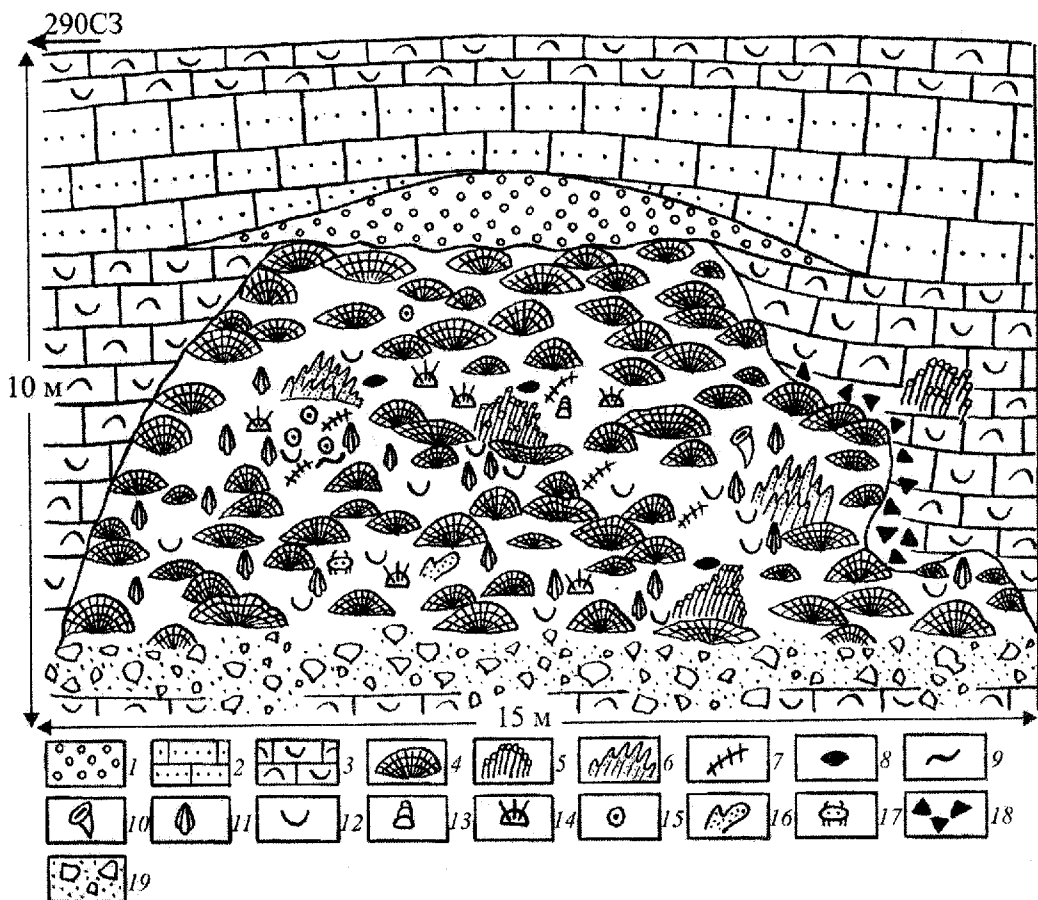


Рис 42. Схема строения Ульяновского биогерма. Юго-Западный Крым, бассейн р. Бельбек, нижний мел, берриас. Составил В. В. Аркадьев (Arkadiev, Vugrova, 1999)

1 – кварцевый гравелит; 2 – песчаный известняк; 3 – биокластические известняки; 4 – массивные колонии склерактиний; 5, 6 – ветвистые колонии склерактиний разного облика: 5 – фацилоидные, 6 – рамозные; 7 – колониальные водоросли; 8 – бентосные фораминиферы; 9 – серпулы; 10 – губки; 11 – брахиоподы; 12 – двустворки; 13 – гастроподы; 14 – морские ежи; 15 – криноидеи; 16 – мшанки; 17 – ракообразные; 18 – карбонатная брекчия; 19 – осыпь.

ского состава по разрезу и в пространстве. Здесь наиболее распространены глинистые осадки. Песчано-алевритовые развиты меньше, в зонах течений. Также широко распространены монотонные микрозернистые известняки, а в зонах холодного климата – кремнистые образования (диатомиты, трепела, опоки). Текстуры осадков обычно тонкопараллельнослоистые. В нижней части шельфа происходит образование пластовых фосфоритов.

Батиальные и абиссальные фации. Осадки глубоких зон моря в геологических разрезах выделяются с трудом и часто неоднозначно.

Батиальная область. Для нее характерны слабая подвижность воды, отсутствие волновых движений. Осадочный материал разносится преимущественно поверхностными и донными течениями. В батиальной области накапливаются тонкие терригенные, а также биогенные осадки: планктоногенные известковистые и кремнистые (за счет диатомей и радиолярий). Кроме того, в областях современного вулканизма формируются вулканогенные осадки.

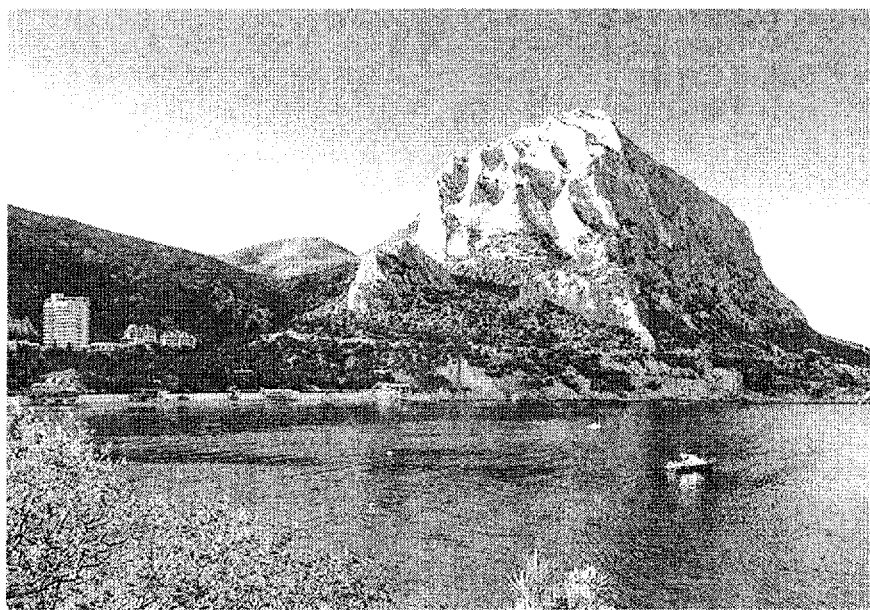


Рис. 43. Гора Сокол – ископаемый позднеюрский риф. Крым, Судак, Новый Свет
(URL: http://bfoto.ru/noviy_svet_sokol.php)

В батии происходит значительное оскудение бентоса. Здесь присутствуют редкие мелкие, очень тонкостенные гастроподы и пелециподы. Более многочисленны иглокожие, мшанки, кремневые губки, известны агерматипные кораллы, ракообразные. В составе бентоса преобладают илоеды и трупоеды. Морская вода богаче nekтоном (рыбы) и планктоном.

Условия осадконакопления во внутренних котловинных морях и в открытых частях океанов несколько различаются между собой.

Котловинные моря (например, Средиземное). Верхняя часть батии по характеру отложений часто трудно отличима от шельфа. В верхней части материкового склона здесь могут быть развиты пески, иногда с гравием и галькой. Ниже по склону они сменяются алевритовыми осадками. Центральные (глубокие) части морей покрыты глинистыми илами, в теплых морях – известково-глинистыми. Известковый материал почти исключительно планктоногенный (фораминиферовый, водорослевый и др.). В холодноводных морях накапливаются кремнистые осадки, состоящие из скелетов диатомей и радиолярий.

Открытые океаны. Дно континентального склона часто изрезано подводными каньонами с крутыми бортами, по которым осадочный материал с шельфа переносится на нижнюю часть батии и в абиссаль. Здесь возникают мутьевые потоки (турбидиты). На нижней части склона, а иногда уже на абиссали формируются градиционно-слоистые (флишевые) толщи, причиной которых часто являются подводные землетрясения. По существующим сейчас представлениям флиш образуется в глубоких троговых прогибах, граничащих с приподнятыми подводными или надводными хребтами. Во флише часто присутствуют остатки мелководной и даже наземной фауны, а иногда и остатки наземных растений.

Другой характерный осадок батии – *синий* или *голубой ил*. Это глинистый, слабоизвестковистый осадок, в котором присутствуют около 10% остатков планктонных организмов, повышенные количества пирита, часто с сероводородом. Согласно И. О. Мурдмаа (1987), такие осадки содержат более 70% глинистой фракции мельче 0,01 мм, менее 30% CaCO_3 и биогенного опала.

По данным З. Кукала (1987), скорость пелагической седиментации глинистых осадков составляет 1,9–4,0 см за 1000 лет, в то время как отложение материала мутьевых потоков может происходить со скоростью более 100 см за 1000 лет. В *гемипелагических* частях океанов (т. е. областях, охватывающих нижнюю часть континентального склона и примыкающего к нему материкового подножия) скорость осадконакопления – десятки сантиметров за 1000 лет (Кукал, 1987).

Абиссальная область. Абиссальные обстановки в настоящее время наиболее широко распространены в океанах и составляют примерно 56% общей поверхности земного шара. В них нет волнений, но есть разные течения, практически отсутствует или чрезвычайно редка донная фауна. В абиссали почти нет грубого песчано-алевритового материала, формируются два основных типа осадков – *органогенные* и *полигенные*. К органогенным относятся известковые и кремнистые. Карбонатные представлены известковыми планктоногенными осадками (фораминиферовыми, птероподовыми и кокколитовыми илами). Наиболее распространенными осадками ложа океана являются фораминиферовые илы, сложенные в основном раковинами планктонных фораминифер, кокколитами, радиоляриями, диатомеями, спикулами губок и костями позвоночных. В Атлантическом океане такие илы покрывают около 65% площади дна на глубинах до 4000–5000 м (Логвиненко, 1984). Скорость накопления известковых осадков – до нескольких сантиметров за 1000 лет. Кремнистые осадки абиссали представлены радиоляриевыми и диатомовыми илами. Радиоляриевые илы – это красная глубоководная глина с повышенным количеством раковинок радиолярий (до 30%). Такие осадки распространены в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов на глубинах 4600–6000 м и более. Диатомовые илы сложены опаловыми панцирями диатомовых водорослей (до 70%). Скорость накопления кремнистых илов – 1,6–7,5 мм за 1000 лет.

Полигенные осадки представлены красной глубоководной глиной. Это темно- или светло-коричневые, реже красноватые осадки, состоящие из тонкодисперсного материала, приносимого ветром и водой, с небольшой примесью космогенных частиц (никелистого железа), биогенного материала (радиолярий, диатомей, зубов акул и др.). Карбонатность низкая, иногда отсутствует. Органического углерода мало (0,5%), но повышены содержания железа (3–10%), марганца (до 3%). Скорость накопления таких осадков очень низкая (1 мм за 1000 лет). С красными глубоководными глинами связаны поля железомарганцевых конкреций.

Ультраабиссальные фации (глубоководных желобов). Глубоководные желоба – это узкие, очень протяженные глубокие депрессии с крутыми расчлененными склонами и асимметричным поперечным профилем. В желобах накапливается терригенный, вулканокластический, биогенный (планктоногенный) и эдафогенный (за счет разрушения склонов желобов) материал (Мурдмаа, 1987). Терригенный и вулканокластический материал поступает в желоба с островных дуг, его размеры – от глыб до тончайшей глинистой взвеси. Интенсивная тектоника способствует поступлению эдафогенного материала.

Большинство глубоководных отложений не имеет характерных литологических особенностей, которые могли бы однозначно определять их глубоководность. Часто они не отличаются от таковых на шельфе, и их легко пропустить при изучении разрезов на обнажениях. Мощность глубоководных осадков в несколько раз меньше мощности синхронных мелководных образований.

Фации бассейнов ненормальной солености

На окраинах континентов часто возникают осолоненные и солонатоводные (опресненные) бассейны, в которых затрудняется связь с океаном или происходит смешивание

пресных вод с морскими. Это разнообразные заливы, лагуны, эстуарии (губы), дельты рек, прибрежные озера.

Фашии дельт. По Е. Ю. Барабошкину (2005, с. 29), «дельта – конус выноса обломочного материала, приносимого рекой, возникающий в месте достижения рекой базиса эрозии». Дельты имеют в общем виде треугольную в плане форму, однако их геометрия зависит от взаимодействия флювиальных и морских процессов, а также от величины речного стока, климата, рельефа, характера тектонических движений и др. Размеры дельт различны – от самых маленьких до гигантских. Например, площадь дельты р. Волги составляет 19 тыс. км², р. Лены – 28,5 тыс. км² (рис. 44), р. Амазонки – более 100 тыс. км². Реки транспортируют в море огромное количество обломочного материала. Так, р. Амазонка выносит свыше 1 млрд т твердых осадков в год. Положение дельты на площади может неоднократно меняться, она может увеличиваться со значительной скоростью. Так, р. Миссисипи наращивает свою дельту со скоростью 85–100 м/год, р. Хуанхэ – до 290 м/год.

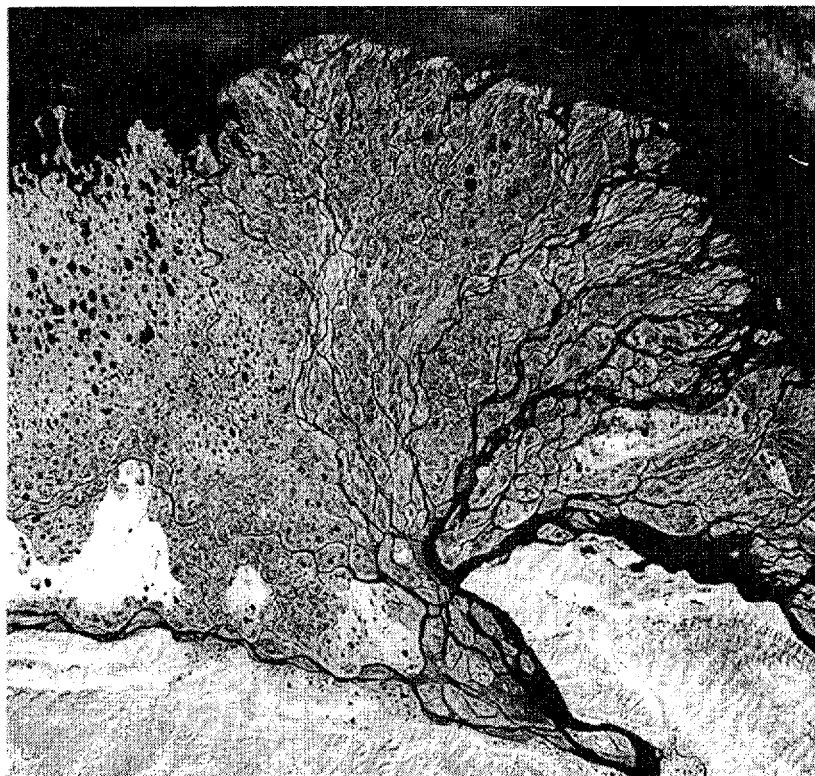


Рис. 44. Дельта реки Лены. Снимок из космоса
(URL: <http://emax.ru/nature/article/read8162.html>)

В дельтах выделяют следующие участки (рис. 45): надводную часть – дельтовую равнину, подводную часть, включающую авандельту – крутонаклонную грубообломочную часть конуса дельты, и прodelьту – пологую тонкообломочную часть конуса дельты. При всей пестроте обстановок дельтам присущи некоторые общие черты. Их отложения, как правило, терригенные и ограничены по площади. В разрезах наблюдается как трансгрессивная, так и регрессивная последовательность фаций; характерна цикличность строения.

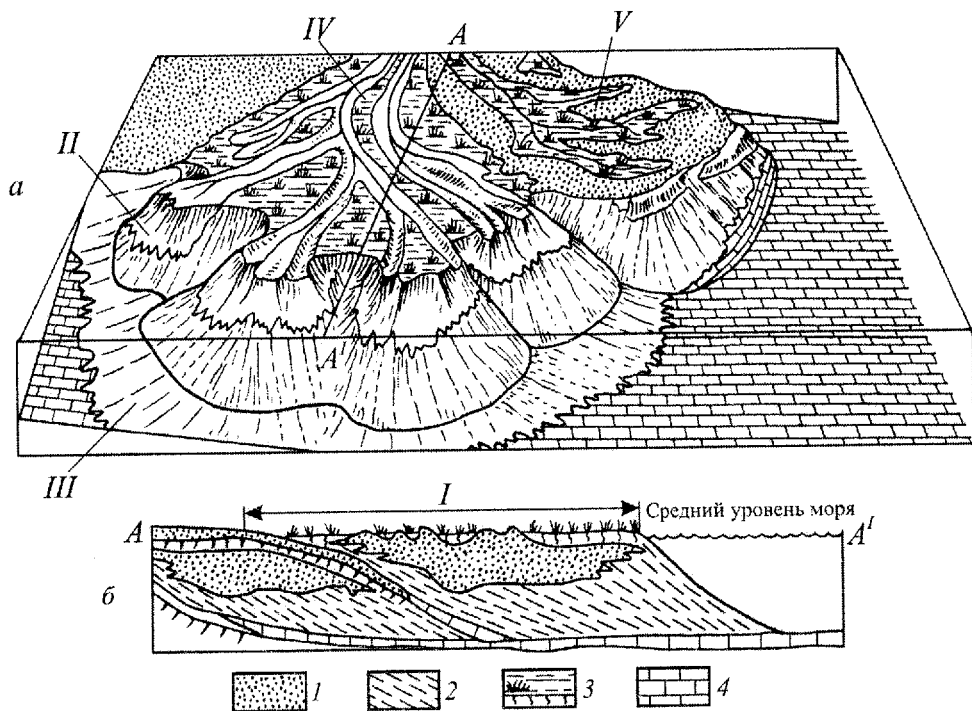


Рис. 45. Реконструкция дельты (а) и профиль (б) прибрежно-морских отложений каменноугольного возраста на юго-востоке Северной Америки (Владимирская и др., 1985)
 I – дельтовая равнина; II – подводный склон дельты (авандельта); III – донный участок дельты (продельта); IV – активно нарастающая дельта; V – брошенная дельта.
 1 – песчаники; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – ископаемые почвы; 4 – известняки.

Осадки дельт могут далеко проникать в морской бассейн – на расстояние до нескольких сотен километров.

В дельтовой равнине главную роль играют речные процессы. Осадки представлены косо- и горизонтальнослоистыми песками (со знаками ряби течений), реже галечниками и гравием. При влажном климате часто развиваются болота с торфяниками, а при засушливом климате возникают соленые озера, в результате чего отлагаются прослой гипса и галита.

В авандельте на формирование осадков влияют морские волны и приливы. Здесь накапливаются тонкозернистые алевроито-глинистые плохо отсортированные косослоистые отложения русловых фаций. Характерны подводные косослоистые прирусловые валы.

В продельте формирование осадков происходит полностью в морских условиях. В ней накапливаются тонкозернистые осадки (алевролиты, глины, карбонатные илы), которые слагают косо- и горизонтальнослоистые серии.

Эстуарии – подтопленные устьевые части рек, которые возникают по разным причинам: при эвстатическом подъеме воды, из-за тектонических процессов. Осадки эстуариев близки к осадкам подводной части дельты.

Органические остатки в осадках дельт и эстуариев представлены смесью пресноводных, солоноватоводных и морских организмов, а также остатками наземных растений. Вблизи устьев рек не встречаются реагирующие на изменение солености кораллы, иглокожие, головоногие моллюски.

Рис. 46. Лагуна Кара-Богаз-Гол (снимок из космоса)
(URL: <http://ru.wikipedia.org/wiki>)

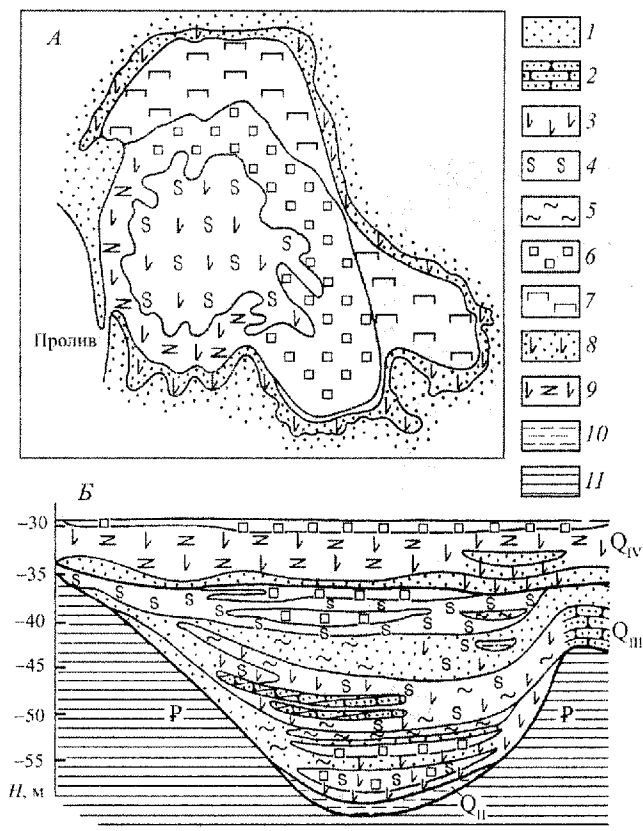
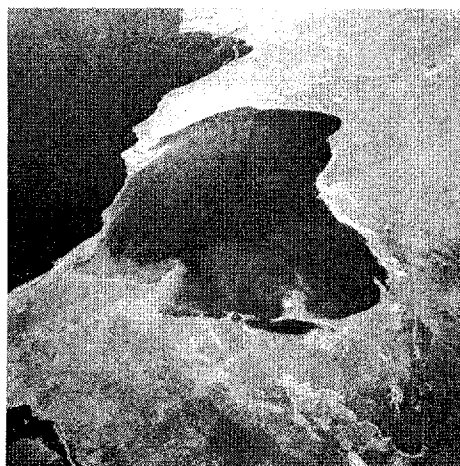


Рис. 47. Геологическая схема (А) лагуны Кара-Богаз-Гол и геологический разрез (Б)
четвертичных отложений (Владимирская и др., 1985)

1 – песок; 2 – песчаник; 3 – гипс; 4 – глауберит; 5 – мирабилит; 6 – галит; 7 – астраханит-галитовые отложения;
8 – гипсово-карбонатные отложения с песком; 9 – гипсово-карбонатные отложения с фауной; 10 – глины;
11 – палеогеновые глины и суглинки.

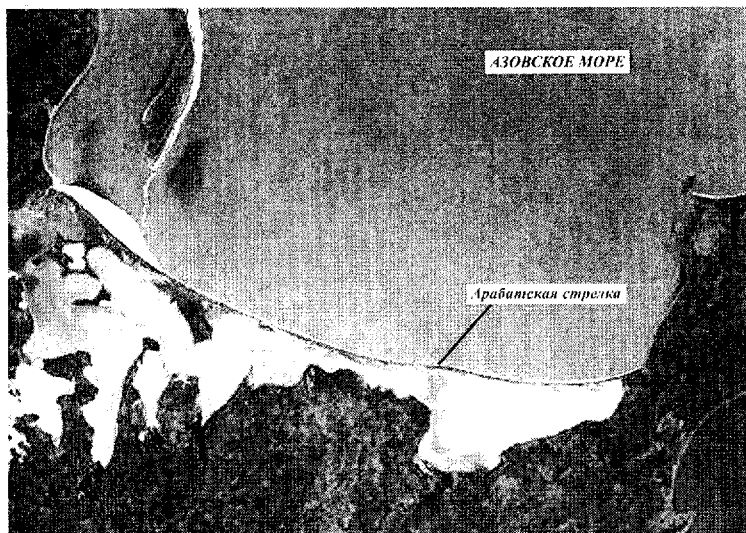


Рис. 48. Лагуна Сиваш и Арабатская стрелка. Снимок из космоса
(URL: <http://photo.planetakrim.com/photo>)

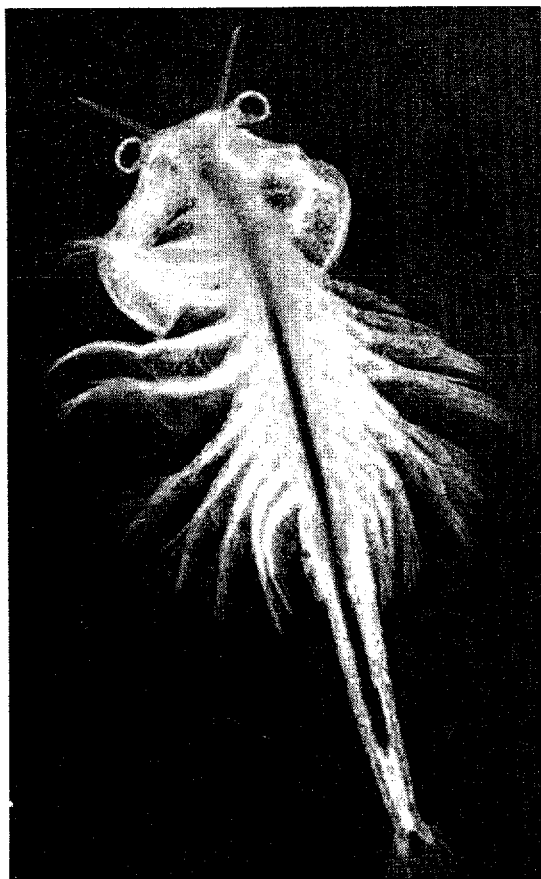


Рис. 49. Рачок *Artemia urmiana* Gunther –
единственный обитатель Кояшского озера
(URL: <http://www.alireza-aseem.ir/>)

Фации лагун, заливов и прибрежных озер. Фации этих бассейнов во многом зависят от климатических условий, наличия впадающих рек, степени изоляции от моря. Они отличаются мелководностью и ненормальной соленостью. Во влажном климате и при поступлении речной воды эти бассейны становятся солоноватоводными; наоборот, в засушливом климате развивается осолонение.

Для таких бассейнов характерными признаками отложений являются их мелкозернистость и горизонтальная слоистость, а также однообразный состав органических остатков. Терригенные осадки представлены песками, алевролитами, глинами, хотя в прибрежных частях бассейнов могут накапливаться галечники. В осолоненных бассейнах широко развиты хемогенные эвапоритовые осадки (соли, гипс, ангидрит) (рис. 46, 47). В некоторых бассейнах отлагаются карбонатные илы, а при определенных условиях – железистые, бокситовые и марганцевые осадки. В отложениях присутствуют остатки эвригалинных организмов (двустворок, гастропод, мшанок, ракообразных, рыб) и разнообразных водорослей, в том числе кремнистых и известьвыделяющих. При заболачивании лагун и озер появляются торфяники.

Своеобразным строением отличаются подводные и надводные валы (бары и косы), отделяющие заливы и лагуны от открытого водного бассейна. Очень наглядным примером является Арабатская стрелка – узкая пересыпь между лагуной Сиваш и Азовским морем (рис. 48). Ее протяженность с юго-востока на северо-запад – 117 км, а ширина колеблется от нескольких сотен метров до 1 км. Арабатская стрелка сложена в основном песком с большим количеством раковин двустворчатых моллюсков, а в некоторых местах суглинками и супесью, с косослоистой или массивной текстурой. Как считают специалисты, стрелка образовалась примерно 860 лет назад (Лебединский, Кириченко, 2002) за счет действия волн, перемещавших двигавшийся к берегам Крыма подводный песчаный вал. Постепенно он вышел на поверхность, образовав Арабатскую стрелку. Лагуна Сиваш (Гнилое море) соединяется с Азовским морем узким и мелким Геническим проливом. Наибольшая глубина Сиваша – 3,2 м. Под влиянием испарения он сильно осолоняется (в южной части его соленость доходит до 166‰). Дно Сиваша покрыто мягкими илами с большим количеством преимущественно растительного детрита.

Отдельную группу представляют фации прибрежных соляных озер. Вода в такие бассейны фильтруется через узкую пересыпь, отделяющую озера от моря. Большое количество подобных озер расположено на Керченском полуострове в Крыму. Одно из самых уникальных – Кояшское озеро на юге Керченского полуострова. Площадь озера – 100 га, средняя глубина – 0,6 м (Аркадьев, 2010). Это самое соленое из всех крымских озер, его соленость составляет 184‰ и более (жарким летом 2005 г. она достигла 340‰). Единственный его обитатель – рачок *Artemia urmiana* Gunther (рис. 49). Озеро раньше представляло собой морской залив, отделенный в дальнейшем песчаной пересыпью шириной до 250 м – береговым валом из песка с раковинным детритом, раковинами и створками моллюсков. Большое количество в составе берегового вала составляют раковины гастропод рода *Rapana*. На дне Кояшского озера накапливаются иловая сульфидная грязь и высококонцентрированный рассол (рапа).

Континентальные фации

Континентальные фации зависят от рельефа местности, тектонических движений, климата, многих химических факторов. Древние континенты являлись как областями аккумуляции, так и областями размыва и выветривания. Последние восстанавливаются по результатам изучения прилегающих к ним территорий и на основе исследований кор выветривания. Континентальные фации представлены различными генетическими типами отложений –

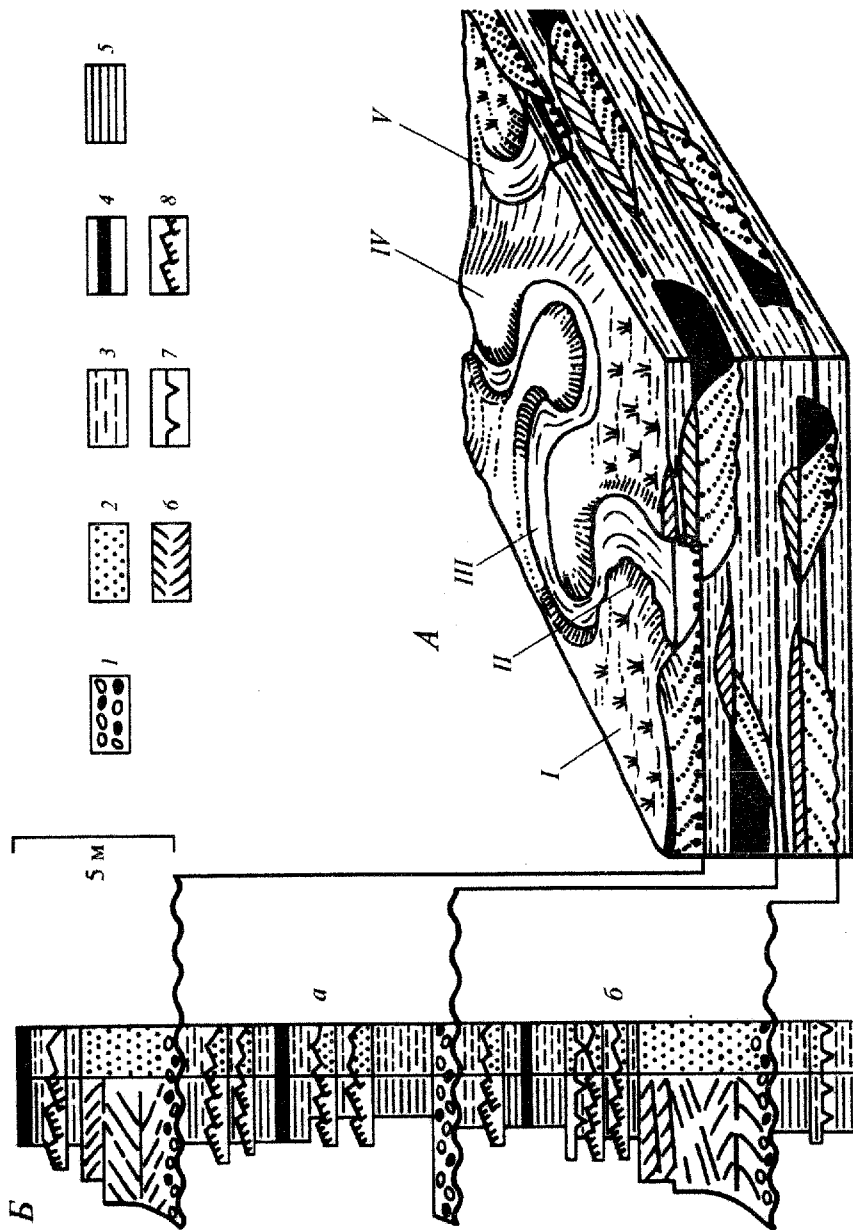


Рис. 50. Строение речной долины (А) и стратиграфическая колонка (Б) слагающих ее отложений (Владимирская и др., 1985)
 Участки речной долины: I – пойменное болото, II – коса, III – русло, IV – прирусловый вал, V – старца (брошенное русло).
 Отложения русла: а – брошенное, б – действующего. 1 – галечники; 2 – пески; 3 – алевриты; 4 – торф; 5–8 – текстурные особенности. 5 – горизонтальная слоистость, 6 – косая слоистость, 7 – трещины усыхания, 8 – знаки ржи, косая слоистость.

лимническими, аллювиальными, элювиальными, коллювиально-делювиальными, пролювиальными, гляциальными, флювиогляциальными, эоловыми.

Элювиальные фации. Элювий (от лат. *eluo* – вымываю) – рыхлые геологические отложения и почвы, образованные в результате выветривания горных пород, находящиеся на месте первоначального залегания. Такие осадки формируются на горизонтальных или слабонаклонных поверхностях. Типичный элювий – кора выветривания. При физическом выветривании элювий представляет собой совокупность разных по размеру и форме обломков материнских пород. При химическом выветривании происходит глубокое преобразование исходных пород с формированием устойчивых глинистых минералов. Для кор выветривания характерна вертикальная зональность. Состав и мощность коры выветривания зависят от климата, рельефа и тектонического режима местности. Наиболее глубокое выветривание происходит в тропическом климате при стабильном тектоническом режиме и приподнятом рельефе. Выявление кор выветривания в геологическом разрезе имеет большое значение, поскольку указывает на континентальную обстановку осадконакопления. С корами выветривания связаны важные полезные ископаемые (например, бокситы).

Фации водных потоков (временных или постоянно действующих – речных). Среди континентальных отложений чрезвычайно широко распространены осадки речных фаций. Реки выполняют огромную работу по переносу продуктов разрушения суши в водные бассейны. При транспортировке часть осадков остается в речной долине. Выделяют различные генетические типы речных (*аллювиальных*) отложений – русловые, береговые, паводковые, пойменные (рис. 50). Отложения русел – это осадки глубоких частей русел, перекаатов и кос. В глубоких частях накапливается грубозернистый материал (галька, гравий, крупнозернистый песок), который залегают обычно в виде линзообразных тел небольшой мощности. Вниз по течению реки увеличиваются окатанность и сортировка обломков, в их составе исчезают неустойчивые минералы. Гальки русловых отложений обычно округлые в поперечном сечении. Наибольшая часть русловых отложений накапливается на косах и перекатах, сложенных песчаными хорошо сортированными осадками с косою слоистостью, которая характеризуется сериями косых однонаправленных слоев, расположенных друг над другом. Направление наклона слоев изменяется в широком диапазоне, углы наклона крутые. Для отложений свойственны знаки ряби и размыва. Перекааты могут превращаться в речные острова с наземной растительностью. В отложениях кос встречаются остатки растений и раковины пресноводных моллюсков (двустворок, гастропод). Особое место среди речных отложений занимают осадки изолированных участков русел – стариц. В них отлагаются тонкие глинистые и глинисто-алевритовые илы с высоким содержанием органического вещества, с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью. В озерах поймы могут образовываться карбонатные осадки – пресноводные мергели. При влажном климате могут возникать пойменные болота, в которых накапливается торф.

Отложения паводковых площадей образуются на самых низких участках пойм. Здесь накапливаются тонкозернистые осадки (алевриты и глины), часто с остатками пресноводных моллюсков и костями позвоночных животных. Для этих участков речной долины свойственны трещины усыхания.

Горные реки отличаются широким развитием галечников, реже валунов в русловой фации. Пойменные и старичные осадки практически отсутствуют. Для отложений типичны слабая сортировка и отсутствие слоистости, прямолинейность и более узкое площадное распространение.

Характерные признаки аллювиальных отложений: 1) песчаные и алеврито-глинистые осадки с растительным детритом и остатками пресноводных моллюсков; 2) кося однонаправленная слоистость руслового типа; 3) замещение по простиранию и по вертикали песчаных отложений алеврито-глинистыми с растительным детритом и горизонтальной и

линзовидной слоистостью; 4) распространение по площади в виде полос, вытянутых в одном направлении; 5) многочисленные эрозионные поверхности. В вертикальном разрезе аллювиального комплекса выявляется залегание с размывом на подстилающих породах, закономерная смена грубозернистых русловых более тонкозернистыми, иногда угленосными пойменными и старичными отложениями (Прошляков, Кузнецов, 1981). Древние аллювиальные равнины из-за миграции рек могут занимать огромные площади. Ширина поймы современных рек Миссисипи и Амазонки достигает 70–100 км, при этом мощность аллювиальных отложений обычно составляет десятки метров, редко больше.

Коллювиально-делювиальные фацции. Коллювий (от лат. *colluvio*) – скопление, беспорядочная грудка; делювий (от лат. *deluo*) – смываю. Эти отложения формируются на склонах гор в результате обвалов, сползания, перемещения обломочного материала временными водотоками. Оба типа осадков тесно связаны между собой, иногда делювий трактуют как коллювий смывания. Коллювиально-делювиальные отложения характеризуются очень резким контактом с подстилающими породами, отсутствием слоистости и сортировки материала. Их состав очень сходен с залегающими выше по склону отложениями. Обломки не окатаны, остроугольны. Фаунистические остатки, как правило, отсутствуют либо представлены наземными животными и растениями.

Наиболее типичными образованиями временных потоков являются отложения *конусов выноса предгорий (пролювий)*. Грубообломочный материал, сносимый временными потоками к подножию горной страны, формирует предгорную равнину. Когда поток выходит на равнину, скорость течения резко падает, он растекается по многим руслам и образуется веерообразный в плане конус выноса. В верхней части конуса отлагаются плохо окатанные неотсортированные грубообломочные осадки (галька, щебень, отдельные глыбы с песчано-глинистым наполнителем), ниже по течению накапливаются более тонкие и отсортированные осадки. Отдельные конуса выноса могут сливаться в сплошной предгорный пролювиальный пояс протяженностью несколько сотен километров.

Озерные и болотные (лимнические) фацции зависят от происхождения озера, климата и рельефа района, количества поступающих осадков. Общими признаками озерных отложений являются замкнутость контура их распространения и зональность в распределении осадков (крупнозернистый материал у берега, в центре – самый тонкозернистый). Для озерных отложений типична тонкая горизонтальная слоистость, косая встречается очень редко.

Характер осадков и органические остатки в озерах максимально зависят от климата. В гумидном климате озера обычно пресные, в них накапливаются, как правило, терригенные осадки (пески, алевриты, пелиты) с горизонтальной слоистостью, знаками ряби. Карбонатные отложения редки. В некоторых современных озерах Северной Америки, Швейцарии развиваются диатомей, дающие начало образованию диатомита (Прошляков, Кузнецов, 1981). К хемогенным отложениям, кроме того, могут быть отнесены железистые и марганцевые соединения, бокситы. В аридном климате в озерах формируются хемогенные соленосные осадки (гипсы, ангидриты, соли).

Фауна пресноводных озер представлена немногочисленными видами гастропод, двустворок, остракод, филлопод, рыб. Весьма характерными являются остатки растительности и наземных позвоночных. При разрушении карбонатов, образованных некоторыми известково-выделяющими водорослями, получается озерный мел (гажа).

В некоторых не очень глубоких озерах, богатых питательными веществами и планктоном, со слабой гидродинамической активностью, наблюдается резкое кислородное и температурное расслоение. В придонном слое создается восстановительная обстановка, а поступающий сюда органический материал подвергается анаэробному разложению и гниению. В результате возникает органо-минеральный ил с высоким содержанием органического веще-

ства (50–80%), из которого в дальнейшем получают сапропелиты или битуминозные сланцы.

На месте зарастающих озер на влажных плохо дренируемых равнинах возникают болота. Типичным болотным осадком является торф. Из торфяников при последующем диагезе образуются угли.

Мощности озерных и болотных отложений обычно не превышают несколько десятков метров, однако в ряде случаев они гораздо больше. Например, в Челябинском угольном бассейне известен пласт угля мощностью 120 м. Мощность торфяника для такого пласта должна была быть не меньше 400 м.

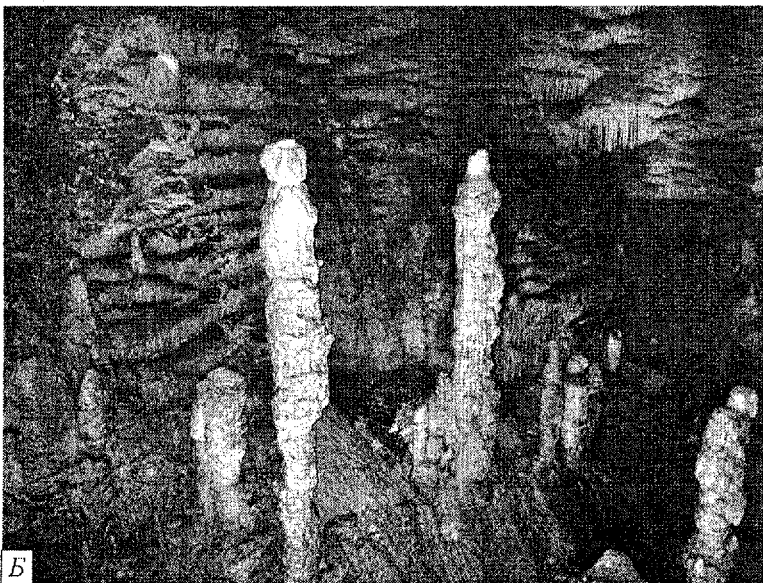
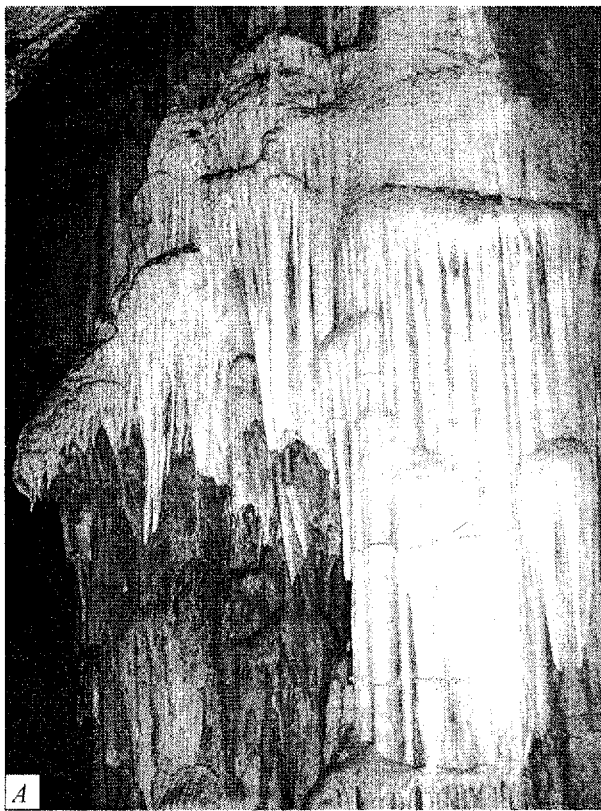
Фаши источников и карстовых полостей. Отложения, формирующиеся в этих обстановках, в ископаемом состоянии встречаются достаточно редко. Они представлены, как правило, хомогенными карбонатными осадками. В карстовых полостях (пещерах) широко распространены сталактиты, сталагмиты, пизолиты. *Пизолиты* (от греч. *pisos* – горох и *lithos* – камень) («пещерный жемчуг») – минеральные образования округлой формы размером свыше 2 мм, состоящие обычно из углекислого кальция, иногда с примесью бурых водных окислов железа, окислов марганца. Они возникают в подземных слабопроточных гуровых озерах. «Жемчужины» имеют ядро, представленное обычно обломками кальцита, гипса, зернами кварца, комочками глины, иногда обломками костей животных. Вокруг ядра располагаются концентрические слои кальцита. Подобные пещерные образования (сталактиты, сталагмиты, пизолиты) широко распространены, например, в карстовых полостях Горного Крыма, на массиве Чатыр-Даг – в пещерах Мраморная и Эмине-Баир-Хосар (рис. 51). Гуровые озера в этих пещерах представляют собой систему (каскад) мелких проточных ванночек, разделенных тонкими кальцитовыми перегородками.

В углекислых источниках, выходящих на поверхность земли, образуются *травертины* (от итал. *travertino*, лат. *lapis tiburtinus* – тибурский камень) – известковые туфы. Выпадение в осадок карбоната кальция связано с изменением давления и температуры при выходе подземных вод на поверхность. Происходит это очень быстро, иногда почти мгновенно, из-за чего травертины отличаются пористой, ноздреватой текстурой. В них могут сохраняться отпечатки листьев растений, перьев птиц хорошей сохранности, что обычно невозможно в других фашиях. Известковые туфы широко распространены в Италии, Турции, Закавказье (Армении, Азербайджане).

Фаши, связанные с деятельностью ледников. В областях материкового и горного оледенения формируются ледниковые отложения. Их образование связано с отступанием или временной остановкой ледника. Транспортируемый ледником материал сгружается в виде конечной морены. Эти осадки в дальнейшем могут быть существенно переработаны водными потоками. Соответственно ледниковые отложения разделяются на два основных типа.

1. *Гляциальные* отложения – не переработанные водой – слагают морену. Морена состоит из материала, принесенного ледником и оставшегося на месте после его таяния; сформирована валунными глинами и суглинками (*тиллами*). Метаморфизованные морены называются *тиллитами*. Тилли и тиллиты сложены неотсортированными различными по размеру валунами и глыбами, сцементированными песчано-глинистым материалом. Слоистость не развита, ориентировка обломков отсутствует. Состав обломков разнообразный. Их поверхность часто несет следы притертости и штриховки. Характерны обломки утюгообразной формы. Органические остатки отсутствуют.

2. *Флювиогляциальные* отложения – переработанные водой – широко развиты за пределами ледника и морен, в пределах так называемых зандровых равнин (от исланд. *sand* – песок). Они откладываются тальми водами ручейков и речек, текущими с ледников. Материал представлен преимущественно песчаными и глинистыми разностями. Сортированность этих отложений гораздо лучше, типична горизонтальная и косая слоистость. В пределах



*Рис. 51. Сталактиты (А) и сталагмиты (Б) в пещере Эмине-Баир-Хосар.
Крым, массив Чатыр-Даг. Фото В. В. Аркадьева*

зандровых равнин часто возникают озера, в которых накапливаются тонкозернистые осадки с горизонтальной слоистостью, вызванной сезонными изменениями условий (ленточные глины).

Мощности ледниковых отложений обычно составляют несколько десятков, реже несколько сотен метров.

Пустынные (эоловые) фации. Современные пустыни занимают почти 1/5 часть суши – около 28 млн км². Пустыни бывают каменистые, песчаные и глинистые. Наиболее широко они распространены в тропической и субтропической областях, но встречаются полярные и горные пустыни. Отложения пустынь формируются в специфических условиях бессточных областей, где испаряется влаги больше, чем выпадает осадков. Ветер в пустынях выполняет главную геологическую роль.

Отложения *скалистых и каменистых пустынь* – это обычно неокатанный грубообломочный материал, не имеющий следов транспортировки. На обломках наблюдается загар пустыни. Характерны ограненные ветром камни (эоловые многогранники). Иногда на них возникает шагреневая поверхность. Отложения скалистых и каменистых пустынь имеют незначительную мощность и редко сохраняются в древних осадках.

Отложения *глинистых пустынь* формируются на пониженных участках в очень мелких быстро высыхающих водоемах. Здесь образуются такыры, солончаки. Характерные осадки – параллельно слоистые глинистые и алевроитовые илы, перемежающиеся с прослоями гипсов и солей. В отложениях часты многоугольники высыхания, глиптоморфозы по кристаллам каменной соли.

Отложения *пустынных временных потоков* (арабское название – *вади*). Сухие русла рек временных водотоков протягиваются иногда на сотни километров среди пустынь и заполнены неотсортированным и плохо окатанным материалом (галькой, песком).

Отложения *песчаных пустынь* формируются под воздействием ветра, переносящего песчаные зерна. Пески образуют дюны (в пустынях разновидностью дюн являются барханы, по форме напоминающие подкову или серп). Барханы часто группируются в гряды, цепи, пирамиды. Для отложений песчаных пустынь свойственны хорошая отсортированность и окатанность песчинок, обогащение осадка устойчивыми минералами (кварцем, гранатом, цирконом и др.), косая перекрестная слоистость, знаки ветровой ряби на поверхности слоев. Поверхность зерен – либо блестящая полированная, либо рябая. Мощности косых серий меняются от сантиметров до нескольких метров.

Органические остатки в пустынных отложениях крайне редки и представлены наземными животными и растениями. Мощности эоловых осадков составляют десятки, очень редко сотни метров.

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ФАЦИЙ

На практических занятиях студенты решают задачи по фациальному анализу – описывают образцы и выясняют условия осадконакопления. В самом начале необходимо внимательно рассмотреть полученный образец и выяснить, есть ли в нем органические остатки. Если они обнаружены, то провести биофациальный анализ. Для этого нужно осуществить следующие операции.

Установите комплекс фауны в образце – определите органические остатки с точностью до типа и класса. Укажите, какие преобладают, много их в образце или мало. Если много (не менее 30%), то породу можете назвать ракушечником (песчаник-ракушечник, известняк-ракушечник и т. д.).

Опишите сохранность всех имеющихся групп органических остатков. При описании используйте термины «хорошая сохранность», «нормальная сохранность», «плохая сохранность». Необходимо отталкиваться от полноты сохранившегося скелета и говорить, сохранились в породе целые раковины или отдельные створки, видна на них скульптура или она затерта, створки раковин окатаны или нет. Помните, что целые раковины (например, аммонитов) в породе могут быть раздавлены, деформированы. Укажите, какая сохранность преобладает.

Оцените сортировку комплекса окаменелостей. Выясните размеры органических остатков (минимальные, максимальные) и какие из них преобладают.

Опишите ориентировку органических остатков по отношению к поверхности напластования породы (если таковая имеется), а также их взаимную ориентировку.

Описав биофоссилии, переходите к горной породе. Визуальное описание горной породы обязательно должно включать: 1) название породы; 2) цвет; 3) структуру; 4) текстуру; 5) характер поверхностей напластования; 6) вес (тяжелая, легкая); 7) плотность; 8) пластичность, хрупкость; 9) вторичные изменения (окремнение, выщелачивание, ожелезнение и др.). Цвет породы указывается в сколе и на поверхности.

При проведении литофациального анализа обломочных пород (например, гальки или конгломератов) следует определить размер, состав, сортировку, ориентировку, степень окатанности, форму, поверхность обломков. Дайте характеристику цемента (для конгломератов), а также определите соотношение цементирующей массы и обломочного материала.

Описав образец, переходите к анализу признаков.

Вспомните условия, определяющие расселение организмов в воде. Могли ли выявленные Вами в образце организмы существовать вместе? Где они обитали – в воде или на суше? Это стеногалинные или эвригалинные формы? Попытайтесь определить соленость бассейна. Какой образ жизни вели эти организмы (нектон, планктон, бентос)? На какой глубине могли жить? В какой среде (неподвижной или при течении)? На каком грунте обитали? Находятся остатки на месте обитания или перенесены? Какие признаки говорят об одном или другом? Наконец, где могло образоваться такое захоронение и что оно собой представляет (палеобиоценоз или тафоценоз)? Можно ли по этим органическим остаткам судить в целом о древнем бассейне и климате?

К анализу органических остатков добавьте анализ признаков горной породы. О чем говорят ее состав, цвет, структурные и текстурные особенности?

Сопоставьте результаты биофациального и литофациального анализов.

Какие предположения о фациях можно сделать? Помните, что по одному образцу к точному выводу никогда прийти невозможно. Поэтому подумайте, какие дополнительные исследования в поле необходимо провести, чтобы сделать окончательный вывод.

Результаты наблюдений и выводы устно обсудите с преподавателем, и только после проверки запишите задачу в тетрадь. Оформленная задача по фациальному анализу включает: 1) детальное описание породы (только фактический материал); 2) анализ признаков и обоснование предположений о возможных условиях образования данной породы; 3) вывод о фациях; 4) зарисовку образца.

При решении задачи и записи в тетрадь следует очень четко отделить фактический материал от анализа признаков и выводов о характере захоронения органических остатков и фациях. Зарисовка образца выполняется схематично карандашом, в самом конце выполнения задания.

Задача № 1 (рис. 52)

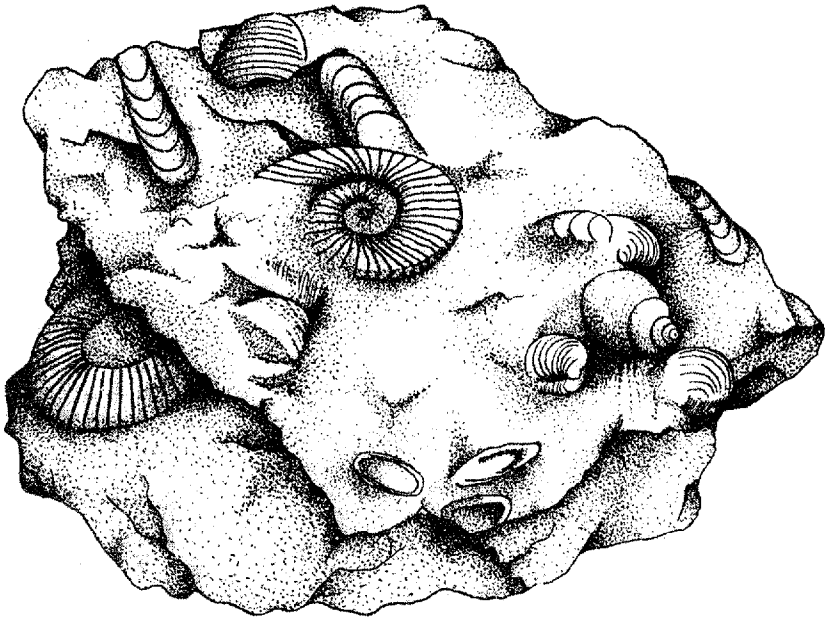


Рис. 52. Пример зарисовки образца к задаче № 1

Описание. Песчаник-ракушечник желтовато-серый, мелкозернистый, массивный, плотный, с неясно выраженной поверхностью напластования, с большим количеством раковин аммонитов, двустворок, гастропод. Преобладают остатки двустворчатых моллюсков. Сохранность различная. Раковины аммонитов целые, с сохранившейся скульптурой. Двустворки встречаются в виде как целых раковин (две створки вместе редко), так и отдельных целых и обломанных створок. Двустворки отличаются морфологически (присутствует несколько родов) – есть вытянутые удлиненные раковины и более-менее изометричные. Размеры раковин различные: минимальные – меньше 1 см, максимальные – до 4 см (раковины аммонитов). Ориентировка раковин – примерно в одной плоскости. Кроме того, удлиненные раковины двустворок лежат параллельно друг другу. Раковины налегают друг на друга либо лежат разрозненно.

Анализ. Разрозненность створок пелеципод, ориентировка удлиненных скелетов в одном направлении, присутствие в образце бентосных (двустворки, гастроподы) и nekтонных (аммониты) форм указывают на посмертный перенос. Следовательно, захоронение представляет собой тафоценоз. Перенос был незначительным, судя по сохранившимся целым раковинам двустворок и плохой сортировке. Аммониты – стеногалинные морские организмы, двустворки и гастроподы – эвригалинные. В целом комплекс фауны и его морфологическое разнообразие указывают на море нормальной солености. Ориентировка двустворок говорит о движении воды. Многообразие органических остатков (бентосных и nekтонных), обломочный характер породы свидетельствуют о небольшой глубине бассейна (возможно, верхней части сублиторали), а небольшие размеры организмов, тонкие раковины и небогатая скульптура – вероятно, об умеренно теплом климате.

Вывод о фациях. Фация прибрежной части моря нормальной солености со слабым подводным течением.

Задача № 2 (рис. 53)

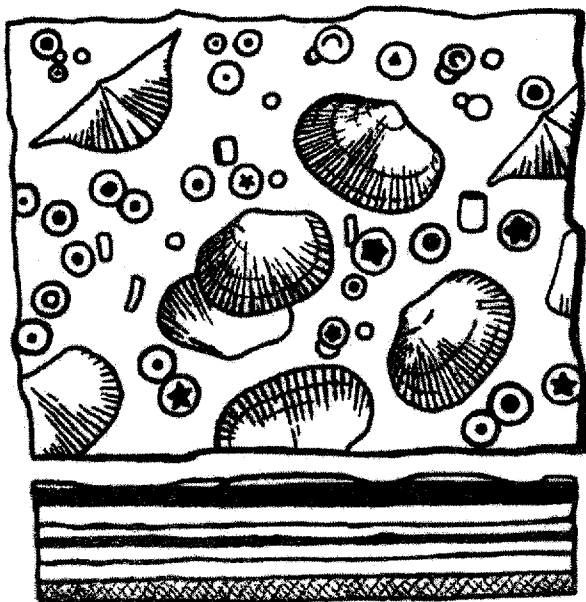


Рис. 53. Пример зарисовки образца к задаче № 2

Описание. Известняк органогенный желтовато-серый, тонкозернистый, плотный, тонко- и правильнослоистый, состоящий из створок брахиопод и участков стеблей морских лилий (брахиоподово-криноидный известняк). Слоистость горизонтальная (параллельная), мощность слоев – 1–2 см. На поверхности напластования выпуклостью вверх расположены разрозненные створки брахиопод. Это спинные створки *Spirifer* и равномерновыпуклые и тонкорребристые створки другой брахиоподы. Размеры створок примерно одинаковые, колеблются в пределах 20–25 мм. Створки не сгружены, лежат поодиночке, редко налегают одна на другую. Сохранность створок неплохая: они не обломаны по краям (в виде обломков присутствуют редкие экземпляры), скульптура хорошо различима, не потеряна. Остатки криноидей представлены разрозненными члениками стеблей. Они примерно одного размера, преобладают с диаметром 5–6 мм. Центральный канал имеет различную форму: сечения в виде звездочек и круглые различного диаметра.

Анализ. Разрозненность створок замковых брахиопод и участков стеблей морских лилий указывает на посмертный перенос (тип захоронения – тафоценоз). Это также подтверждается сортировкой (одинаковые размеры створок и члеников стеблей) и ориентировкой (створки занимают устойчивое положение выпуклостью вверх). Морские лилии и брахиоподы (стеногалинные морские организмы) указывают на море нормальной солености, сортировка и ориентировка – на движение воды. Следовательно, захоронение происходило на участке морского дна со слабым подводным течением (окислительный режим). Для определения глубины данных недостаточно (возможно, сублитораль).

Вывод о фациях. Фация морского дна (возможно, сублитораль) со слабым подводным течением.

ЛИТЕРАТУРА

- Аркадьев В. В. Геологические экскурсии по Крыму. – СПб.: Изд-во Рос. гос. пед. ун-та им. А. И. Герцена, 2010. – 132 с.
- Аркадьев В. В., Атабекян А. А., Барабощкин Е. Ю. и др. Стратиграфия нижнемеловых отложений района р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Геология Крыма: Учен. зап. кафедры исторической геологии. Вып. 2 / ред. В. В. Аркадьев. – СПб.: Науч.-исслед. ин-т земной коры С.-Петербур. гос. ун-та, 2002. – С. 34–46.
- Барабощкин Е. Ю. Практическая седиментология (терригенные коллектора). – Томск: Томск. политех. ун-т, 2005. – 154 с.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород // Труды Геол. ин-та (Москва). – 1962. – Вып. 59. – 542 с.
- Бугрова И. Ю. Морские организмы как индикаторы условий осадконакопления в древних бассейнах: учеб. пособие. – СПб.: С.-Петербур. гос. ун-т, 2006. – 104 с.
- Вавилов М. Н., Аркадьев В. В. Аммоноидеи – важнейшая ортостратиграфическая группа ископаемой фауны (методика определения и изучения). – СПб.: Всерос. науч.-исслед. геол.-развед. ин-т, 2000. – 75 с.
- Владимирская Е. В. Историческая геология: метод. указания к практическим занятиям. – Л.: Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1977. – 76 с.
- Владимирская Е. В., Кагарманов А. Х., Спасский Н. Я. и др. Историческая геология с основами палеонтологии. – Л.: Недра, 1985. – 423 с.
- Вялов О. С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. – Киев: Наукова Думка, 1966. – 219 с.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 126 с.
- Дюфур М. С. Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализа. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1981. – 160 с.
- Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись // Труды Палеонтол. ин-та АН СССР. – 1950. – Т. 24. – 177 с.
- Жидовинов Н. Я., Староверов В. Н. Фациальный анализ: учеб. пособие. – Саратов: Изд. центр «Наука», 2008. – 200 с.
- Зенкевич Л. А. Моря СССР. Их фауна и флора. – М.: УчПедГиз, 1956. – 424 с.
- Киселев Г. Н., Бродский А. К., Попов А. В. и др. Общая палеоэкология с основами экологии: учеб. пособие. – СПб.: С.-Петербур. гос. ун-т, 2005. – 148 с.
- Кликушин В. Г. Ископаемые морские лилии пентакритины и их распространение в СССР. – Л.: Ленингр. палеонтол. лаборатория, 1992. – 358 с.
- Корольок И. К., Михайлова М. В., Равикович И. В. и др. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1975. – 236 с.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. – М.: Высшая школа, 1971. – 368 с.
- Кукал З. Скорость геологических процессов / пер. с чеш. К. И. Никоновой; под ред. Ю. Г. Леонова. – М.: Мир, 1987. – 246 с.
- Кушлин Б. К. О водорослевой природе палеодиктионов // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1981. – № 4. – С. 67–78.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П. Крым – музей под открытым небом. – Симферополь: Сонат, 2002. – 184 с.
- Логвиненко Н. В. О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма // Изв. вузов. – Геология и разведка. – 1961. – № 3. – С. 16–28.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.
- Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. – М.: Недра, 1966. – 271 с.
- Микулаш Р., Дронов А. В. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. – Прага: Геол. ин-т АН Чешской Республики, 2006. – 122 с.
- Митропольский А. Ю., Безбородов А. А., Овсяный Е. И. Геохимия Черного моря. – Киев: Наукова Думка, 1982. – 144 с.
- Михайлова И. А., Бондаренко О. Б. Палеонтология: в 2 ч. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. – Ч. 1. – 448 с. (Сер. 850-летию Москвы посвящается.)

Мурдмаа И. О. Фации океанов. – М.: Наука, 1987. – 303 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях: в 2 т. – Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1956. – Т. 1. – 531 с.; Т. 2. – 393 с.

Обстановки осадконакопления и фации: в 2 т. / под ред. Х. Г. Рединга; пер. с англ. И. С. Барского и др.; под ред. П. П. Тимофеева. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 354 с.; Т. 2. – 384 с.

Палеонтологический словарь / ред. Г. А. Безносова, Ф. А. Журавлева. – М.: Наука, 1965. – 616 с.

Прошляков Б. К., Кузнецов В. Г. Литология и литолого-фациальный анализ. – М.: Недра, 1981. – 284 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления / пер. с англ. А. О. Смилкстын и др.; под ред. А. В. Коченова. – 2-е изд., испр. – М.: Недра, 1981. – 439 с.

Справочник по литологии / ред. Н. Б. Вассоевич и др. – М.: Недра, 1983. – 509 с.

Ставский А. П., Казанцев А. В. Некоторые особенности текстуры «конус в конус» в породах таврической серии Крыма // Изв. вузов. – Геология и разведка. – 1973. – № 6. – С. 199–201.

Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории / пер. с англ. А. С. Арсланова и др.; под ред. В. Т. Фролова. – М.: Мир, 1980. – 463 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность / пер. с англ. Б. А. Борисова, М. Н. Шапиро; под ред. Д. П. Найдина. – М.: Мир, 1983. – 328 с.

Цейслер В. М. Основы фациального анализа. – М.: Изд-во КДУ, 2009. – 150 с.

Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. и др. Газовые факелы на дне Черного моря. – Киев: Наукова Думка, 1999. – 134 с.

Шнюков Е. Ф., Зиборов А. П. Минеральные богатства Черного моря. – Киев: ОМГОР ННПМ НАН Украины, 2004. – 280 с.

Шнюков Е. Ф., Кутний В. А. Карбонатные образования как производные газовых выделений на дне Черного моря // Геофиз. журн. – 2003. – Т. 25, № 2. – С. 90–99.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород / пер. с англ. М. А. Заварицкой, В. П. Логгинова; под ред. А. Н. Заварицкого. – М.: Иностран. лит., 1950. – 564 с.

Янин Б. Т. Основы тафономии. – М.: Недра, 1983. – 184 с.

Arkadiev V. V., Bugrova I. Yu. Facies of the Cretaceous (Berriasian) Deposits from the River Belbek Area (Southwestern Crimea) // Facies. – 1999. – N 40. – P. 71–80.

Selley R. C. A classification of paleocurrents models // J. Geol. – 1968. – N 76. – P. 99–100.

URL: http://bfoto.ru/noviy_svet_sokol.php.

URL: <http://emax.ru/nature/article/read8162.html>.

URL: <http://ru.wikipedia.org/wiki>.

URL: <http://photo.planetakrim.com/photo>.

URL: <http://www.alireza-aseim.ir/>.

СОДЕРЖАНИЕ

Определение понятия «фация»	3
Биофациальный анализ	4
Литофациальный анализ	24
Анализ общих геологических данных	39
Основные группы фаций	—
Морские фации	—
Шельфовые фации.....	40
Батиальные и абиссальные фации	46
Ультраабиссальные фации (глубоководных желобов)	48
Фации бассейнов ненормальной солености	—
Континентальные фации	53
Решение задач по определению фаций	59
Примеры описания образцов	61
Литература	63

Учебное издание

Аркадьев Владимир Владимирович

**ОСНОВЫ
ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА**

Учебно-методическое пособие

Редактор Э. А. Горелик
Верстка Н. В. Беляевой
Обложка В. В. Аркадьева

Подписано в печать с оригинал-макета 18.11.2011. Бумага офсетная.

Печать офсетная. Формат 70×100 ¹/₁₆.

Усл. печ. л. 5,35. Уч.-изд. л. 6,71.

Тираж 300 экз. Заказ № 41.

Геологический факультет СПбГУ.

Отпечатано в участке Службы оперативной полиграфии

по направлению «геология и менеджмент»

Издательского центра Издательства СПбГУ.

199034, С.-Петербург, Университетская наб., 7/9.