

323
30

А. Д. Петровский

**МЕТОДЫ
РЕКОНСТРУКЦИИ
ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ**

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
1997

Санкт-Петербургский государственный университет

А. Д. Петровский

**МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ
ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ**

Учебное пособие



ИЗДАТЕЛЬСТВО С.-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
1997

ББК 26.323
П 30

Рецензенты: докт. геол.-минер. наук *Ю. П. Селиверстов* (С.-Петерб. ун-т), канд. геол.-минер. наук *В. П. Кириков* (ВСЕГЕИ)

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
С.-Петербургского государственного университета*

Петровский А. Д.

П 30 МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ:
Учебное пособие.—СПб.: Изд-во С.-Петербургского
университета, 1997.— 136 с.

ISBN 5-288-01697-6

На основании обобщения литературных данных, а также авторских наблюдений и разработок освещаются общие и частные методы реконструкции морских, континентальных и переходного типа древних ландшафтов. Рассматриваются и методы графического отображения результатов палеореконструкций этих ландшафтов.

Все разделы работы сопровождаются перечнями вопросов, ответы на которые можно найти в тексте. Прилагается и словарь специальных терминов, употребляемых в палеогеографии и содержащихся в настоящем пособии. Оно предназначается для студентов вузов и техникумов с геологической и географической специализацией.

ББК 26.323

ISBN 5-288-01697-6

© А. Д. Петровский, 1997
© Издательство
С.-Петербургского
университета, 1997

Со времени опубликования монографий с одинаковым названием "Методы палеогеографических исследований" прошло шестнадцать [4] и тринадцать [24] лет. За прошедшее время эти книги, изданные тиражом соответственно 3200 и 2600 экземпляров, успели стать библиографической редкостью, остались наиболее полными руководствами, которые использовались студентами при подготовке к экзаменам по палеогеографии.

Между тем, названные книги не являются учебниками как таковыми, а представляют собой монографии, обобщающие и освещающие все известные к тому времени методы палеогеографических исследований. В большей мере эти книги являлись руководствами для аспирантов и специалистов.

Еще более ранние работы К. К. Маркова [11], Л. Б. Рухина [20], Б. П. Жижченко [7], В. И. Попова и соавт. [17], оставаясь до сих пор классическими исследованиями палеогеографического направления, из-за своего объема (371–714 с.) и содержания также предназначались, в основном, для естествоиспытателей, уже обладающих определенным опытом работы в области палеореконструкций ландшафтов. Более поздняя работа Э. В. Дашкевич [5] не имеет методической направленности и освещает лишь одну из заключительных, эволюционную, часть палеогеографического анализа.

В монографии группы украинских авторов [15] основы методики палеогеографических исследований изложены всего на четырех страницах текста из 178. Несколько более подробно рассмотрены задачи и этапы развития палеогеографии, связь ее с другими естественными науками. Основной же объем описаний посвящен рассмотрению некоторых региональных, сравнительно молодых (плейстоценовых, олигоценых, среднеэоценовых и мезозойских) палеоландшафтов Украины.

В курсе лекций М. С. Дюфура [6] кратко (на 1,86 печатных листа), но содержательно изложена характеристика важнейших факторов и типов литогенеза, а также в тезисной форме дается описание морских, лагунных и континентальных фаций.

С нашей точки зрения палеогеографию можно условно разделить на пять самостоятельных, но взаимосвязанных и последовательных направлений исследований (это, конечно, только один из возможных вариантов такого деления): 1) методы палеореконструкций; 2) методы графического отображения па-

леореконструкций (разрезы, профили, литолого-фациальные и палеогеографические карты); 3) изучение различных составляющих географической оболочки — климата, рельефа, атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы в их развитии с целью установления закономерностей эволюции этих процессов во времени и пространстве; 4) палеогеография и прогноз полезных ископаемых; 5) палеогеография и экологический прогноз.

Первые два направления тесно взаимосвязаны, постоянно совершенствуются и дополняются. Последующие три являются их функцией и полностью определяются их возможностями.

Названные разделы представляются нам этапами постепенного освоения палеогеографическими знаниями и перехода от чисто научных целей к сугубо прагматическим задачам. На основании этого и должна быть составлена программа поэтапного обучения и подготовки сначала студентов, а затем и молодых специалистов.

Предлагаемое учебное пособие рассчитано на студентов начальных курсов геологических и географических факультетов, делающих первые шаги в деле познания палеогеографической дисциплины. Оно представляет собой основную, методическую часть курса лекций, которые автор читал в течение нескольких лет на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского университета.

Материал для настоящего пособия почерпнут из перечисленных выше монографий, а также из некоторых работ палеогеографического направления, опубликованных за последние 15 лет, и из собственных наблюдений автора. Задачи, которые при этом ставились, следующие: 1) ликвидировать, в определенной мере, имеющийся дефицит в учебном материале по палеогеографии для студентов начальных курсов; 2) в достаточно сжатой и доступной форме изложить содержание известных методов палеогеографических исследований; 3) дополнить материал, содержащийся в перечисленных выше руководствах по методам палеогеографических исследований, сведениями, имеющимися в позднее опубликованной литературе.

Автор приносит глубокую благодарность Ю. П. Селиверстову за ряд полезных замечаний и рекомендаций. Он признателен своему коллеге А. А. Железнову за помощь в подготовке иллюстративного материала.

ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет "палеогеография", его задачи и значение, место среди других наук о Земле, этапы развития

Палеогеография (древняя география) является одной из самых молодых наук о Земле, получившей свое развитие особенно во второй половине текущего столетия. Эта наука изучает не только самую верхнюю, поверхностную — географическую оболочку Земли и различные ее составляющие: рельеф, климат, органический мир, состав литосферы и атмосферы в их взаимодействии и развитии, но и историю становления этой оболочки, ее древнюю летопись, конкретные обстановки отдельных эпох прошлого и их индикаторы.

Палеогеография зародилась на стыке таких основополагающих наук о Земле, как *геология* и *география*. Она, можно сказать, является "кровным детищем" этих дисциплин. С географией ее роднят объекты палеогеографических реконструкций — ландшафты древности, а с геологией — большинство применяемых методов исследований и "документы" исследований — горные породы.

Основной задачей палеогеографических исследований является *реконструкция ландшафтных обстановок в различные временные отрезки геологической истории нашей планеты от катартея до новейшего времени включительно*. На основании таких реконструкций, при сравнении между собой разновозрастных ландшафтных обстановок Земли в целом и отдельных ее регионов, можно установить определенные закономерности смены этих обстановок во времени и пространстве. При этом оказывается возможным, используя полученные закономерности, предсказать, какие ландшафтные изменения можно ожидать в будущем, а также выявить тенденцию развития окружающей среды, в том числе оценить возможные экологические ситуации. Наконец, палеогеографические исследования во многом помогают решению такой сугубо прагматической задачи, как поиски полезных ископаемых, выявление и диагностика наиболее благоприятных обстановок их формирования и накопления.

Давно прошли времена, когда полезные ископаемые могли находить и находили не только специалисты этого дела, но и случайные люди. Нередко обломки различных руд встречались прямо на поверхности. Теперь же поиски рудных залежей, располагающихся иногда на многометровых и даже километровых глубинах от земной поверхности, требуют специальных знаний и больших экономических затрат. Однако знание закономерностей распределения полезных ископаемых в земной коре, приуроченность разных их типов к обстановкам морского или континентального литогенеза, разным тектоническим и климатическим зонам, существенно облегчают поиски. Поэтому *палеогеографические карты* — конечный результат палеогеографических реконструкций древних ландшафтов — являются теперь *обязательным документом, используемым геологами для прогноза месторождений полезных ископаемых.*

Как уже отмечалось, наиболее близкими палеогеографии являются ее прародители — география и геология. Среди географических дисциплин это прежде всего геоморфология, физическая география, ландшафтоведение и климатология, а среди геологических направлений — литология, стратиграфия, палеонтология, историческая геология и гидрогеология. При этом палеогеографические исследования немислимы также без знания основ минералогии, петрографии, тектоники, учения о полезных ископаемых. Современное развитие палеогеографии во многом определено успехами, достигнутыми в палеогеоморфологии, палеоклиматологии и палеопедологии. Многие параметры палеогеографического характера — состав пород, природных вод и газов, абсолютный возраст геологических тел, данные определения палеотемператур и палеосолености изучаются физико-химическими методами. Сведения по астрономии и планетологии помогают воссоздавать палеообстановки наиболее ранних интервалов земной истории.

Первые сведения палеогеографического характера появляются еще в трудах древних ученых — Аристотеля, Бируни, Авиценны, а позднее — ученых эпохи Возрождения. Уже тогда высказываются идеи об изменении ландшафтов Земли во времени, в смене сухопутных обстановок морскими и наоборот.

Родоначальником палеогеографии в России с полным основанием следует считать М. В. Ломоносова, который в своей знаменитой книге "О слоях земных" изложил первые представления об изменчивости ландшафтов. Он впервые применил термин

древняя география и обратил внимание на возможность изучения древних геологических процессов с установлением закономерностей их развития.

Вторая половина XVIII и начало XIX вв. были периодом активного сбора, анализа и осмысливания информации в различных отраслях естественных наук, в том числе в геолого-географических дисциплинах. Первую же половину XIX в. можно считать временем становления палеогеографии как науки. Об этом свидетельствуют следующие научные открытия: 1) установление тесных связей между организмами и средой их обитания (экологический метод — Ж. Б. Ламарк, 1809); 2) установление последовательности залегания слоев по содержащимся в них органическим остаткам (основные принципы стратиграфии — В. Смит, 1817); 3) разработка актуалистического метода исследований (Ч. Лайель, 1833); 4) возникновение учения о фациях и фациальном анализе (А. Грессли, 1838); 5) несколько позднее — зарождение формационного анализа (А. Вернер, 1881). С указанных дат каждый из методов развивался самостоятельно и все они до настоящего времени являются основными общими методами палеогеографических исследований.

С этого времени в течение XIX и особенно в XX в. в связи с появлением многочисленных новых данных геологического, географического и палеогеографического характера эти науки, особенно последняя, развиваются наиболее интенсивно. Этому способствуют появление и разработка многих новых методов исследований. Большой толчок всем этим направлениям придали активные океанологические исследования второй половины XX в., позволившие создать новую глобальную теорию движения литосферных плит и внесшие много новых фактов и идей в седиментологию [9, 10 и др.]. С пятидесятых годов XX в. наблюдается активная дифференциация палеогеографии. Внутри нее формируются и самостоятельно развиваются такие научные направления, как палеогеоморфология, палеоклиматология, палеогидрогеология, динамическая палеогеография и др. Обзорные палеогеографические карты во все большей степени сменяются более крупномасштабными, значительно детализирующими палеогеографические обстановки, составляемые для различных эпох разных регионов и районов земного шара.

2. Палеогеографические "документы", степень их полноты и достоверности.

Причинно-следственные связи предметов и явлений. Принцип актуализма

Объектом палеогеографических наблюдений являются *горные породы* и *осадки*. При этом определенную информацию можно извлечь даже при визуальном наблюдении отдельных образцов. Однако значительно эффективнее изучение горных пород в естественных обнажениях в природе или же в искусственных горных выемках и разрезах скважин.

Основная задача любого исследователя, в том числе и палеогеографа — *устанавливать причинно-следственную связь между предметами и явлениями*, по характеру того или иного предмета судить о породившем его явлении. Причинно-следственные связи могут быть простыми и сложными. Проснувшись утром и увидев в окно залитый водой асфальт, мы делаем однозначный вывод, что ночью был дождь. В геологии и палеогеографии тонкая ленточная слоистость в глинах или алевролитах указывает на спокойную гидродинамическую обстановку среды осадконакопления, а грубые косослоистые песчаники — направленное поступательное движение воды, в которой происходило отложение этих осадков. Таких причинно-следственных связей устанавливается много десятков и сотен тысяч. Наряду с ними встречаются примеры и достаточно сложных взаимосвязей явлений, расшифровать которые не всегда удается однозначно из-за нередко встречающейся конвергенции (повторяемости) признаков. Этот термин означает, что практически одни и те же признаки чего-либо определяются различными явлениями (причинами). Так, чистые равнотермные, хорошо окатанные кварцевые пляжевые или прибрежно-морские пески могут быть образованы либо при перемыше более древних кварцевых песчаных отложений, либо в результате разрушения и очень дальнего и длительного переноса материала гранитных образований, когда на пути миграции все минералы гранитной породы, кроме самого устойчивого — кварца, разрушаются, истираются и исчезают из осадка.

Примером сложных причинно-следственных связей может служить реальная ситуация, наблюдаемая автором в Западной Африке. Здесь имеет место причинно-следственная связь между совершенно, казалось бы, далекими друг от друга явлени-

ями — типом климата, жизнедеятельностью муравьев и термитов, формированием руд железа и алюминия, продуктивностью крупного рогатого скота. Эта связь заключается в следующем.

В условиях чередования сухих и очень влажных жарких сезонов, что характерно для Западной Африки, горные породы, залегающие близко к дневной поверхности, растрескиваются и постоянно, в течение тысячелетий фильтруются пресными атмосферными водами в тем большей степени, чем больше их пористость и трещиноватость. Активная жизнедеятельность многочисленных здесь муравьев и термитов способствует увеличению пористости почв и горных пород. Просачивающаяся атмосферная влага растворяет и выносит из ландшафта легко растворимые щелочи и щелочные земли, в том числе кальций, который является одним из основных химических элементов костных и мягких тканей животных. Травы, произрастающие в таких ландшафтах, резко недонасыщены кальцием, и он в очень ограниченном количестве поступает в организм животного при питании. Именно поэтому представители крупного рогатого скота в этих ландшафтах очень низкорослы и мало продуктивны.

Вместе со щелочами и щелочными землями из пород выносятся также двухвалентные соединения железа и марганца, а также значительная часть кремнезема. Таким образом они обогащаются сравнительно трудно растворимыми элементами — окислами железа и алюминия.

Итак, главным "документом" палеогеографической летописи являются горные породы, чрезвычайно разнообразные по своему составу и другим особенностям, отражающим обстановки их формирования (схема 1).

Среди горных пород различаются: *магматические* — интрузивные, внедрившиеся из расплавленной мантии в выше залегающие породы и постепенно застывающие на разной глубине от земной поверхности, и вулканогенные, излившиеся на дно морских (или океанических) бассейнов или на поверхность суши; *осадочные*, из которых наиболее важны для палеогеографии терригенные, накопившиеся в результате разрушения, переноса и отложения в различных обстановках географической среды всех возможных типов первичных (материнских) пород; *метаморфические*, поступившие в результате вертикальных тектонических движений в глубокие зоны Земли и под влиянием существующих здесь высоких температур и давлений, утратившие свой первоначальный облик. Каждая из этих групп горных по-



Схема 1. Основные данные, по которым производится реконструкция палеоландшафтов.

род имеет много конкретных представителей, в той или иной степени отражающих процессы их формирования.

Все названные группы пород помогают чтению палеогеографической летописи, но главная информация поступает от осадочных и вулканогенно-осадочных пород, которые непосредственно отражают процессы, происходящие на земной поверхности. Особенности различных осадочных горных пород и обстановки их формирования будут рассмотрены в соответствующих разделах работы.

Следует подчеркнуть особую роль некоторых экзотических представителей осадочных геологических образований, редко образующих заметные скопления — *бокситов, гипсов, солей, тиллитов* и др. Именно они являются наиболее важными и достоверными *индикаторами палеоклиматов, палеосолености и прочих факторов древних ландшафтов.*

Естественные обнажения осадочных пород образуют различной мощности фрагменты, которые принято называть *частями разреза*. Совокупность фрагментов, отражающая нормальную последовательность напластования в процессе единого цикла осадконакопления, называется *полным нормальным разрезом*.

Подавляющее большинство осадочных образований формируется в морских обстановках, значительно меньше — в континентальных водоемах и в других западинах рельефа. Подавляющая ~~часть~~ часть суши представляет собой область размыва, где

в результате процессов выветривания все горные породы, сформированные прежде и выходящие на поверхность, под влиянием изменений температуры, влажности, механических и химических воздействий атмосферных и движущихся вод, живых и растительных организмов разрушаются, ликвидируя таким образом следствия, по которым можно было бы восстановить обстановки предшествующего размыву времени осадконакопления.

Области морского осадконакопления с полными нормальными разрезами в эпохи поднятий подвергаются всем возможным процессам выветривания, разрушаются, вовлекаясь в новый, более молодой цикл осадкообразования, частично образуя элювиально-делювиально-пролювиальные отложения, частично оседая в виде аллювиальных и озерно-болотных осадков, а в основной своей массе в виде взвесей, истинных и коллоидных растворов вновь поступая в морские бассейны, где формируются новые терригенные и хемогенно-биогенные осадочные комплексы.

Таким образом, чередование морских и континентальных обстановок для различных участков земной коры в разное время приводит к сокращению фрагментов полного разреза и тем самым затрудняет реконструкцию палеобстановок эпох осадкообразования.

Основным методологическим приемом восстановления палеогеографических обстановок является разработанный Ч. Лайлем *принцип актуализма*. В его основу положено допущение, что процессы осадконакопления, которые мы можем наблюдать в современную эпоху, в основных своих закономерностях близки древним обстановкам. Таким образом, изучая связи тех или иных современных осадков и соответствующих им условий осадконакопления, мы эти закономерности переносим вглубь земной истории.

В то же время, автоматическое, прямое перенесение современного седиментогенеза на древние обстановки было бы неправильным. Сейчас уже установлены определенные закономерности эволюции различных оболочек Земли, которые не позволяют использовать принцип актуализма механистически. Следует упомянуть лишь факты, правда, в некоторых моментах гипотетичные, о закономерном, в целом, уменьшении температуры земной поверхности, увеличении дифференциации климата, изменении ориентировки климатических зон, состава атмосферы в течение эволюции, и о более определенно доказанной эволюции

органического мира, также влияющей на окружающую среду их обитания. Все это позволяет вносить в принцип актуализма определенные поправки на закономерность эволюции целого ряда параметров земной коры.

Среди естествоиспытателей нет единого мнения о геологическом времени, с которого принцип актуализма может быть применен практически без поправок. Одни считают возможным его применение, начиная с протерозоя, другие — только с верхнего мела, третьи — со времени появления в атмосфере свободного кислорода, т. е. с девонского периода, когда на поверхности нашей планеты появились первые зеленые растения, осуществляющие фотосинтез.

Вопросы

1. Что изучает палеогеография? 2. Каков методологический путь установления закономерностей эволюции различных составляющих географической оболочки Земли? 3. Назовите пять основных выдающихся достижений ученых XIX в., давших начало самостоятельным направлениям палеогеографических исследований. 4. Перечислите науки, достижения которых были использованы и сейчас используются при палеогеографических наблюдениях. 5. Что представляют из себя палеогеографические "документы" и чем объясняется неполнота палеогеографической летописи? 6. Приведите свои примеры простых и сложных причинно-следственных связей предметов и явлений (из повседневной жизни, из любого раздела палеогеографии). 7. Почему осадочные и вулканогенно-осадочные породы наиболее информативны для палеогеографических исследований? 8. В чем различие между интрузивными, излившимися, метаморфическими и осадочными породами? Назовите основные причины этих различий. 9. В чем причина ограниченной возможности применения принципа актуализма? 10. Осветите понятия конвергенции и эволюции геологических и палеогеографических процессов. Как соотносятся между собой эти понятия?

К общим здесь отнесены методы исследования, результаты которых необходимы для всех без исключения палеогеографических реконструкций. С их помощью определяются наиболее общие параметры палеогеографических обстановок — временные, тектонические, климатические, геоморфологические и др.

**1. Методы определения относительного и абсолютного
возраста геологических образований, их корреляция.
Закон Вальтера — Головкинского**

Итоговым документом палеогеографических реконструкций является *палеогеографическая карта*, которая составляется для возможно более узкого интервала геологического времени. Это делается для того, чтобы при получаемых построениях оперировать не обобщенными обстановками длительных этапов осадконакопления, а конкретными условиями какого-либо его отрезка. Обычно такие карты составляются для времени максимальной трансгрессии или же регрессии, которые наиболее четко фиксируются в разрезах.

В сравнении с геологическими, палеогеографические карты составляются в более мелком масштабе и для более крупных регионов. Поэтому *очень важно найти единый, синхронный уровень осадконакопления для значительной территории*. Для этого существуют методы определения *относительного или абсолютного определения возраста геологических образований*, позволяющие выявлять одновозрастные формирования разного состава. Такие заключения составляются специалистами палеонтологами (или палеофитологами) и геофизиками. В основу определения относительного возраста положены взаимоотношения сравниваемых геологических объектов и состав заключенных в них органических остатков.

На спокойных в тектоническом отношении территориях, где

геологические осадочные образования расположены горизонтально или же с незначительным наклоном, вышележающие слои являются более молодыми. Это же наблюдается и при пологой складчатости. В районах же, где проявлялись активные тектонические процессы, осадочные образования смяты в крутые складки, нередко с опрокидыванием слоев. В этих случаях, кроме обычных геологических расшифровок структурных взаимоотношений слоев, помогает палеонтология (или фитогеология), когда специалист дает заключение о возрасте по содержащимся в слоях органическим остаткам, используя при этом закономерности эволюции органического мира от простейших форм к все более сложным по мере перехода от древних отложений к более молодым.

Сейчас в мире существуют все время пополняющиеся атласы, каталоги и монографии, содержащие сведения о геологическом возрасте разнообразных представителей органики. Специалисту достаточно точно определить систематическую принадлежность той или иной формы, свериться с каталогом и дать заключение о возрасте. Задача же геолога-палеогеографа заключается в том, чтобы собрать как можно более полный комплекс органических остатков, содержащихся в каждом конкретном слое и, желательно, наилучшей сохранности. Для решения рассматриваемой задачи наиболее подходящи формы организмов, жившие ограниченное время и распространенные в очень узком интервале стратиграфического разреза. Это так называемые *временные эндемики*. Формы, распространенные в широком интервале разреза, менее значимы для определения возраста вмещающих пород.

К сожалению, заключения специалистов, сделанные по различным группам органических остатков, нередко не совпадают. Это объясняется недостаточно хорошей сохранностью ископаемых организмов, а иногда и недостаточной еще изученностью временных рамок распространения некоторых систематических групп флоры и фауны. Это затрудняет определение возраста вмещающих отложений и выяснение нормальной последовательности напластования. В этом случае геологу или палеогеографу следует производить тщательный анализ всех имеющихся данных палеонтологического, фациального, структурно-тектонического характера для точной "привязки" изучаемых фрагментов разреза к общей или региональной стратиграфической схеме (см. часть V).

Определения абсолютного возраста осадочных образований значительно более трудоемки и дорогостоящи. Поэтому они используются в практике палеогеографических исследований значительно реже. Они основаны на определении количественных содержаний в породе некоторых радиоактивных элементов (например, ^{40}K или Rb) и продуктов их распада (соответственно аргона и стронция). Зная время полураспада названных или других радиоактивных элементов (или их изотопов) и определив количества этих элементов в исследуемой породе, рассчитывается абсолютный возраст вмещающих отложений в миллионах лет. Другой метод использует принцип определения характера и величины остаточной намагниченности и направление вектора намагниченности — категорий, которые закономерно изменялись в течение геологического времени. Последняя методика чаще применяется для более магнитно-стабильных, вулканогенных образований, которые в разрезах нередко перемежаются с нормальными осадочными образованиями.

Породы, являющиеся по заключениям специалистов разновозрастными, изучаются всеми возможными способами, позволяющими восстанавливать условия их формирования и закономерности изменения (тренды изменчивости) по простирацию этих отложений и по их фациальному профилю (вкрест простираия). При этом морские образования, более выдержанные по условиям формирования, коррелируются легче континентальных, характеризующихся более пестрыми генетическими обстановками накопления.

Корреляция, производимая по простирацию пород, несущественно меняющих свой состав, обеспечивается рассмотренными методами проще, чем корреляция толщ, сформированных в различных обстановках, т.е. вкрест простираия. Облегчает поставленную задачу так называемый закон Вальтера — Головкинского. Он заключается в том, что слои, сменяющие друг друга по разрезу (во временном отношении) сменяются и по профилю осадочного бассейна в той же последовательности. При трансгрессии бассейна в едином разрезе относительно более грубозернистые отложения вверх сменяются более мелкозернистыми (как и по латеральному профилю вглубь бассейна), а при регрессии — наоборот.

Совокупность трансгрессивных и регрессивных частей разрезов бывает разных порядков и соответственно разной мощности — от нано — (самых мелких, мощностью в десятки санти-

метров) до мега — (сотни метров). Эти части разрезов носят название *циклов* (наноциклы, микро-, мезо-, макро- и мегациклы), а слагающие их наборы пород — название *циклитов*. По характеру циклитов и мощности циклов в пределах определенного возрастного интервала коррелируют части разреза от самых крупных до самых мелких.

Все названные циклы соответствуют колебаниям уровня морского бассейна различной длительности. Мелкие циклы отражают сезонные колебания, более крупные связаны с климатическими и эвстатическими, а самые крупные — с тектоническими процессами разных порядков. Все эти колебания носят региональный, а иногда и глобальный характер, что и отражается на закономерностях строения и мощности циклов, а также на составе циклитов.

Методы корреляции чрезвычайно разнообразны. Среди них выделяются стратиграфические, литологические, геохимические, геофизические и др. Наиболее часто используются первые две группы методов, о которых частично уже говорилось. Из литологических методов наиболее популярны и эффективны корреляции по реперным горизонтам, которыми являются экзотические для сравниваемых разрезов образования — прослой углей, пепловых горизонтов, или продуктов их изменения, некоторых аномальных гранулометрических типов осадков и пород, например, грубозернистых прослоев в глинисто-алевритовом фрагменте разреза. Достоверная корреляция достигается и по спорово-пыльцевым комплексам растительных сообществ. Споры и пыльца, как и вулканический пепел, разносятся ветрами и течениями на громадные расстояния и могут захороняться в очень удаленных друг от друга бассейнах осадконакопления, в совершенно различных фациальных типах отложений, практически в синхронные отрезки геологического времени.

Корреляция и ее методы представляют собой самостоятельный раздел стратиграфии, осуществляются обычно совместными усилиями литологов и стратиграфов, требуют определенного специализированного опыта полевых и камеральных исследований и, как правило, весьма трудоемки.

2. Фациальный анализ — основной метод палеогеографических построений.

Морские и континентальные фации и их особенности.
Элювиально-осадочные комплексы гумидного ряда фаций

Понятие "фация" ввел в геологическую науку швейцарский ученый А. Грессли в 1838 г. Он писал: "Я пришел к заключению, что каждое отложение в пределах своего горизонтально-го распространения обнаруживает довольно определенные изменения; эти изменения представляют постоянные особенности как в своем петрографическом составе, так и в палеонтологических признаках комплекса их ископаемых, причем эти изменения подчинены особым и постоянным законам". Для этих изменений Грессли предложил название *фа́ция* отложений, которое позднее перешло в понятие *фа́циальные изменения*.

Таким образом, причиной появления термина "фация" является то, что отложения одинакового возраста в различных районах земной поверхности резко отличаются по своему составу и другим особенностям, формировались в различных фациальных обстановках. Из всего выше сказанного отчетливо вытекает, что термины "фация" и "фа́циальные изменения" имеют отчетливо выраженный стратифицированный характер, т.е. *употребляются только для отложений единого геологического возраста какого-либо конкретного региона*.

За более чем 150-летие своего существования термин "фация" употреблялся в самых различных значениях. Ученые Новосибирска еще в конце 1960-х гг. насчитали более 100 различных пониманий этого термина. Нами фация рассматривается как определенный комплекс отложений, обладающих совокупностью характерных первичных признаков (фа́циальных признаков), заметно отличных от соседних по вертикали и горизонтали накоплений, и по которым восстанавливаются обстановки их формирования (фа́циальные условия).

В категорию фа́циальных признаков входят их следующие характеристики: соотношения с соседними, вмещающими образованиями, форма их в плане и разрезе, состав, цветовые и структурно-текстурные особенности, связанные с отложениями неорганические включения (конкреции, жеоды, секретиции) и органические сообщества, присутствующие в осадочных породах (схема 2). По этим признакам и определяются конкретные об-



Схема 2. Особенности осадочных отложений, составляющие основу фациального анализа.

становки их формирования (геоморфологические, климатические, динамические и др.).

В процессе эволюции на поверхности Земли неоднократно могли возникать условия, приводящие к формированию идентичных групп осадочных пород. Такие группы не имеют конкретной стратиграфической и региональной привязки и представляют собой *генотип* (генетический тип) отложений. Так, мелкозернистые кварцевые пляжевые песчаники будут являться характерным генотипом, а такие же пески определенного возраста какого-либо региона представляют конкретную фацию.

Генетические особенности какой-либо фации легче изучать в совокупности с наборами других фаций, сменяющих их в латеральном направлении. Такие наборы принято называть *рядами фаций*. Изучение их характерных особенностей и закономерностей изменения свойств в горизонтальном направлении и является сущностью *фациального анализа* как основы всяких палеогеографических построений.

По геоморфологическому признаку все фации можно подразделить на две большие группы — *морские* и *континентальные*, и сравнительно малочисленные в количественном выражении фации переходного типа, куда можно отнести дельтовые, эстуариевые и лагунные отложения (схема 3).

Среди морских отчетливо выделяются *прибрежно-морские, внутреннего и внешнего шельфа, континентального склона, глубоководные группы фаций*. Континентальные группы фаций значительно более разнообразны. Среди них особенно предста-

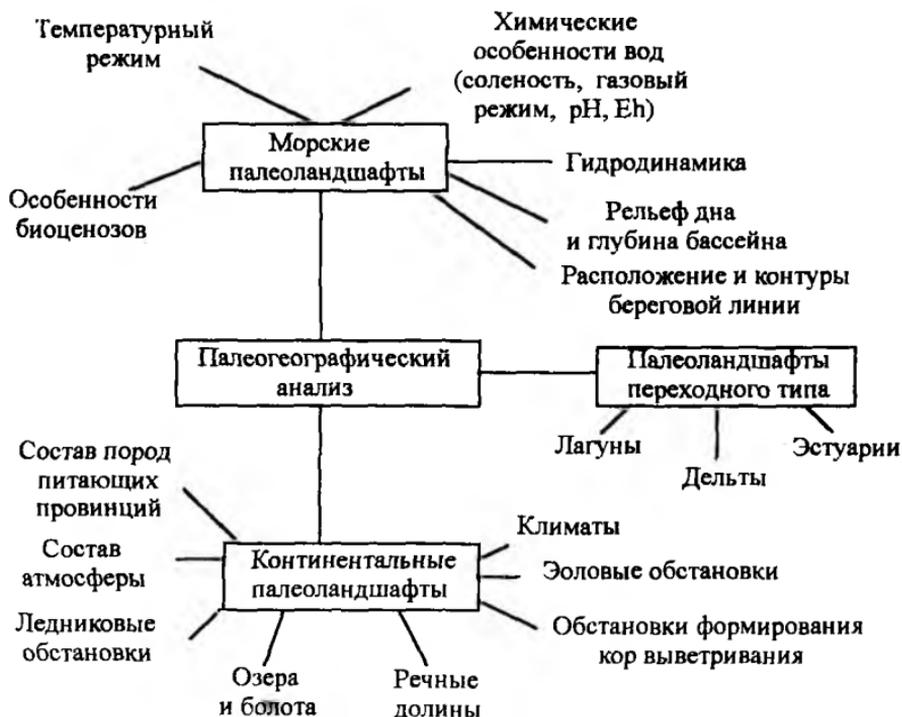


Схема 3. Основные ландшафтные составляющие палеогеографического анализа.

вительны группы *речных, озерных и болотных фаций*, которые чаще других континентальных образований сохраняются в ископаемом состоянии [17].

Отложения морских фаций характеризуются достаточно устойчивым составом на значительных площадях и обилием разнообразных органических остатков. Состав этих фаций определяется климатом прилегающих побережий, тектоникой региона, гидрохимическим и гидродинамическим режимом бассейнов, особенностями подводного рельефа, рельефом и составом геологических образований окружающей суши, особенностями подводного и наземного вулканизма. В этих обстановках формируются терригенные, карбонатные и кремнистые образования и связанные с ними полезные ископаемые — угли, горючие сланцы, россыпи тяжелых минералов и др. Распределение их по профилю морского бассейна в общем достаточно закономерное, хотя в каждом конкретном случае и с рядом отклонений от общей картины.

Терригенные осадки накапливаются преимущественно в зоне побережья и на шельфе. В тектонически подвижных областях они могут образовывать громадные шлейфы оползневых формирований на континентальном склоне и у его подножья. От береговой зоны вглубь бассейна наблюдается обычно постепенное уменьшение грубозернистости отложений, которые заканчиваются глинами, глинистыми алевритами; далее от береговой линии они сменяются карбонатными и кремнистыми отложениями. По этому же профилю изменяется состав органических включений. Обильные бентосные формы побережий и шельфа, уменьшаясь в количестве, дополняются нектонными и планктонными организмами.

Состав прибрежных отложений во многом определяется рельефом побережий. При достаточно расчлененном его характере здесь накапливаются грубые терригенные осадки, а вблизи низменных заболоченных побережий — тонкозернистые отложения, карбонатные илы и угли.

Все отложения, накапливающиеся в водной среде, характеризуются различными типами слоистости. В морской среде преобладают горизонтальная, волнистая, мульдобразная, а в местах морских течений имеется и косая слоистость. Мощности отдельных слоев (слоев) могут варьировать в значительных пределах, что также отражает различные фациальные обстановки формирования осадка. Соответствующие примеры будут приведены при рассмотрении конкретных палеоландшафтов.

В пределах зоны волнового воздействия на осадки, ограничивающейся обычно районами шельфа, встречаются текстуры знаков ряби. В прибрежной полосе они отличаются ассиметричным строением валиков с более крутым склоном, обращенным в сторону суши. Симметричные знаки ряби встречаются в более глубоководных зонах. Они отличаются остроугольными вершинками валиков в отличие от закругленных их поверхностей в прибереговой зоне. В последней также могут встречаться следы капель дождя и града, струй течений, следы кристалликов льда, трещины усыхания и др.

Среди морских образований преобладают серо- и зеленоцветные окраски. В слойках, обогащенных принесенной с суши органикой (растительный детрит и шлам), или в местах сероводородного заражения осадки имеют темно-серую до черной окраску.

В засушливых (аридных) обстановках литогенеза осадки,

обогащенные органическим углеродом, отсутствуют, преобладают плохо сортированные терригенные образования, встречаются красноцветные и пестроцветные окраски, нередки отложения доломитов, гипсов и соленосных накоплений.

Среди континентальных отложений различаются осадки пресноводных водоемов (рек и временных потоков, болот и озер), элювиальные, делювиальные, пролювиальные и коллювиальные образования, ледовые и эоловые накопления, а также коры выветривания. Все они отличаются набором специфических особенностей, которые будут детально рассмотрены в соответствующих разделах работы (см. часть III). В целом же для континентальных образований характерна *чрезвычайная пестрота фаций*. Среди них преобладают грубообломочные, плохо отсортированные накопления красного, пестрого, желтого и белого цветов со слабо окатанными или неокатанными обломками и зернами. В условиях влажных (гумидных) обстановок присутствуют обломочные отложения с разной степенью окатанности, в том числе и тонкозернистые осадки, а также карбонаты, угли, а в районах приподнятого выположенного рельефа — коры выветривания.

Континентальные и морские фации часто образуют тесно связанный единый генетический ряд отложений с постепенными переходами между собой и характеризующийся определенными наборами полезных ископаемых. Особенно наглядными представляются ряды в гумидных обстановках седиментогенеза. Д. Г. Сапожников [21] назвал такие ряды *элювиально-осадочными комплексами* отложений (ЭОК). В обобщенном и дополненном нами виде эти комплексы имеют следующее строение. В каждом из них выделяется шесть зон.

Зона 1 — зона развития обломочных элювиальных отложений и структурных кор выветривания. Располагается на возвышенных отметках рельефа. Представляет собой область глубокого химического выветривания и размыва.

На первом этапе развития этой зоны под влиянием глубокого химического и физического выветривания пород происходит сглаживание и пенепленизация рельефа с формированием грубообломочных элювиальных образований. Затем при сохранении длительных гумидных обстановок образуется структурная кора выветривания. Под влиянием пресной атмосферной влаги из верхней части расположенных близко к поверхности горных пород выносятся легко растворимые химические соединения

щелочи, щелочные земли, в меньшей степени кремнезем. Выщелачиваемая порода таким образом обогащается трудно растворимыми свободными окислами железа, алюминия и титана. Здесь же фиксируется и часть кремнезема. Эта верхняя зона коры выветривания получила название зоны свободных окислов. Ниже размещается зона глинистого состава, или литомаржа, представляющая собой скопление тонких глинистых частиц разного состава. Еще ниже размещается зона дезинтеграции — обломков пород субстрата, и далее вниз — свежие, неизменные первичные (материнские) породы. Нередко зона свободных окислов бывает покрыта твердым, обломочного строения панцирем кремнисто-алюможелезистых образований, сцементированных окислами железа. Такой панцирь получил название *кираса*.

В зависимости от состава материнских пород в зоне 1 могут накапливаться различные полезные ископаемые — бокситы и остаточные железные руды, при выветривании ультраосновных пород — силикатный никель и россыпи хрома, при преобразовании кислых пород — каолинитовые глины. При разрушении терригенных осадочных пород здесь же накапливаются россыпи тяжелых металлов, формируются строительные и стекольные пески.

Зона 2 — зона ближайшего переотложения элювиальных продуктов выветривания. В ней накапливаются обломки перемещенных гравитационными силами элювиальных образований. В западинах рельефа этой зоны, особенно часто в карстовых воронках карбонатного субстрата, могут накапливаться богатые месторождения осадочных бокситов и железных руд, тяжелые металлы. Ширина этой зоны обычно не превышает первых сотен метров.

Зона 3 — озерно-речная (лимнопотамическая), зона транзита и частичного отложения продуктов выветривания зон 1 и 2. Эта зона является самой значительной, она достигает в ширину несколько сотен километров. В ее пределах формируются аллювиальные и озерно-болотные отложения, представленные преимущественно терригенными породами. Чем дальше от источника сноса, тем мельче и лучше окатанный обломочный материал слагает эти породы. Значительная же его часть транспортируется через эту зону реками и ветром, а легко растворимые соединения переносятся в виде истинных и коллоидных растворов.

Среди аллювиальных отложений рассматриваемой зоны встречаются некрупные месторождения железа, типа Лисаковских оолитовых железных руд в северо-западном Казахстане, в плотиковых частях — россыпи тяжелых металлов, в том числе и золота. В озерных и болотных водоемах могут накапливаться залежи торфа, в древних ландшафтах превращенные в угли.

Зона 4 — параллическая, или зона морских побережий, периферическая часть которой периодически может заливаться морем. Она характеризуется низким пологим рельефом, широким развитием озерно-болотных ландшафтов, пышным расцветом растительных сообществ. В озерах и болотах оседает значительная часть терригенных осадков. В болотах в растворенном виде накапливаются закисные соединения железа и марганца. Если болота или озера дренируются реками, то эти соединения выносятся в морской бассейн.

В болотах концентрируются громадные массы неразложившегося органического вещества, создающие здесь восстановительную обстановку. Эта зона — основное место накопления континентальных углей. По ширине она значительно уступает зоне 3 и варьирует от первых километров до десятков километров.

Зона 5 — прибрежно-морская. Это зона многочисленных природных барьеров — геохимического, гидродинамического и др. Именно здесь сгружается основная масса терригенных компонентов из областей выветривания. Растворенные закисные соединения железа и марганца окисляются, переходят в нерастворимую форму и выпадают в осадок. При благоприятных условиях они могут образовывать крупные месторождения. Здесь же происходит отшлиховка тяжелых минералов (в результате постоянной волновой и приливно-отливной деятельности), которые также могут накапливаться в промышленных количествах. В западинах подводного рельефа, в пространствах между барами нередко концентрируются значительные массы принесенного с суши органического вещества, со временем преобразующиеся в угольные залежи.

Зона 6 — зона шельфа с мелкозернистыми терригенными, иногда карбонатными осадками. В иловых впадинах этой зоны могут формироваться месторождения горючих сланцев.

Осадочные образования каждой из зон обладают характерными особенностями состава, строения, цвета, текстур и структур, неорганических и органических включений, отражающих

конкретные обстановки их формирования. По этим особенностям устанавливаются такие палеогеографические параметры среды, как особенности рельефа суши, побережья и дна шельфа, климата, направление ветров и течений, соленость и др.

Фациальный анализ осуществляется путем детального изучения разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных пород определенного стратиграфического интервала и прослеживания выявленных особенностей на площади их развития для установления закономерностей их изменения.

3. Формационный метод, его значение при палеогеографических построениях

В сравнении с фациальным формационный метод является относительно молодым. Он получил широкое развитие, в том числе и в палеогеографии, особенно с середины текущего столетия.

Термин *формація* весьма многогранен и до сего времени не имеет твердого единого понимания. Его применяют к комплексам различных геологических образований — к осадочным, магматическим и метаморфическим породам.

Научные основы о формациях разработаны в отечественной науке Л. Б. Рухиным, Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, В. Е. Хаиным и многими другими учеными.

При палеогеографических реконструкциях наиболее важны *осадочные и вулканогенно-осадочные формации*, для которых до сих пор не существует единой общепринятой классификации.

Не вдаваясь в существо споров относительно понимания рассматриваемого термина, ограничимся лишь определением, данным Н. С. Шатским (1965): "Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности". При этом Н. С. Шатский подчеркивал, что все составляющие члены формации формируются в единых тектонических обстановках.

Осадочные формации выделяются по различным принципам — *тектоническому* (формации платформ, геосинклиналей,

переходных областей, рифтовых зон), *климатическому* (гумидные, аридные, ледовые), по *структурно-вещественному составу* основных составляющих групп пород (терригенные, карбонатные, кремнистые, вулканогенно-кремнистые и др.), по *набору главных полезных ископаемых* (угленосные, бокситоносные, железорудные и др.). При этом контуры площадей развития формаций, выделенных по разным принципам, могут пересекаться. Различаются они и возрастным диапазоном. Для решения задач палеогеографического направления для разделения формаций применяется *структурно-вещественный признак*. Такие формации будут объединять группы сближенных во времени и пространстве фаций, объединенных близостью состава, структурно-текстурных особенностей и сформированных в сходных тектонических и климатических обстановках.

Как и при фациальном анализе, здесь различаются *конкретные формации и их генотипы*. Важно также не только изучение частных конкретных формаций, но и их горизонтальных и вертикальных рядов.

Вертикальные ряды формаций представляют собой закономерную последовательность парагенетических сообществ горных пород, сформированных в различные стадии единого структурно-тектонического цикла. Для каждого региона и для каждого цикла эта последовательность носит свой, оригинальный характер, но для областей с близким тектоническим режимом имеет и ряд общих закономерностей.

Платформенные формации структурно-тектонических циклов формируются в четыре стадии. В *раннюю, трансгрессивную* стадию накапливаются морские, преимущественно терригенные (кварцево-песчаные, песчано-сланцевые) и, в меньшей степени, глинисто-карбонатные образования. В *среднюю, индустриальную* стадию, при максимальном прогибании региона, преобладают морские же глинисто-карбонатные и известняковые формации. *Поздняя, регрессивная* стадия характеризуется отложением морских карбонатно-терригенных и лагунно-континентальных пестроцветных карбонатно-терригенных осадков. В *заключительную, эмерсивную* стадию циклов, при наиболее приподнятом положении суши, формируются морские глинисто-доломитово-известняковые, лагунные эвапоритовые, континентальные красноцветные песчано-глинистые и пестроцветные терригенные формации, а также формации кор выветривания.

По данным Н. С. Малича с соавт. (1977) в конце регрессив-

ной и в эмерсивную стадии на платформах возможны образования вулканогенно-осадочных формаций и активный интрузивный магматизм.

Для геосинклинальных областей В. В. Белоусов (1962) намечает следующий вертикальный ряд осадочных формаций: 1) нижняя терригенная, соответствующая началу геосинклинального цикла, проявляющегося в активных прогибаниях территории. Метаморфизированные ее аналоги получили название аспидных формаций; 2) известняковая формация, соответствующая концу первой половины геосинклинального цикла. Она предшествует инверсии геотектонических условий; 3) верхняя терригенная формация, которая накапливается в начале второй стадии геотектонического цикла, когда происходит усиление дифференцированных тектонических перемещений с возникновением поднятий и опусканий. Материал формации поступает из областей размыва поднимающихся территорий. Для этой формации характерен терригенный флиш, а также породы "каустобиолитовой" подформации; 4) лагунная формация, которая присутствует не во всех рядах. Она сложена соленосными отложениями, а также толщами гипса, ангидрита и доломита; 5) молассовая формация, накапливающаяся в заключительную стадию развития геосинклиналей, когда формируются наиболее высокие горные хребты, и поднятия отчетливо преобладают над опусканиями.

Приведенные вертикальные ряды формаций представляют собой обобщенные суммарные эмпирические данные по строению конкретных разрезов стабильных (платформенных) и подвижных (геосинклинальных) территорий. Строение этих рядов интерпретировалось с точки зрения господствующих тектонических представлений так называемого *фиксизма*, признающих только вертикальные перемещения земной коры. С развитием океанологических исследований появилось много новых факторов, которые не всегда удавалось объяснить с традиционных позиций. Появилась и стала активно развиваться идея *новой глобальной тектоники*, или *теория движения литосферных плит*, в основу которой положены возможности значительных (до сотен километров) горизонтальных перемещений литосферных плит, проявившихся в смещениях целых континентов, расколе континентальной коры и формировании коры нового типа — океанической (см. часть II, раздел 2).

Зоны глубинных (трансформных) разломов, корни которых

достигали мантии, явились зонами очень высокой тектонической активности. Вдоль них возникли срединноокеанические хребты с рифтовыми долинами в средней части, которые получили название "рифтовых зон", или "зон спрединга (роздвигания)".

В настоящее время предпринимаются попытки объяснять геосинклинальный процесс с позиций новых воззрений (Дьюи, Берд и др.). При этом строение эмпирических вертикальных рядов формаций не подвергается ревизии, а лишь дополняется индивидуальными чертами только в применении к конкретным рифтовым зонам [1].

В дополнение к сказанному можно отметить, что осадочные формации подвижных зон нередко расслаиваются вулканическими породами. При этом, как отмечают Дьюи и Берд, в ранние этапы развития рифта вулканизм носит смешанный кислый и основной характер, а в более поздние фазы преобладают излияния известково-щелочных вулканических образований.

Знание закономерностей строения формационных рядов позволяет восстанавливать состав тех парагенезов отложений, которые были размыты в эпохи поднятий и выпали из стратиграфического разреза. По восстановленному составу этих уничтоженных эрозией промежутков разреза можно судить и о палеогеографической обстановке времени их формирования.

Формационный анализ в процессе палеогеографических исследований позволяет реконструировать значительно более крупные ландшафтные единицы, чем фациальный анализ, такие, например, как прибрежно-морские низменности, возвышенные и низменные денудационные равнины, прибрежно-морские и шельфовые ландшафты.

4. Палеоэкологический метод.

**Роль морских и континентальных организмов
при палеореконструкциях.
Ихнологические признаки**

По своей значимости для палеогеографических реконструкций палеоэкологический метод не уступает фациальному. Он основан на *тесной взаимосвязи особенностей строения живых организмов с условиями среды их обитания и загоронения.* При

этом изучаются систематический состав, морфология, образ жизни и свойства существующих и ископаемых групп организмов, а также их фациальная приуроченность.

Различные группы организмов по-разному реагируют на обстановки своего обитания и степень изменчивости этих обстановок. Одни из них практически не изменяют своих функциональных и морфологических особенностей в течение длительных отрезков геологического времени, могут существовать в широком диапазоне условий. Напротив, временные эндемики, наиболее ценные для стратиграфического анализа, ограничены жесткими параметрами среды обитания и быстро вымирают даже при незначительных отклонениях температур, давлений и солености. Именно они представляют особую значимость для реконструкций палеоландшафтов. В связи с этим и различаются *эврибиотные* (от греч. *eury* — широкий) и *стенобиотные* (от греч. *stenos* — узкий) организмы. При этом, некоторые формы могут быть достаточно устойчивыми для изменения одних параметров и не выносят вариаций других. По этим признакам разделяются *эврибатные* и *стенобатные*, *эвригалинные* и *стеногалинные*, *эвритермные* и *стенотермные* организмы.

Следует подчеркнуть, что в геологии и палеогеографии исследователь имеет дело не с живыми организмами, а с их захороненными остатками, зачастую образующими скопления, достаточно удаленные от мест своего обитания. Поэтому специалисту необходимо различать формы, захороненные *in situ* (на месте жизнедеятельности) и перенесенные в другие обстановки, автохтонные и аллохтонные сообщества.

Сообщества живых организмов, занимающие определенный ареал пространства с близкими обстановками их обитания, получили название *биоценозы*. Совокупность остатков мертвых организмов, захороненных на месте своего обитания, а также принесенных после отмирания течением, волнами или ветром, называются *танатоценозами*. Аналогичные скопления растительных организмов представляют собой *ориктоценозы*.

Основная масса ископаемых организмов представлена морскими формами, среди которых выделяются *планктон*, *нектон* и *бентос*.

Планктонные организмы не имеют органов движения и разносятся волнами и течениями по всей площади акватория. При отмирании сохранившиеся фрагменты их скелетов, например, радиолярий, фораминифер и др., могут захороняться в любом

месте морского дна. Размер представителей планктона — от долей миллиметра до сантиметра. Их раковины построены из кремнистого или же карбонатного материала и украшены многочисленными наростами и ажурными шипами, обладающими различной длиной и симметрией. Состав раковин, их величина, толщина стенок, размер и количество шипов определяются температурой, соленостью и гидродинамикой среды их обитания. Так, кремнистые организмы свойственны холодным обстановкам, а карбонатный скелет характерен для организмов теплых широт. Планктонные организмы могут захораниваться в различных местах акваторий, но основная их масса концентрируется в пелагических осадках.

Нектонные организмы имеют двустороннюю симметрию и могут самостоятельно перемещаться в толще воды. Чаще они встречаются в районе шельфа, но могут обитать и на значительных глубинах. Характерными представителями нектонных организмов являются рыбы.

Захоронение скелетных остатков нектонных форм происходит, в основном, на участках дна акватории, над которыми протекала их жизнедеятельность. Поэтому их роль при палеогеографических реконструкциях весомее.

Основное значение для реконструкции морских палеоландшафтов имеют бентосные (донные) организмы. Среди них различают формы, свободно передвигающиеся по дну, свободно лежащие на дне, временно зарывающиеся в ил, постоянно живущие в рыхлых донных осадках и сверлящие механическим или сооружающие химическим путем норки в твердом донном субстрате. Все эти формы имеют специфические особенности строения, позволяющие судить о характере донного субстрата.

Рыхлые тонкозернистые осадки морского побережья и шельфа часто населены илоедными животными, не сохранившимися в ископаемом состоянии, но оставившими здесь следы своей жизнедеятельности. Такие следы изучаются разделом стратиграфии — ихнологией. Они имеют вид прямых, изогнутых и более сложной формы трубчатых образований, по-разному ориентированных в осадке относительно напластования. Форма этих образований отображает обычно наиболее экономичное передвижение животного в осадке с наиболее эффективным и полным использованием питательных веществ окружающей их среды.

Размеры и толщина раковин бентосных организмов, степень их сохранности, количество и разнообразие видов, родов и осо-

бей каждого вида, ориентировка раковин или же их фрагментов, наконец, их минералогический и химический состав позволяют судить о солености окружающей среды, температуре, газовом режиме, характере гидродинамики, которые наряду с особенностями вмещающих осадков позволяют производить наиболее надежные палеогеографические реконструкции. Например, развитие в прибрежно-морских отложениях остатков крупных, с толстой стенкой раковин, свидетельствует скорее всего о крутом, скалистом рельефе прилегающей суши. Обилие их обломков указывает на сильную волновую динамику этой зоны. Большое разнообразие видов, в том числе и организмов с хорошо сохранившимися тонкими хрупкими раковинами, обилие особей этих видов характерно для пологих побережий со спокойной гидродинамикой, нормальной соленостью, хорошей аэрацией вод и обилием солнечного тепла. Ориентировка удлинённых раковин или их обломков, установленная визуально или путем статистических инструментальных замеров, возникает при морских течениях. Этому фактору должна сопутствовать в данном случае и косая однонаправленная слоистость потокового типа.

Развитие угнетённых, карликовых форм представителей только одного — двух видов, но с достаточно обильными их особями, служит свидетельством аномальной солености мест их обитания.

В холодных водах размеры раковин обычно крупнее тех же форм, обитающих в теплых районах. При этом последние имеют и более толстостенные раковины с многочисленными шипами и выростами, отсутствующими у холоднотермальных форм.

Многие организмы являются показателями глубин, если они захоронены в прижизненном состоянии. Так, современные губки класса *Calcarea* с карбонатным скелетом распространены до глубины 100 м, а класса *Hexactinellida*, обладающие кремневым скелетом, обычно на глубинах порядка 200–300 м [24]. Представители самых древних и примитивных беззамковых брахиопод *Zingula* и *Crania* обитают в полосе мелководья глубиной до 18 м (по данным Кагарманова, 1967).

Для побережий с изрезанной береговой линией, где физико-географические обстановки сравнительно неустойчивы, видовой состав сообществ организмов по простиранию отложений быстро меняется, в то время как на побережьях со сглаженными береговыми линиями одни и те же сообщества протягиваются на значительные расстояния.

Организмы, населяющие континентальные пространства, значительно реже, чем морские формы, встречаются в ископаемом состоянии и захораниваются преимущественно в континентальных водоемах. На всей остальной части суши отмершие организмы, как правило, быстро разрушаются под влиянием разнообразных агентов выветривания. Только кости позвоночных животных, живших в сравнительно недалеком геологическом прошлом, иногда сохраняются до наших дней. При этом известны скопления не только костей, но и целых организмов с хорошо сохранившимися мягкими тканями. Но такие случаи единичны, возможны только в условиях ледового климата (например, находка мамонта в бассейне р.Киргилях в Якутии).

Континентальные физико-географические условия значительно разнообразнее морских. Поэтому влияние этих условий на живые организмы сильнее. Древние, наиболее примитивные позвоночные были стенобиотными животными и могли существовать только в сравнительно узких вариациях параметров окружающей среды, среди которых главенствующими были температура и влажность. По мере эволюции многие позвоночные животные во все большей степени приобретали эврибиотные свойства, все более приспосабливались к значительным колебаниям обстановок среды обитания. В то же время, строение скелетов и отдельных фрагментов, встречающихся в ископаемом состоянии, позволяет надежно различать животных, живших, к примеру, в таежных ландшафтах, от тех, кто обитал на широких степных просторах и был приспособлен преодолевать большие расстояния.

Основную информацию о континентальных ландшафтах составляют ископаемые растительные организмы. Их видовое разнообразие, общее количество, размеры корневой системы, стволов, стеблей и листьев, суммарное количество зеленой массы, круглогодичный или же сезонный ее характер и прочие особенности целиком определяются климатической зональностью, т.е. количеством тепла и влаги, характером их распределения в течение года. Так, теплым и влажным климатам свойственна обильная растительность большого видового разнообразия с обильной же зеленой массой, со слабо развитой и неглубокой корневой системой, с широкими, легко испаряющими влагу листьями. Напротив, растительность засушливых районов имеет значительно меньше видов. Они не образуют заметных скоплений. Для них характерна мощная и глубокая корневая система,

часто имеется волосяной покров на стволах и листьях, предохраняющий от высыхания, узкие и мелкие листья.

Остатки континентальных растений известны в ископаемом состоянии с девонского времени, как и спорово-пыльцевые комплексы, которые чаще, чем отдельные фрагменты растительных остатков, сохраняются в ископаемом состоянии. Их особенности также позволяют различать разные ландшафтные обстановки древности, а изучение пространственного разноса от мест произрастания их материнских форм в пределах определенных отрезков времени помогает устанавливать и преобладающие направления перемещений воздушных масс.

Палеоэкологические заключения всегда производятся исследователями — палеогеографами совместно со специалистами — палеонтологами и палеофитологами. *Задача полевых наблюдений* сводится преимущественно к тому, чтобы как можно точнее и полнее описать изучаемый разрез и произвести возможно более полные сборы органических остатков, "привязав" их к соответствующим фрагментам разреза. При этом следует отмечать количественное разнообразие форм, их размеры и степень вариации этих размеров, ориентировки целых раковин, их створок или отдельных фрагментов. После получения заключений специалистов необходимо сопоставить эти данные со всеми другими выводами, полученными на основании различных показателей фациального анализа. Только в этом случае можно достигнуть достаточно надежных палеоландшафтных реконструкций.

Вопросы

1. Что такое относительный и абсолютный возраст геологических образований? 2. Для чего необходимо определение возраста геологических пород? 3. Осветите основные принципы, которые положены в основу определения абсолютного возраста горных пород. 4. Что такое корреляция и для чего она необходима при палеогеографических исследованиях? 5. Расскажите об основных методах корреляции осадочных образований. 6. В чем заключается сущность фациального анализа? 7. В чем состоит разница между понятиями "фация" и "генетический тип"? 8. Что такое ряды фаций? 9. Какие группы и подгруппы фаций Вы знаете? Приведите примеры конкретных фаций. 10. Какие особенности осадочных отложений входят в понимание "фациальный анализ"? 11. Что такое элювиально-осадочный комплекс? Чем и как связаны между собой различные зоны ЭОК? 12. Дайте основные характеристики зон ЭОК и назовите полезные ископаемые, связанные с ними. 13. Почему в зоне

4 ЭОК не могут формироваться месторождения сингенетических железных и марганцевых руд? 14. Назовите основные этапы и задачи фациальных исследований. 15. Для чего нужен палеогеографу формационный метод? 16. Какие принципы выделения и разделения формаций Вы знаете? 17. Назовите вертикальные ряды формаций единого структурно-тектонического цикла на платформе и в геосинклинали. 18. Какие основные параметры среды влияют на строение и функции живых организмов? 19. Что такое биоценозы, танатоценозы, ориктоценозы, экосистемы? 20. По каким особенностям ископаемых организмов можно судить о среде их обитания и захоронения? 21. Назовите основные типы морских организмов по характеру их обитания и жизнедеятельности. Какова их палеогеографическая роль? 22. Какие разновидности бентосных организмов Вы знаете? 23. Приведите примеры особенностей строения живых организмов, их сообществ в зависимости от условий среды обитания (температура, характер морского дна, газовый режим, соленость). 24. О чем может свидетельствовать ориентировка удлиненных фрагментов организмов? 25. Какова роль в палеогеографии континентальных организмов? Каковы их особенности в различных ландшафтных обстановках? 26. Что такое эндемизм? Сравните степень эндемизма древних и современных организмов. 27. В чем преимущества и недостатки для палеогеографии спорово-пыльцевых комплексов? 28. Что такое ихнология? Какие ихнологические признаки Вы знаете? Чем определяется разнообразие этих признаков? Каково их палеогеографическое значение? 29. Каковы задачи геолога-географа-палеогеографа при сборе и документации сборов органических остатков? Какие особенности ископаемых биоценозов необходимо документировать во время полевых исследований?

При реконструкции морских палеообстановок решаются следующие задачи: *установление контуров морских бассейнов, выявление характера морского дна, относительных и абсолютных глубин, особенностей гидродинамики, определение солевого и газового состава вод, установление их температурного режима.* Все эти задачи решаются на основе синтеза рассмотренных выше методов палеореконокструкций.

1. Реконструкция прибрежно-морских обстановок и контуров морских бассейнов

Граница раздела моря и суши является одной из основных составляющих палеореконокструкций. Уже на первых палеогеографических картах главным элементом был показ областей развития суши и моря и границы между ними.

Граница морского бассейна является весьма непостоянной категорией. Даже в очень короткие, в том числе и суточные временные отрезки можно наблюдать, что она существенно изменяется, то перемещаясь в сторону суши во время приливов, то отступая от нее. Расстояния ежесуточных перемещений колеблются от нескольких метров до сотен метров, в зависимости от рельефа прилегающей суши. Во время более длительных периодов уровень моря изменяется при сезонных климатических вариациях, при эвстатических и тектонических колебаниях до десятков километров и более. Поэтому намечаемая на палеогеографических картах граница раздела суши и моря всегда носит приближенно-усредненный характер и является, строго говоря, не линией, а переходной зоной с попеременным чередованием морских и континентальных обстановок. Поэтому на картах *рекомендуется проведение линии берега в моменты либо максимальной трансгрессии, либо максимальной регрессии,* тем более, что именно эти моменты в истории регионов наиболее четко фиксируются в полных нормальных разрезах осадочных образований.

Методы определения границы суши и моря достаточно разнообразны. Границы морей сравнительно недалекого геологического прошлого могут иногда устанавливаться по характерным морфологическим образованиям береговой зоны (рис. 1). Речь идет о клифе (береговой уступ), волноприбойной нише в его основании, шtrandе — абразионной площадке из коренных пород, примыкающей к клифу и наклоненной в сторону моря, а также бенче — продолжении этой площадки под уровень воды. Все эти формы обусловлены абразией волнового прибоя на выходящие на берегу плотные коренные породы (известняки, магматические породы и др.). Аккумулятивные образования, имеющиеся в береговой зоне современных морей — пляжевые пески, песчаные наносы — береговые валы, надводные бары и косы очень редко сохраняются в ископаемом состоянии и не играют заметной роли при палеорекострукциях.

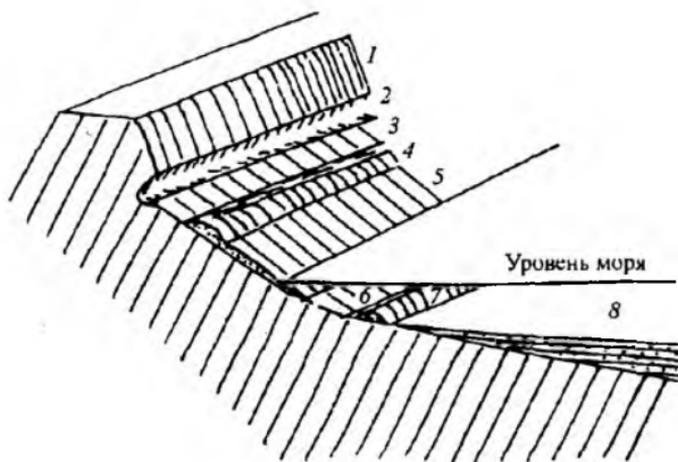


Рис. 1. Профиль береговой зоны (по [24]).

1 — клиф, 2 — волноприбойная ниша, 3 — шtrand, 4 — береговой вал (или надводный бар), 5 — пляж, 6 — бенч, 7 — подводный бар, 8 — морские илы за пределами береговой зоны.

Для решения поставленной задачи важнейшее значение имеют *фациальный* и *экологический анализы*. При изучении фациальных рядов отложений важно установить, в каком направ-

влении поперек напластования намечается смена мелководных образований на более глубоководные, в частности, уменьшение гранулометрического состава терригенных осадков. Закономерное погрубение материала в большинстве случаев наблюдается в сторону древнего берега (рис. 2). Граница распространения наиболее грубообломочных осадков морского генезиса и будет приближенной границей суши, что уточняется палеоэкологическими наблюдениями. Прибрежно-морские гальки грубообломочных отложений характеризуются уплощенной формой, в отличие от их округленных аллювиальных аналогов (Ховард, 1992). К тому же их плоские стороны обращены в сторону бассейна при ориентировке вытянутых осей параллельно линии берега (рис. 3).

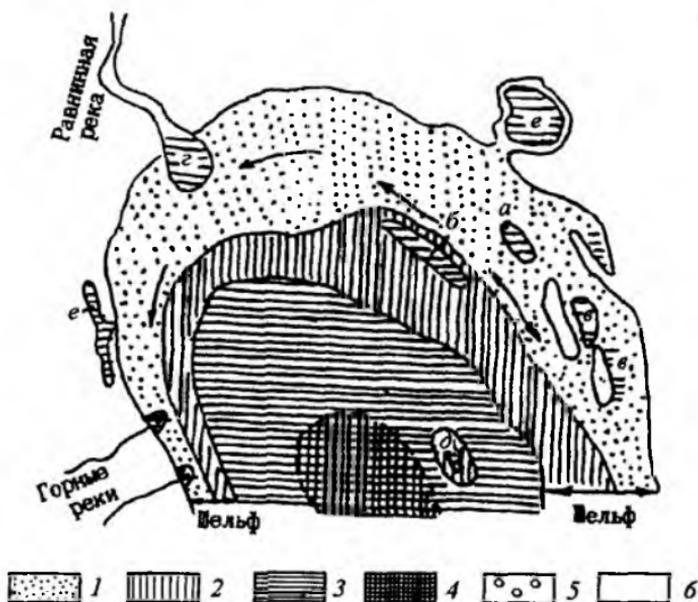


Рис. 2. Общая схема распределения гранулометрических типов осадков в водоемах (по [26]).

1 — пески, 2 — крупные алевриты, 3 — мелкие алевриты, 4 — глины, 5 — гравий, 6 — суша; а, б — депрессии: а — эрозионные, б — тектонические, в — затишные воды, г — присутствующий глинистый "язык", д — поднятие дна, е — лагуны.

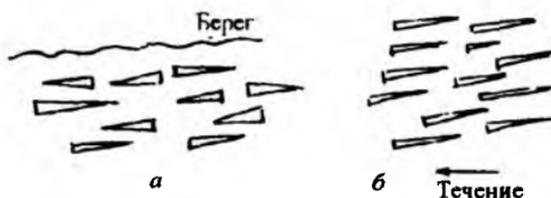


Рис. 3. Характер ориентировки галек.
a — в зоне прибоя; *b* — в речном русле (по [20]).

Прибрежная зона осадконакопления характеризуется наиболее частой сменой фациального состава отложений по простиранию отложений в сравнении с более глубоководными образованиями. К этой зоне часто приурочены осадки дельт, лагун и эстуариев со своими характерными особенностями (см. часть IV).

Кроме морских форм организмов в осадках побережий встречаются и обильные формы континентального генезиса, особенно растительные остатки. В наиболее мелководных образованиях чаще встречаются обломки раковин, нередко остатки стволов и веток деревьев, которые в сторону моря сменяются более мелкими фрагментами, растительным детритом и шламом. В зоне побережья и прилегающих зонах шельфа наиболее часто встречаются следы жизнедеятельности илоедных животных. В составе глинистых минералов прибрежных районов гумидных зон нередко преобладает принесенный с суши каолинит, который в более глубоководных участках сменяется гидрослюдами и монтмориллонитом. На побережьях аридных зон обычно преобладает палыгорскит [8].

В полосе берегового прибоя и в зонах активного волнового движения отшлиховываются многие тяжелые минералы и металлы. Поэтому в осадках этой зоны часто встречаются их скопления, имеющие характерный темный и черный цвет. Здесь встречаются магнетит, ильменит, хромит, рутил, циркон, монацит и другие рудные минералы, а также темноцветные породообразующие минералы — пироксены, оливин и роговые обманки. Корейские ученые Kim Chol, Cha Byong Son (1991) наблюдали максимальные концентрации тяжелых минералов вблизи уровня прилива. Их количества возрастали по мере увеличе-

ния степени изрезанности береговой линии и на более пологих побережьях. Росс Витали (1991) наблюдал обогащение тяжелыми минералами баровых песков, расположенных в 700 м от линии берега. Максимальные концентрации этих минералов в виде тонких темных прослоев были приурочены к центральным частям баров. Со скоплениями тяжелых минералов, преимущественно монацита и циркона, связана и повышенная радиоактивность некоторых прибрежно-морских песков (Donoghue, 1991).

К полосе баровых отложений вблизи береговой линии в обстановках гумидного климата нередко можно наблюдать скопление угленосных осадков. Некоторые аутигенные минералы формируются на незначительных глубинах, в непосредственной близости от побережья. Одним из таких характерных минералов является ярко-зеленый глауконит, который в более глубоководных зонах становится менее ярким, постепенно приобретая желтоватые оттенки.

К прибереговой зоне приурочены скопления известковистых и железистых оолитов и их более крупных разновидностей (более 1 см) — пизолитов. Они образуются только в обстановках достаточно сильного волнения, при котором минеральные частички или мелкие обломки раковин организмов находятся во взвешенном состоянии в воде, и на их поверхности постепенно нарастают концентры растворенных в воде извести или соединений железа. Считается, что оолиты могут формироваться на глубине, не превышающей 15 м (Павлидис и соавт., 1972).

В мелководных зонах побережий и прилегающих частях шельфа чаще наблюдаются характерные следы штормовых процессов. П. М. Мирон (1992) наблюдал в докембрийско-раннекембрийских отложениях Канады вблизи устья древней дельты скопления конгломератов и их отдельные гальки среди прибрежно-морских тонкозернистых осадков. Здесь же встречались эрозионные "карманы", заполненные более грубозернистыми осадками, чем окружающие отложения, перекрестная и косая слоистость вдольбереговых течений, спровоцированных штормовыми явлениями.

Для *волноприбойной* зоны характерны весьма специфические текстуры. Это *асимметричные знаки ряби* (рис. 4) с более крутым склоном валиков, обращенном к берегу, и с закругленными вершинками самих валиков. В сторону моря на шельфе они сменяются знаками ряби волнового типа с симметричными склонами и заостренными вершинками валиков.

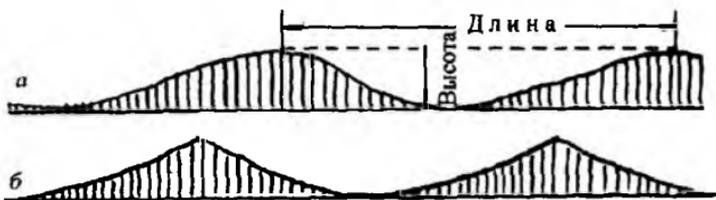


Рис. 4. Знаки ряби (по [29]).

a — асимметричная рябь (течений и прибрежно-морского типа); *b* — симметричная рябь (волнового типа).

Иногда асимметричные валики ряби встречаются и в подводной части пляжа. А. В. Хабаковым (1945) замечено, что они в плане образуют разветвляющиеся хребтики высотой в доли сантиметра (рис. 5). Эта особенность валиков носит название *бифуркация*, и это ответвление наблюдается в сторону берега. У побережий на пляжах нередко можно наблюдать следы тонких струй течений от временных дождевых потоков (рис. 6), следы капель дождя округлой или же вытянутой в направлении ветра формы. Такие "механоглифы" представляют собой мелкие депрессии глубиной 0,2–0,3 мм и 3–8 мм в диаметре (рис. 7). Стрелками на рисунке показано направление падения капель и градин: вертикально падающие образуют симметричные, а падающие косо — асимметричные ямки. У последних передний край несколько выше заднего. Характерна незначительная приподнятость краев ямок над поверхностью осадка [29]. На пляжах встречаются также следы кристалликов льда и крупные, в 2–3 м в диаметре, полигональные отпечатки растрескавшихся береговых льдов. Такие же полигональные трещины, но размером в сантиметры и дециметры, встречаются на пляжах водоемов засушливых ландшафтов.

Достоверную информацию о расположении древней границы суши и моря могут представить древние коры выветривания, перекрытые трансгрессивным комплексом осадков. По мнению Н. Н. Верзилина (1975), можно с уверенностью утверждать, что если в одном из двух соседних обнажений трансгрессивный комплекс перекрывающих отложений отсутствует, а на другом имеет место, то граница бассейна осадконакопления должна проходить между этими обнажениями.



Рис. 5. Рельеф волноприбойных знаков ряби в подводной части пляжа с их бифуркацией (раздвоение) (по данным Хабакова, 1945).

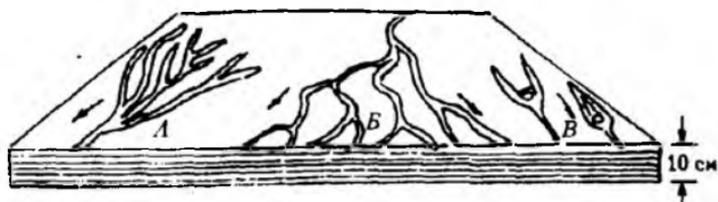


Рис. 6. Следы водяных струй на песчано-глинистом прибрежном пляже (по [29]).

A — разветвленная система мелких бороздок, соединяющихся по направлению к морю в общий канал; *B* — широкая система бороздок, разветвляющихся по направлению к морю на ряд мелких проток; *B* — бороздки, образовавшиеся выше и ниже небольшого предмета (камешка или раковины).

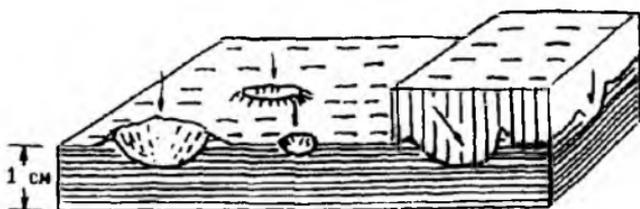


Рис. 7. Слой глинистого сланца с ямками от крупных градин и мелких капель дождя (по [29]).

Контуры береговой линии в общем плане повторяются контурами прибрежно-морских фациальных зон. Направление, в котором располагался древний берег, помогают устанавливать особенности строения рифовых построек и оползневые образования. Многие рифы имеют асимметричное строение. Склон рифа, обращенный в сторону моря, обычно заметно более крутой. Основное тело рифа оторочено с этой стороны шлейфом крупных рифогенных обломков. Со стороны берега к аналогичному шлейфу последовательно прилегают также мелкообломочные детритовые известняки с явными следами окатанности и известковистые песчаники.

При сползании осадка вниз по склону образуются гравитационные лежащие складки с замками, обращенными в сторону моря. Текстуры валиков оползания насыщенных водой осадков имеют вытянутую форму с заплывшим, утолщенным краем.

Оригинальный геохимический метод определения положения береговой линии древних бассейнов предложил Ю. К. Бурков в 1975 г. Речь идет об изучении соотношений Ba/Sr в пробах осадочных образований, отобранных по сериям профилей, ориентированных вкрест простирания отложений в районах предполагаемой границы суша — море. Эти соотношения рассчитываются на основании данных сравнительно дешевых приближенно-количественных спектральных анализов. Метод основан на том, что барий и стронций в пресноводной континентальной обстановке обладают высокой и примерно одинаковой подвижностью. Поэтому вариации их приближенно-количественных значений в пробах из континентальных осадков будут практически синхронными. В морской же обстановке стронций сохраняет свою высокую подвижность, в то время как барий в присутствии иона SO_4^{2-} образует нерастворимое соединение $BaSO_4$ и выпадает в осадок. Поэтому на линии раздела двух сред, пресноводной и соленой, будет наблюдаться резкий скачок значения рассматриваемого коэффициента. Соединив точки такого скачка в разных профилях, мы получим близкую к истинной линию древнего берега.

В каждом конкретном случае желательное применение возможно большего количества способов палеореконструкций.

2. Реконструкция рельефа морского дна и глубин древних морских бассейнов

Реконструкция геоморфологических особенностей и глубин древних морских и океанических бассейнов является одной из сложнейших задач палеогеографии. До сих пор не разработаны методы, позволяющие достаточно объективно представить эти важнейшие особенности древнего рельефа. Поэтому все используемые методы необходимо применять в комплексе, но и в этом случае, за редким исключением, возможны лишь сравнительные оценки этих параметров, типа положе — круче, мельче — глубже.

Среди современных морских бассейнов можно выделить наиболее контрастные два типа — *окраинные*, переходящие в океанические, и *внутриконтинентальные*. Первые характеризуются полным геоморфологическим профилем дна, а вторые — редуцированным его вариантом.

Полный геоморфологический профиль представляет собой совокупность трех сопряженных разновысоких ступеней морского рельефа, обладающих различным уклоном от береговой линии в сторону центральной части бассейна. Выделяются прилегающая к суше материковая отмель, или шельф, далее материковый, или континентальный, склон и материковое подножье, или ложе океана. Различаются зоны внутреннего, прилегающего к суше, и внешнего шельфа, а на внутреннем шельфе — литоральная и сублиторальная зоны (рис. 8).



Рис. 8. Батиметрические и биомические зоны морей и океанов (по [24]).

Литоральная зона представляет собой самую краевую часть бассейна, где морской режим периодически сменяется континентальным в результате приливно-отливных движений вод, а также сезонных и эвстатических колебаний. На сублиторали морской режим сохраняется постоянно. Прибрежно-морская часть акватории постепенно переходит во внешнюю зону шельфа, глубина которой в ее крайней части достигает 200 м, т.е. критической глубины проникновения солнечного света и волнового воздействия. Углы наклона дна материковой отмели у разных морей колеблются от десятков минут до первых градусов. Континентальный склон представляет собой сравнительно крутой ($3,5-7,5^\circ$) уступ, соединяющий шельф с океаническим ложем. Его максимальная глубина может варьировать в пределах 1-3 км.

Все три ступени осложнены эрозионными и (или) аккумулятивными формами рельефа и вулканическими постройками, а ложе океана — и горными сооружениями (горными хребтами с рифтовыми долинами в средней части). На шельфе, в меньшей степени на континентальном склоне, из эрозионных форм наблюдаются разной глубины русла и рытвины от вдольбереговых и поперечных течений, а на шельфе также следы и штормовых катаклизмов (борозды размыва и "карманы"). Поперечные эрозионные врезы связаны, в основном, с продолжением в море речных водотоков. Аккумулятивные формы на материковой отмели представлены барами и косами, которые нередко выходят из-под уреза воды, но быстро разрушаются волнами. На шельфе и на континентальном склоне, особенно у его подножья, могут образовываться аккумулятивные формы рельефа, связанные с ураганным накоплением материалов конусов выноса, оползней, обвалов и мутьевых потоков различной плотности. Вулканические постройки, встречающиеся на шельфе и верхней части континентального склона, отличаются эродированным характером вершук вулканических конусов.

Принцип актуализма позволяет предполагать, что все рассмотренные формы морского рельефа имели место и в древние эпохи развития Земли. Сомнение вызывает только существование глубоководных океанических впадин в домеловые эпохи. О времени их появления до сих пор имеются различные точки зрения.

Одним из важных параметров древнего морского рельефа является уклон названных выше ступеней морского рельефа, в частности, шельфа. Сравнительная его степень устанавливается рядом косвенных признаков.

Вполне очевидно, что степень крутизны дна на шельфе в определенной мере зависит от расчлененности примыкающей суши. Горные расчлененные побережья являются поставщиком громадных масс обломочного материала, который сравнительно быстро захороняется, не успев приобрести заметную окатанность и сортировку. Этот материал в закономерной последовательности, от сравнительно крупнозернистых (конгломераты, гравелиты, песчаники) до все более мелкозернистых образований накапливается на различной удаленности от берега. При этом, чем круче уклон дна, тем уже будут полосы развития каждой из гранулометрических фаций. Галечные и песчаные фации будут характеризоваться пестрым полимиктовым соста-

вом, сравнительно плохой окатанностью и сортировкой. Чем круче уклон дна, тем меньше, в целом, будет площадь равнины материковой отмели. Напротив, при пологом рельефе прибрежной суши, переходящей в столь же пологую мелководную зону, здесь накапливается сравнительно тонкозернистый обломочный материал, лучше окатанный и сортированный, олигомиктового или мономиктового состава. Нередко в этом случае мелководные образования могут быть представлены глинистыми или карбонатными илами. Состав и гранулометрический характер таких осадков может выдерживаться по профилю бассейна на многие десятки километров. Ширина шельфа при этом может достигать нескольких сотен километров.

Пологий характер прибрежной суши и прилегающих побережий моря можно предполагать по присутствию на континенте широко развитых и мощных кор выветривания (см. часть III, раздел 7), которые формируются только в обстановках длительного существования гумидного климата, при котором происходит заметная пенеппенизация рельефа, выщелачивание и гидролиз материнских пород с образованием глинистых минералов, в результате чего в прибрежные зоны бассейна поступают только очень тонкозернистые продукты, а также истинные и коллоидные растворы. Из последних на геохимическом барьере суша — море могут осаждаться хемогенные и биохемогенные осадки.

При крутосклонном рельефе береговых и прибрежно-морских зон сравнительно узкое развитие имеют и фации переходного, континентально-морского типа — дельтовые, лагунные и эстуариевые. Границы между переходными и прибрежно-морскими фациями имеют неровный, изрезанный характер. Районам с крутосклонным рельефом суши и прилегающим к ним морским ландшафтам свойственно присутствие среди осадочных пород прослоев вулканогенного материала. Здесь же возможны оползни и срывы осадков (обвалы), что провоцируется возможными землетрясениями (по данным Петровского, 1978).

Об относительной крутизне уклонов морского дна можно судить и по мощностям осадочных накоплений. Так, в мелководных эпиконтинентальных морях с пологим рельефом дна максимальные мощности осадков фиксируются в их центральных, наиболее углубленных частях. В океанах и окраинных морях наибольшие мощности приурочены к зонам внешнего шельфа и постепенно уменьшаются в глубину, по мере снижения количества поступающего сюда осадочного материала.

Палеоэкологические наблюдения часто помогают при решении рассматриваемых вопросов. Например, крупные толсто-стенные раковины с ограниченным видовым составом являются обитателями крутосклонных побережий с интенсивной волновой гидродинамикой. Видовое разнообразие и большое количество особей, в том числе и организмов с хрупкой раковиной, когда взрослые формы соседствуют с молодью, их прижизненное захоронение в виде хорошо сохранившихся, не разрушенных раковин, свидетельствуют о спокойной гидродинамике, характерной для пологих побережий.

Абсолютные значения уклонов дна и глубин различных частей бассейнов определяются по составу некоторых аутигенных образований, по строению и размерам рифогенных построек, по методу реперных засечек, по данным палеотермометрии, а также по ареалам развития некоторых форм организмов (рис. 9).

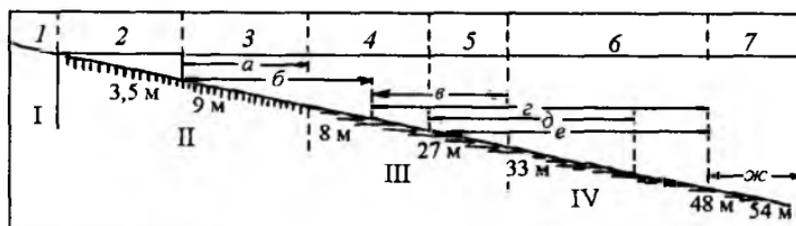


Рис. 9. Зональное (по глубине) распределение различных групп организмов (на примере беспозвоночных в пермских отложениях Канзаса — по Элиасу, 1937 (по [20])).

1 — красные цветы, 2 — зеленые глины, 3 — лингулы, 4 — моллюски, 5 — смешанная фауна, 6 — брахиоподы, 7 — фузулиниды; а — лингулы, б — неизвестковые морские водоросли, в — известковые водоросли, г — мшанки, д — кораллы, е — брахиоподы, ж — фузулиниды; I — зона окисного железа, II — зеленые илы, III — глинистые известковые илы, IV — главным образом известковые илы.

Уже упоминавшийся выше глауконит, а также другие аутигенные минералы — лептохлориты (железистые хлориты), шамозит характерны для мелководного побережья и обычно не выходят за пределы глубин 30–50 м. Железистые, алюможелезистые и карбонатные оолиты и пизолиты еще более мелководны и

образуются на глубинах не более 10–15 м. Глубина осаждения фосфатных солей фиксируется в пределах 50–150 м.

Чем круче дно бассейна, тем уже шлейф известняковых брекчий, окаймляющих рифогенные постройки. Высота рифа зависит, при прочих равных условиях, от тектонического режима акватории. При опускании дна рифообразующие организмы, для активной жизнедеятельности которых необходим кислород, свет и солнечное тепло, обеспечивают естественный рост колонии вверх. Замечено, что максимальные размеры таких построек (от дна до верхушки рифа) возрастают от древних раннепалеозойских времен к более молодым, от первых десятков метров до 700–800 м в конце палеозоя и до 1500 м в мезозое [20], что свидетельствует о возрастании глубины и контрастности морского рельефа с течением геологического времени.

Серия замеров отметки подошвы слоя, непосредственно перекрывающего покольное дно, произведенных вкрест простираения отложений, показывает первичный наклон дна. Этот способ эффективен только при горизонтальном, ненарушенном залегании слоев. В случае тектонических наклонов отложений следует в замеры вносить поправки на углы падения слоя. Аналогичные расчеты можно производить и по подошве любого маркирующего горизонта.

В настоящее время разработаны и продолжают совершенствоваться методы определения палеотемператур в палеоводоемах по данным изотопного содержания кислорода или коэффициента Ca/Mg в раковинах морских организмов или в органогенных карбонатных породах (Хабаков, Берлин, 1960; Дорофеева, 1986). Такие определения производятся физико-химическими методами. Вычисляя по этим показателям температуру поверхности вод по планктонным организмам, а в бентосных — из разных по глубине частей бассейна, и зная градиент понижения температуры с глубиной, можно определить и абсолютные глубины бассейна.

В целом ряде монографий и руководств имеются списки характерных групп морских организмов, обычно стенобиотных форм, являющихся индикаторами определенных глубин (см. рис. 9). Эти заключения дают специалисты-палеонтологи.

Абсолютную глубину дна бассейна можно установить по эмпирической формуле, предложенной И. А. Одесским, в которой использованы некоторые параметры знаков волновой ряби

$$\lg H = \frac{(\lg l - \lg 60D)l^2}{25,8D},$$

где H — глубина бассейна, l — расстояние между вершинками соседних валиков, D — диаметр зерен осадка, слагающего соответствующий знак ряби.

3. Основные идеи новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, как инструмент для палеореконструкций возможных древних океанических впадин

Идеи новой глобальной тектоники возникли на основе новых данных, полученных при океанических исследованиях по материалам обработки многочисленных донных проб, глубоководного бурения и геофизических работ. Эти данные сводятся к следующим основным положениям [3].

1. Разнородность континентальной и океанической литосферы, доказанная геофизическими исследованиями. 2. Наличие сравнительно узких, большой протяженности, сейсмических поясов и обширных сейсмически спокойных областей между ними, которые выделяются в качестве литосферных плит. 3. Строеие сейсмических поясов свидетельствует, что одни из них возникали при растяжении земной коры, а другие — в моменты ее сжатия. 4. Литосферные плиты могут перемещаться по вязкому разогретому верхнему слою мантии (астеносфере). Сейчас инструментально доказано, что скорость таких перемещений в среднем составляет 3 см/год [10]. 5. Возраст осадков на дне современных океанических бассейнов не древнее юры, причем наиболее молодые осадки отмечаются ближе к осевой части срединных океанических хребтов. По мере удаления от них фиксируются все более древние осадки. Аналогичная закономерность, установленная массовыми определениями абсолютного возраста, наблюдается и в подстилающих осадки базальтах. 6. Повышенный тепловой поток в гребне срединного хребта в сравнении с сопредельными территориями.

На основании этих положений и построена следующая модель тектоники литосферных плит.

Срединные океанические хребты возникли на месте глубоких разломов, достигающих мантии. По этим разломам поднималась расплавленная магма, часть которой изливалась на поверхность и образовывала базальтовые покровы, а часть скапливалась на некоторой глубине под корой, вызывая ее сводовое поднятие и растяжение, что и привело к образованию рифтовых структур в осевых зонах океанических хребтов. Заполнившая глубокий разлом магма застывала в приповерхностной зоне, образуя новый узкий, вытянутый вдоль оси срединного хребта блок литосферы. Далее этот новый блок включается в процесс спрединга (роздвигания, растекания) океанического дна. Он вновь раскалывается от этого растяжения вдоль оси хребта. Его противоположные части раздвигаются под давлением новых порций проникающего сюда мантийного вещества, перемещаясь в сторону континентальных глыб.

Там, где между океаном и континентом нет глубоководного желоба (атлантический вариант, в отличие от тихоокеанского, где такой желоб имеет место), пластина литосферы океана составляет с литосферой континента единое целое. В этом случае континент движется вместе с океанической литосферой, образуя с ней общую "плиту". Такие плиты в процессе формирования новых порций океанической коры в конструктивных зонах постепенно раздвигаются в стороны от зоны спрединга, от осевой зоны срединного океанического хребта. При этом общий объем и поверхность земного шара не увеличиваются, что обычно наблюдается при процессах растяжения. Следовательно, логично предположение, что наряду с растяжением, вызванным появлением новых зон литосферы, должны присутствовать и зоны сжатия, где будут компенсироваться эти новообразования. Такое уничтожение (деструкция) предполагается в переходных зонах тихоокеанского типа, где океан окаймлен глубоководными желобами. Считается, что в таких областях океаническая литосфера на границе с континентом погружается в мантию. Ее погружение связывается с охлаждением и увеличением мощности накапливающихся осадков, увеличивающихся по мере удаления от срединного хребта. При этом происходит увеличение плотности океанической литосферы, что и заставляет ее "проваливаться" в разогретую мантию. Проникая в зону высоких давлений и температур, океаническая литосфера плавится и ее материал смешивается с мантийным. Этот процесс поглощения океанической литосферы называется субдукцией (рис. 10).

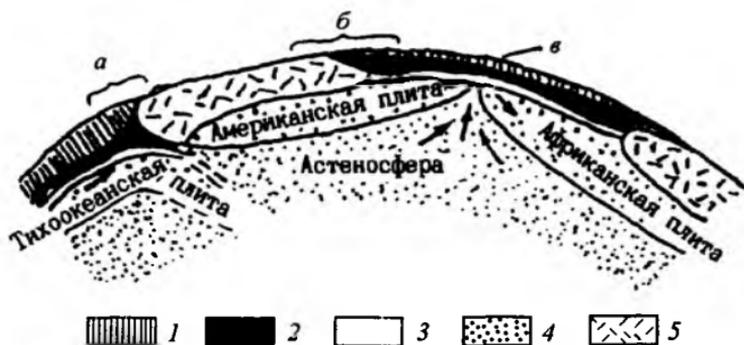


Рис. 10. Спрединг и субдукция с позиции тектоники плит (по данным Тальвани, 1984).

a — активная окраина, *b* — пассивная окраина, *в* — Срединно-Атлантический хребет; 1 — вода, 2 — осадки, 3 — базальтовая океаническая кора, 4 — верхняя мантия, 5 — континентальная кора (по [3]).

В настоящее время рассмотренная теория приобрела многочисленных сторонников, хотя имеет и много серьезных оппонентов, так как далеко не все накопившиеся факты могут быть вполне корректно объяснены с позиций новых воззрений (Белоусов, 1989; Мейерхофф, Мейерхофф, 1974 и др.).

Процессы рифтогенеза, отчетливо фиксирующиеся с конца палеогена, возможно, происходили и в более древние геологические эпохи. По этому поводу среди ученых нет единого мнения. Однако многие из них предпринимают попытки объяснить происхождение и развитие геосинклинальных зон с позиций тектоники литосферных плит [1 и др.]. Исходя же из прежних представлений, древние бассейны были очень мелководны, поэтому занимали значительно большие площади, чем сейчас. Они еще не имели в своем основании коры нового, океанического типа. В процессе эволюции площадные изометричные геосинклинали приобретали все более вытянутые формы за счет постепенной утери своей тектонической активности боковых частей и преобразования их в зоны пассивного тектонического режима — платформы. Территории же, сохранившие геосинклинальный режим, в дальнейшем все более тектонически дифференцировались, приобретая все более контрастные формы рельефа.

4. Некоторые особенности верхнемезозойско-кайнозойского осадконакопления в современных океанах как показатели относительных глубин их возможных древних аналогов

Специфика океанского осадкообразования, в отличие от морского, проявляется в очень большой роли биогенного компонента, особенно в пелагических областях (глубже 3 км) гумидных зон. По данным А. П. Лисицина [9, 10], до этих последних доходит только 7,8 % терригенного материала, основная масса которого оседает в краевых морях и близ устьев рек.

Установлено, что ежегодно на поверхности океанов и морей продуцируется около 110 млрд т сухого вещества планктона (Богоров, 1971), что в десятки раз превышает количество материала, приносимого с суши и при вулканических извержениях.

Терригенный материал в океан может поступать различными путями — в процессах аллювиального и эолового привноса, льдами и из вулканических аппаратов. Прежде считалось, что более 85 % этого материала приходится на речную взвесь, в то время как на ледовую и эоловую поставку отводилось всего около 14 %. По подсчетам А. П. Лисицина величины таких поставок вполне сопоставимы с аллювиальным привносом, а учитывая, что более 90 % терригенного вещества осаждается по периферии океана, то роль ветра и ледового привноса оказывается резко преобладающей в более глубоководных зонах океана.

В океанических бассейнах, расположенных в пределах различных климатических зон, терригенный материал поступает разными способами. В зонах ледового литогенеза со сплошным покровным оледенением единственный вид транспортировки обломочного материала в океан — ледовый разнос. В аридных зонах в условиях высокой сухости воздуха и сильных пассатов терригенный материал переносится только по воздуху. В гумидных областях преобладает аллювиальный привнос, который, как уже отмечалось, продуцируется, в основном, у берегов. Климатическими особенностями определяется и количество биоса, участвующего в осадкообразовании. В ледовых зонах его количество минимально, в аридных также сравнительно невелико и связано исключительно с карбонатными осадками, а в гумидных — максимально, где связано как с карбонатными, так и с кремнистыми толщами.

В отличие от терригенной и биогенной составляющих, полностью зависящих от климатических режимов областей мобилизации и осадконакопления, распределение и состав материала вулканогенно-осадочного типа литогенеза определяется, главным образом, эндогенными факторами, проявляющимися через тектоническую зональность. По составу выделяются *два типа вулканизма*, связанных со строением земной коры — *океанический* (базальтовый) и *переходных зон* (андезитовый). Базальтовое вулканическое вещество поступает, в основном, в зоны срединных океанических хребтов. В результате реакций горячая лава — морская вода на дне продуцируются металлоносные осадки, в том числе обогащенные железом и марганцем, а также рядом малых элементов [9].

Андезитовый вулканизм носит преимущественно взрывной характер и способствует поступлению в гидросферу и атмосферу большого количества пепловых продуктов, дальность транспортировки которых также определяется климатическими причинами. В гумидных зонах пепел быстро соосаждается с атмосферными водами. В ледовых обстановках его разнос тоже весьма невелик. Максимальная дальность переноса осуществляется в аридных зонах, в которых пелагиали обогащаются тонкодисперсной пирокластикой, преобразующейся в морской среде в аутигенные минералы филлипсит, палагонит и др.

Таким образом, *накопление материала в океанических бассейнах* также *подчиняется климатической зональности*, как и в морях, но строгость такой зональности нередко нарушается и усложняется многоэтажной системой течений разных направлений.

На океанических шельфах ледовых зон терригенный материал представлен преимущественно грубообломочными и песчано-алевритовыми образованиями. На шельфах аридных областей господствуют пески с добавлением биогенных карбонатов, а в пределах экваториальной гумидной зоны резко преобладает илистый материал, которым сложены 40–50 % площади шельфа. Редко встречающийся здесь галечный материал представлен только наиболее устойчивыми компонентами — кварцем и обломками кремней. Широко развиты коралловые отложения.

В пелагических зонах океанов наиболее широко развиты красные глубоководные глины, но их распределение и состав также определяются климатической зональностью. В ледовых и умеренных гумидных зонах они отсутствуют. В аридных же

отличаются отсутствием кремневых организмов и очень слабой долей глинистых минералов. Основная масса пелитовых частиц состоит здесь из мельчайших обломков кварц-полевошпатовослюдистого состава, тонкодисперсного вулканического стекла. Красные глины экваториальной гумидной зоны всегда обогащены остатками кремнистых организмов (радиолярии, диатомовые водоросли), в них очень мало обломочных компонентов и пепловых частиц и много глинистых минералов — каолинита и монтмориллонита.

В пелагических осадках количество биогенной составляющей и CaCO_3 заметно изменяется с глубиной. Выше глубины 4500 м содержание карбонатной составляющей от 10 % и больше, постепенно возрастает с уменьшением глубины. Ниже этой критической отметки его количество резко сокращается и затем он исчезает. Это связано с тем, что начиная с этой глубины интенсивно возрастает скорость растворения карбонатных раковин организмов [10].

Вертикальная зональность океана проявляется не только в составе осадков, но и в мощностях отложений, зависящих также и от климатических факторов. Максимальные мощности отложений наблюдаются в гумидных зонах, т.е. там, где задействован самый эффективный транспортирующий агент — реки. Количество материала и мощности от побережий постепенно сокращаются вглубь океана. В то же время на фоне этой закономерности отмечается еще один максимум мощности, приуроченный к подножью континентального склона [10]. Осадочный материал перемещается сюда со всего континентального склона и частично из зоны шельфа в периоды паводковых сбросов материала, при активном таянии ледников, во время сильных штормов и землетрясений, которые сопровождаются оползнями и обвалами.

Отмеченная закономерность уменьшения мощности с увеличением глубины с двумя максимумами, у побережья и подножью континентального склона, получила название *циркумконтинентальной зональности*.

В океанах также наблюдается горизонтальная тектоническая зональность распределения мощностей осадков, напрямую связанная с движением литосферных плит. В части II, разделе 3 уже отмечалось постепенное удревнение возраста базальных осадков по мере удаления от зоны спрединга, где осадки либо вовсе отсутствуют, либо представлены новейшими отложениями.

ми. С этим связано и закономерное увеличение мощности при удалении от срединных хребтов в связи с общим возрастанием времени осадконакопления.

Особенности изменения состава и мощностей в синхронных осадках современных океанов имеют непосредственное палеогеографическое значение, поскольку представляют возможность определять относительные изменения глубин древних океанов по этим показателям. Тектоническая же зональность возраста осадков и их суммарных мощностей помогает намечать зоны спредингов, если таковые имелись в древних океанах.

5. Реконструкция гидродинамических обстановок древних морских бассейнов

Воды морских и океанических бассейнов находятся в постоянном движении, что обусловлено астрономическими, эндогенными и атмосферными процессами, а также характером самих бассейнов — их формой и размером, геоморфологическими особенностями дна, относительными и абсолютными глубинами, температурами и степенью солености различных частей акваторий, рельефом и степенью увлажненности прилегающей суши.

Динамика вод выражается в приливно-отливных и волновых движениях, в различного типа течениях, имеющих постоянный или же временный характер, а также в виде вертикальных конвекционных потоков из глубины к поверхности (дивергенция) и в обратном направлении (конвергенция). Все эти виды гидродинамики производят активную эрозионную работу по абразии берегов, выработке русел, каньонов, желобов, "карманов" и борозд. Они же переносят громадные массы вещества — обломки во взвешенном состоянии, волочением по дну или сальтацией, а также в виде истинных и коллоидных растворов. При этом осуществляется окатывание, измельчение обломочных частиц и их сортировка. Эти же процессы производят и большую созидательную работу, накапливая в разных частях акваторий слоистые осадки различной мощности с образованием различных аккумулятивных форм. Гидродинамические процессы, кроме того, являются регулятором солевого и температурного баланса бассейнов, они способствуют регуляции газового режима последних.

В прибрежной полосе наиболее эффективны постоянные приливно-отливные и волновые движения. При этом в обстановке крутосклонного рельефа побережий производится разрушение, подмыв и обрушение берегов, а на пологих побережьях намываются хорошо сортированные пляжевые пески, формируются береговые валы, косы и подводные бары. Реки и временные потоки сгружают здесь значительную часть обломочного материала, который волнами и течениями перерабатывается (окачивается, сортируется, измельчается) и разносится в разные части акваторий. При регрессии моря русла рек нередко продолжают и в пределы морского бассейна, образуя волнообразные дельтовые врезы и каньоны.

На шельфе постоянная эрозионная деятельность волн проявляется значительно слабее и связана не с систематическими, а с периодическими явлениями — штормами и мутьевыми потоками. Последние обусловлены паводками, активным таянием ледников, селевыми потоками. Волны, создаваемые штормами, могут проникать на значительные глубины, нередко достигая и континентального склона. Они размывают рыхлые шельфовые осадки, могут служить причиной оползней и обвалов, особенно в верхней части континентального склона, образуют на дне многочисленные канавки стока, "карманы" и рытвины, нередко заполняющиеся более грубозернистым материалом, чем вмещающие отложения. В результате штормов на дне может накапливаться детритусовый карбонатный материал, образуя среди терригенных осадков прослой или самостоятельные отложения. Штормовые волны активно перемешивают слои воды, имеющие различную температуру, соленость и газовый режим, обогащая кислородом придонные участки бассейнов.

Шельф — зона активного проявления различных течений, ориентированных как вдоль берега, так и под разными углами к нему. Здесь в основном действуют ветровые и стоковые течения. Последние ориентированы по наклону уровня моря и особенно активно проявляются при ливневых дождях, во время половодий и паводков. Аккумулятивная роль этих явлений значительно превосходит производимый ими эрозионный эффект. Принесенные с суши, особенно в периоды низкого стояния моря, громадные массы терригенного вещества разносятся течениями по всему бассейну, частично оседая в пределах шельфа.

Среди гидродинамических явлений в глубоководных частях акваторий выделяются обломочные потоки, турбидные течения

высокой и низкой плотности и нормальные придонные течения [13].

Обломочные потоки представляют собой вязкие суспензии типа грязевых потоков. Двигаясь по склону, они своей массой взмучивают и подстилающие осадки, а при достаточной крутизне движения могут переходить в оползни. Предполагается, что они могут возникать при сейсмических толчках или же при ураганном осадконакоплении (паводки, мутьевые потоки).

Турбидные потоки высокой плотности образуются из оползней, обвалов или обломочных потоков при их смешивании с морской водой, при сильных штормах, взмучивающих неконсолидированные донные осадки, из речного материала при половодье или при активном таянии ледников. Турбулентия этих потоков, удерживающая частицы во взвешенном состоянии, возникает из-за разницы сопротивлений при трении потока с дном и верхним неподвижным слоем воды. Современные турбидные потоки, вызванные обвалами, движутся со скоростью до 70 км/ч и могут перемещаться по склону на сотни километров, выходя на абиссальную равнину (Piper, 1982). Подобные течения могут достигать нескольких километров в ширину, составляя мощности в несколько сотен метров. Они вырабатывают подводные русла, на краю которых при их заполнении обломочный материал формирует намывные валы.

По данным Х. Рединга и др. [13], турбидные потоки, образующиеся при половодьях, возникают не реже одного раза в два года, в близрасположенных участках дна от глубоководных конусов выноса — каждые 10 лет, а на более удаленных частях склонов — через 1000 — 3000 лет. При подъеме уровня моря частота турбидных потоков заметно сокращается. Доказано также, что частота карбонатных или других биогенных турбидитов на порядок ниже, чем аналогичных явлений с обломочным материалом.

Турбидные потоки низкой плотности свойственны более глубоководным районам. В их составе резко преобладают взвешенные частицы песчаной и глинистой размерности. Они также возникают при штормовых волнах на перегибе шельфа, или при разгрузке ила реками при половодье, или при таянии ледников. Они происходят из турбидных потоков высокой плотности при потере ими несущей энергии. Мощность описываемых потоков колеблется от нескольких метров до сотен метров при скорости от 10 до 50 см/с.

Нормальные придонные течения отличаются, в основном, низкой скоростью осадконакопления. Скорость их течения колеблется в значительных пределах — 5–300 см/с. Они могут течь вниз и вверх по склону или же вдоль него. Такие течения в глубоководных каньонах происходят вдоль их осей с вертикальной ундуляцией потока, со средней скоростью 30 см/с.

Придонные контурные течения возникают при охлаждении и погружении поверхностных вод в высоких широтах, а также при медленной глубинной термогалинной циркуляции полярных водных масс через Мировой океан [13]. Их направления определяются ветрами и силами Кариолиса (в северном полушарии направо, а в южном — налево). Скорость их перемещения колеблется в пределах 2–20 см/с, в исключительных случаях достигая 100 см/с. Их ширина составляет от нескольких километров до десятков километров. Они производят заметную эрозию с образованием русел, рвов и борозд, а также взмучивание и перенос мелкозернистых осадков. Такие течения могут образовывать асимметричные знаки ряби, аккумулировать удлиненные и куполообразные наносы. Вдоль континентального склона и у его подножья такие течения могут перемешиваться с турбидными потоками, перерабатывать и разубоживать ранее накопленные осадки. За счет вымывания тонкозернистого материала из ранее накопленных осадков они могут быть причиной формирования на их месте остаточных грубозернистых отложений.

Гидродинамические особенности древних бассейнов определяются по вещественному составу осадков, степени его сортировки и окатанности, по различным текстурным особенностям — типам слоистости и знаков ряби, по ориентировке удлиненных минеральных или же органических обломков, по характеристикам танатоценозов и ряду других признаков.

Терригенные осадки являются наиболее чувствительными индикаторами гидродинамических процессов. Наиболее грубые из них формируются в условиях высокой подвижности вод, по мере затухания которой вглубь бассейна откладываются все более тонкозернистые образования. Эта общая закономерность уменьшения крупности осадков с глубиной нарушается морскими течениями, которые переносят и откладывают более крупный терригенный материал, чем вмещающие донные осадки. Контуры таких течений могут быть прослежены по сравнительно узким, прямым или изогнутым полосам развития песчаных образований среди поля глинисто-алевритовых гравитационных нако-

плений. Таким полосам будут сопутствовать асимметричные знаки ряби с крутым склоном, обращенным в направлении течения, и особенно косослоистые серии, наклоненные в том же направлении под углами, зависящими от скорости морского потока (рис. 11).

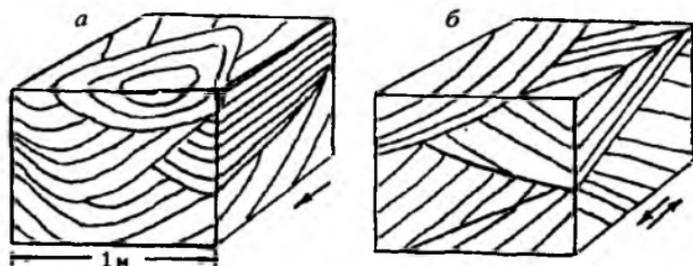


Рис. 11. Блок-диаграммы типов косої слоистости (по [20]).

a — мульдообразная слоистость потоков с изменчивым гидродинамическим режимом; *b* — перекрестная косої слоистость, образующаяся при колебательном движении (характерна для прибрежно-морских отложений).

Высокая степень сортировки морских осадков при достаточной пестроте их состава свидетельствует о высокой подвижности среды осадконакопления. Осадки будут иметь волнистую, линзовидно-волнистую или мульдообразную слоистость и, за исключением волноприбойной зоны, симметричные знаки ряби.

Тонкозернистые осадки с тонкой горизонтальной слоистостью накапливаются в зонах спокойной гидродинамики. Это либо удаленные от берега глубоководные части бассейна, либо вдающиеся в пологое побережье заливы и лагуны, где реки сгружают массу илистого материала. Эти глубоководные и прибрежные фации различаются по большей мощности последних и по присутствию в них многочисленных органических сообществ, в том числе и континентальных, особенно остатков растений, а также ихнологических признаков.

Накопление детритовых известняков с обломочными танатоценозами свидетельствует об активной волновой деятельности. Об этом свидетельствуют и оолитовые образования разного состава.

Отложения обломочных потоков плучили название *дебриты*. Они представляют собой осадки смешанного состава, который может изменяться от глин с незначительным количеством обломков песчанистой, галечной и валунной размерности до налунных масс с небольшим количеством глинистых минералов. Мощности их отдельных горизонтов изменяются на несколько десятков метров. Дебриты могут быть лишены текстурных особенностей, обычно несортированы или плохо сортированы, нередко имеют отрицательную базальную градационную слоистость, некоторую горизонтальную ориентировку удлиненных обломков и кровлю, которая или переходит в глинистые турбидиты, или имеет резкий контакт с крупными внедряющимися в нее обломками (рис. 12).

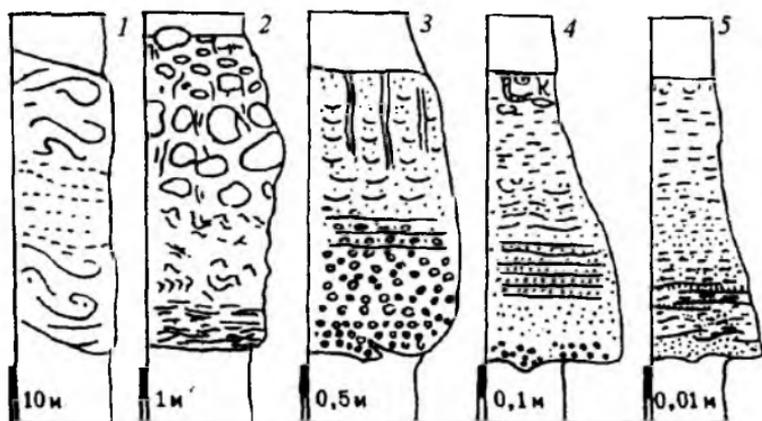


Рис. 12. Модели переотложенных фаций с идеализированной последовательностью структур для оползней, дебритов и турбидитов (по [13]).

1 — оползень, 2 — дебрит, 3 — грубозернистый турбидит (зернистый поток), 4 — среднезернистый турбидит, 5 — мелкозернистый турбидит.

Характерным признаком мутьевых и турбидных потоков являются *флишевые* и *флишoidные образования*. Это терригенные или карбонатно-терригенные осадки значительной мощности (сотни метров), характеризующиеся четко выраженной ритмичностью с размером ритмов от нескольких сантиметров до

первых дециметров и градационной слоистостью. В нижних частях ритмов обычны различные гиеоглифы абиогенного происхождения — тирбоглифы и др. (Вассоевич, 1983), ориентированные в направлении течения. В местах развития коралловых рифов удавалось наблюдать изгибы в верхних частях построек, наклоненных в направлении вдольберегового течения [24].

Наиболее распространенная методика реконструкции палеотечений в морском бассейне основана на изучении ориентировки разнообразных удлинённых образований органического и неорганического происхождения. Единичные органические остатки, находящиеся в зоне течения, располагаются так, чтобы оказать наименьшее сопротивление потоку. Поэтому *удлинённые формы организмов располагаются, в основном, параллельно течению, а заостренный конец — против движения воды.*

В неорганических образованиях наиболее часто изучается ориентировка галек в конгломератах. Основная часть их развития — побережья. Здесь длинные оси галек располагаются параллельно линии берега, а плоскости уплощенных разновидностей наклонены в сторону моря. Вдоль береговой линии ориентированы и стволы деревьев, и удлинённые остатки растений и раковин животных (см. рис. 3).

Гальки, встречающиеся в более глубоководных зонах, связаны с морскими течениями или же с разносом обломков льдами и айсбергами. Гальки течений наклонены максимальными сечениями против движения потока, как и в речных фациях (Верзилин, 1963), а принесенные айсбергами гальки не имеют определенной ориентировки и располагаются хаотично среди более тонкозернистого глубоководного матрикса.

Для выяснения преобладающих ориентировок галечного, растительного или другого органического материала вытянутой формы часто прибегают к статистической оценке данных. Для этого строятся круговые розы-диаграммы, на которые наносятся замеры ориентировки 100 — 150 длинных осей галек или органических остатков, отобранных в разновозрастных осадках какого-либо участка. Сгущение точек в определенных секторах диаграммы и показывает направление движения потока (рис. 13). При этом заостренные концы галек или организмов обращены против течения. Аналогичная статистическая обработка производится и для направлений ориентировки наклонов косослоистых серий разновозрастных осадков, а также для знаков ряби.

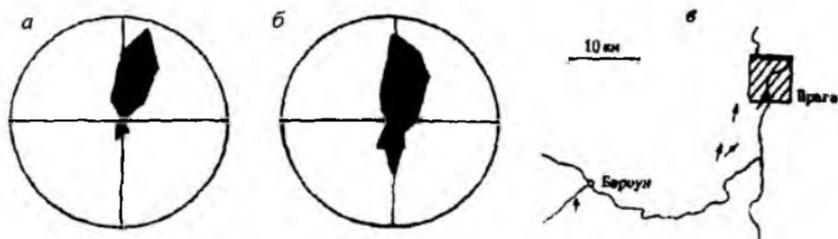


Рис. 13. Ориентировка раковин ортоцератитов в силурийских известняках окрестностей Праги (по данным Петранека, Комарковой, 1959).

a, *б* — розы-диаграммы ориентировки раковин: *a* — по результатам 196 замеров, *б* — по результатам 300 замеров; *в* — ориентировка расширенных концов раковин (стрелки) в пяти обнажениях (по [20]).

Достаточно трудоемкий, но эффективный метод определения палеотечений по минеральным особенностям существенно карбонатных отложений предложил Н. А. Ясаманов (1968). Определяется содержание нерастворимого остатка и количество минералов тяжелой и легкой фракций в пробах, взятых через определенные равные интервалы. Максимальные содержания нерастворимого остатка и тяжелых минералов будут наблюдаться в сравнительной близости от источника сноса. По мере удаления от него при разносе течениями эти параметры постепенно уменьшаются с одновременным возрастанием роли легкой фракции. Изучение соотношений легкой и тяжелой фракций обычно чаще применяется для терригенных пород.

Достаточно трудоемка и методика изучения расположения песчаных зерен в ориентированных пробах. Она была предложена еще в 1945 г. Е. Депплсом и И. Ромингером, а затем усовершенствована Г. Е. Грязновой в 1953 г. Вытянутые зерна, как и гальки, имеют преобладающее направление, совпадающее с направлением палеотечений.

Таким образом, изучение ориентировки удлиненных фрагментов осадочных образований и особенностей текстур осадков является наиболее простым и информативным методом реконструкции гидродинамики древних бассейнов.

6. Газовый режим древних морских бассейнов и методы его реконструкций

В составе морской гидросферы в растворенном состоянии находится много газов, влияющих на процессы растворения и осадконакопления, на химические и биохимические реакции, происходящие в бассейне, на состав и особенности биоценозов. Главнейшими из этих газов являются кислород, азот, углекислый газ и сероводород. Их содержание в морской воде определяется парциальным давлением, зависящим от доли газа в общем балансе атмосферы, от природы самого газа, от температуры и солености воды.

Кислород поступает в бассейны из атмосферы. Его распределение по профилю бассейна крайне неравномерно и определяется силой волнения, течениями и конвекционными потоками. Последние, в свою очередь, во многом обусловлены относительной соленостью и температурой поверхностных и глубинных вод. Более тяжелые холодные и соленые воды погружаются вниз, обогащая кислородом нижние горизонты морских бассейнов. Если поверхностные воды более пресные (от обильных дождей и выпадающих в бассейн рек), то наблюдается обратная картина — подъем глубинных вод. В этом случае воды нижних горизонтов, куда не доходит поверхностное волнение, могут быть насыщены сероводородом, где обитают только анаэробные бактерии.

Количество кислорода в процессе эволюции Земли как в атмосфере, так и в гидросфере, было различным. На ранних этапах, когда не существовало еще зеленой растительности и фотосинтеза, свободного кислорода не было. Он весь был связан в химических соединениях. Считалось, что избыток кислорода в атмосфере начал появляться с конца силура, когда первые представители растений стали переселяться на сушу. Однако есть данные, что уже в раннем протерозое произошло существенное увеличение количества кислорода (Eriksson, Cheney, 1992). Эти выводы обосновываются тем, что именно в раннем протерозое наблюдаются существенные изменения изотопного состава серы и развитие седиментационных обстановок, способствующих распространению фитоорганизмов, выделяющих O_2 . Кроме того, считается, что к этому времени заметно уменьшилась вулканоогенная и гидротермальная деятельность, в результате которой в зону седиментогенеза поставлялось железо, до того свя-

зывающее свободный кислород и выводящее его из атмосферы.

В архейское и раннепротерозойское время, когда, как считается, свободного кислорода в атмосфере еще не было или его было еще очень мало, наблюдалось обильное марганцево-железонакопление с формированием крупнейших месторождений этих металлов в виде гондитов и железистых кварцитов (табл. 1). *Первичный состав металлов был представлен закисными формами.* Считается, что легко растворимые закисные соединения железа и марганца могли с помощью соответствующих бактерий накапливаться в любых частях морских бассейнов, куда эти металлы поступали в основном при вулканических и гидротермальных процессах.

Таблица 1. Средний состав газовой фазы в современной морской воде и во включениях древних кремнистых пород (по данным Казанского и др., 1973)

Возраст	Колич. опред.	Концентрация, об. %			
		H ₂ S, HCl HF, NH ₃ , SO ₂	CO ₂	O ₂	N и редкие газы
Современный океан	—	—	3,2	34,1	62,7
Поздний мел	3	—	4,9	20,1	75,0
Средний девон	2	—	7,6	18,0	74,4
Силур	3	—	31,8	13,6	54,6
Поздний протерозой	2	—	37,1	12,6	50,3
"	11	—	34,5	13,7	51,8
Средний протерозой	3	—	31,8	11,9	56,3
Архей (?) — ранний протерозой	1	31,3	44,2	5,5	19,0
Архей	7	35,1	61,1	—	3,8

В более поздние эпохи зоны накопления железа и марганца смещаются в прибрежные зоны. Это связывается с увеличением количества O₂ в составе атмосферы, сокращением роли гидротермального и вулканического привноса этих элементов. Железо и марганец в процессе эволюции во все большей степени поступали с продуктами выветривания размываемой гумидной суши и, окисляясь в богатых кислородом прибрежных водах, выпадали в осадок в виде нерастворимых гидроокисных и окисных соединений.

Азот в гидросферу поступает несколькими путями — из атмосферы, при разложении органического вещества с образованием

ем аммиака (NH_3), и при химических процессах восстановления нитратов и нитритов.

Углекислый газ, обладающий значительно большей растворимостью в морской воде, чем кислород (в 30 раз) и азот (в 50 раз), также поступает из атмосферы, в процессе жизнедеятельности организмов и поставляется в зону седиментогенеза при вулканических процессах. *На ранних этапах развития Земли, когда остывающая земная кора была очень тонкой, вулканизм был чрезвычайно активен и подавлял другие процессы.* Поэтому CO_2 резко преобладал в атмосфере и гидросфере. Затем его количество заметно сократилось в связи с накоплением в позднем протерозое и раннем палеозое мощных толщ карбонатных пород, связывающих углекислый газ. В дальнейшем содержание CO_2 определялось соотношениями этих процессов — вулканизма, жизнедеятельности организмов и карбонатакопления.

Сероводород (H_2S) накапливался в море в бескислородной среде при разложении серосодержащих органических соединений и при восстановлении сульфатов и обычно обогащал придонные воды, расположенные ниже уровня волнового воздействия, и при отсутствии конвергенционных потоков.

Восстановление газового состава в древних бассейнах основывается прежде всего на составе, количестве и размерах бентосных организмов. Их отсутствие или появление карликовых форм нередко является показателем аномального газового режима.

Присутствие в ископаемом состоянии только планктонных организмов при полном отсутствии бентоса часто свидетельствует о сероводородном заражении зоны седиментогенеза. Этот вывод может быть подкреплён темно-серой или же черной окраской вмещающих пород и присутствием расположенных по слоистости аутигенных образований пирита (FeS_2) и сидерита (FeCO_3).

Красноцветная окраска осадочных образований, толщи железных и марганцевых руд, сложенные окисными соединениями этих элементов в форме оолитов, являются свидетельством окислительной обстановки осадконакопления. Сероцветные толщи, преобладающие в морских обстановках, формировались при дефиците кислорода, и соответствующая окраска (серая, зеленоватая) определялась преобладанием закисной формы железа.

Обилие бентосной фауны с многообразием видов и особей, ши-

рокое развитие рифов *всегда свидетельствует о нормальной газовой среде осадконакопления* в хорошо аэрируемых водах, насыщенных достаточным количеством кислорода.

На процессы седиментогенеза и состав фауны оказывают влияние также физико-химические параметры среды осадконакопления — окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и концентрация водородных ионов (pH). Однако определение этих параметров в древних бассейнах представляется достаточно трудной задачей и здесь не рассматривается.

Однако об окислительно-восстановительных обстановках среды можно судить по характеру ее воздействия на органическое вещество. По этому признаку Л. А. Гуляевой выделены следующие типы обстановок [24]: 1) окислительная — осадки лишены сульфидной серы и органического вещества, наблюдается обилие окисного железа; 2) субокислительная — содержание сульфидной серы менее 0,1 %, органического вещества мало, обилие окисного и закисного железа; 3) восстановительная — содержание сульфидной серы 4–5 %, осадки содержат значительное количество органического вещества и закисного железа.

7. Методы определения солености древних морских бассейнов

В морской воде в растворенном состоянии находятся почти все химические элементы, но основную роль играют лишь входящие в состав хлоридов, сульфатов и карбонатов. Именно они обуславливают степень солености вод, которая выражается в промилле и определяется количеством растворенных веществ в одном литре морской воды.

Соленость морских бассейнов зависит от многих причин — от характера самих бассейнов (краевые или внутренние моря), степени связи с океаном, от их размера и от климатических обстановок. В гумидных поясах с обильным привносом в морские бассейны пресных вод прибрежные и поверхностные воды заметно распреснены, в то время как в аридных обстановках, при большом испаряющем эффекте поверхностные воды, и особенно в лагунах, могут интенсивно засоляться. В первом случае затрудняется температурный и особенно газовый обмен между поверхностными и глубинными водами. Во втором — такой обмен

достаточно интенсивен, что способствует привносу кислорода на глубины до 4-х км (например, в Средиземном море). Воды полярных широт обладают повышенной соленостью, поскольку на образование мощных ледовых покровов тратится громадное количество пресной воды.

В наибольшей мере зависят от климата внутриконтинентальные бассейны. Краевые же моря, имеющие связь с океаном, мало изменяют свой солевой состав, за исключением самых прибрежных и лагунных участков.

Воды древних первичных морей были, вероятно, изначально более пресными, но по мере поступления в них продуктов выветривания с суши, при вулканических извержениях и дегазации мантии, постоянно осолонялись. С возникновением жизни состав морских вод стал пополняться и биогенными составляющими — фосфором, азотом, кремнием, углеродом, кальцием и натрием.

В формировании солевого баланса принимает участие и космическое вещество. Его средний среднегодовой привнос на Землю оценивается примерно в 5000 т (Лукашов, Лукашов, 1972). В составе космических "поставок" преобладают железо, кобальт, хром, никель и медь, в меньшей степени кремний и алюминий.

В процессе эволюции солевого баланс морских и океанических вод контролировался процессами привноса, растворения и осадконакопления различных химических соединений.

По поводу характера изменений палеосолености в различные этапы развития Земли среди ученых нет единого мнения. Так, В. И. Вернадский считал, что в течение последних двух миллиардов лет солевой состав акваториев практически не изменился. А. П. Виноградов (1967) предполагал, что в процессе эволюции варьировал только катионный состав, который контролировался эволюцией состава пород литосферы и изменением характера выветривания. Анионный состав при этом оставался относительно стабильным [24].

Н. М. Страхов, напротив, утверждал, что в течение своей истории состав морской гидросферы существенно изменялся. Он выделяет 4 основных этапа эволюции гидросферы. В катархейское время природные воды были кислыми, хлоридными, с низкими значениями pH. В позднем архее природные воды обогатились карбонатами и стали хлоридно-карбонатными. В протерозое происходило постепенное снижение кислотности и

обогащение вод сульфатами за счет окисления серы, поступающей с вулканическими эффузиями. При этом воды стали хлоридно-карбонатно-сульфатными. В фанерозое в связи с накоплением мощных карбонатных толщ уменьшается количество CO_2 и соответственно снижается карбонатность вод. Они становятся щелочными хлоридно-сульфатными.

Как и при определении газового состава древних морских бассейнов, основные сведения о характере палеосолености можно получить при изучении особенностей танатоценозов. Аномальная, опресненная или засоленная среда сопровождается появлением карликовых форм взрослых организмов, резким сокращением видового состава при одновременном увеличении представителей сохранившихся видов. Соответствующие заключения производят специалисты-палеонтологи.

Осадочные горные породы также нередко являются косвенными или даже прямыми индикаторами солености различных частей морских бассейнов. Так, косвенными признаками опресненной обстановки служат толщи "зрелых" терригенных осадков со следами прибрежно-морского накопления (см. часть II, раздел 1), сложенных устойчивыми к химическому выветриванию минералами и обломками пород. Эти признаки свидетельствуют о гумидных обстановках в прилегающих к бассейнам осадконакопления областях сноса, материал из которых выносился реками и временными потоками, которые, впадая в море, заметно распресняли его прибрежную зону.

Плохо сортированные полимиктовые прибрежные терригенные осадки с признаками ледникового переноса (см. часть III, раздел 5) также могут свидетельствовать об определенном опреснении зоны седиментогенеза. В то же время хорошо сортированные и окатанные тонкозернистые терригенные отложения, не менее 50 % обломков которых имеют характерную матовую поверхность (см. часть III, раздел 6), служат косвенными признаками засушливых побережий и, соответственно, повышенной солености прибрежных зон. Однако золотые частицы сравнительно редко накапливаются в зонах побережий, а чаще переносятся в удаленные, пелагические зоны бассейнов, где и накапливаются в более глубоководных, с нормальной соленостью, обстановках.

Косвенным признаком повышенной солености прибрежных вод является также отсутствие в прибрежно-морских отложениях растительных, особенно обугленных остатков и всяких сле-

дов угленакопления, а также оолитовых железных руд и глауконита.

При большей засоленности, но когда еще не выпадают в осадок воднорастворимые соли калия и натрия, в отложениях могут встречаться конкреции гипса, целестина и барита. В условиях еще большей засоленности из растворов выпадают сульфаты и соли, характерно повсеместное доломитообразование в морских карбонатных фациях, часты конкреции CaF_2 , целестина и магнезиальных силикатов.

Ранее уже упоминалось о значении коэффициента Ba/Sr в осадках для определения положения линии берега. Это же соотношение указывает и на сравнительную величину солености по профилю исследуемого палеобассейна. Чем больше этот коэффициент, тем выше соленость.

О степени солености древних водоемов позволяют судить и содержания хлора или брома, а также состав поглощенного комплекса в глинистых породах. Считается, что их содержания в глинах соответствуют количествам в захороненных седиментационных водах.

В литературе упоминаются также такие показатели солености, как отношение Cl/Br в поровых водах осадков, Ca/Sr в карбонатных породах, содержание серы и ее изотопов в осадочных породах. Однако все эти методы еще недостаточно апробированы и поэтому не всегда дают надежные достоверные результаты.

8. Климатические особенности современного и древнего морского осадконакопления

Одной из двух основных составляющих климатических обстановок осадконакопления является температура. Температурный режим поверхностных вод морских и океанических бассейнов в первую очередь определяется их географическим положением и тесно связан с климатом прилегающих побережий. Поэтому состав морских, особенно прибрежно-морских и шельфовых отложений, во многом определяется климатическими обстановками выветривания на континентах, является важнейшим индикатором температур палеобассейнов. Климатические об-

становки определяют также состав, видовое разнообразие и особенности морских биоценозов.

Общая закономерность понижения температур поверхностных вод водоемов от экватора к полюсам нарушается теплыми или же холодными течениями, а также вертикальной циркуляцией вод.

Суточные и сезонные колебания температур в морях и океанах затрагивают только верхний слой. Ниже глубины 30–50 м эти колебания сглаживаются и здесь сказывается только общий для всех бассейнов закон изменения температуры с глубиной, проявляющийся по-разному во внутренних и окраинных морях. Распределение температур на глубине контролируется также рельефом дна, широтой местности, соленостью и характером гидродинамики бассейнов.

Планктонные организмы, особенно водоросли, наиболее восприимчивы к температуре окружающей среды. Это, в первую очередь, сказывается на составе их скелета. Так, диатомовые водоросли высоких широт имеют кремнистый состав скелета, а их представители в тропических и субтропических морях — карбонатный.

Видовое разнообразие, быстрый рост, обилие остатков широколиственных теплолюбивых континентальных растений характерно для побережий водоемов, расположенных в низких широтах с высокой влажностью. Здесь же часто наблюдаются разнообразные по форме и размерам следы жизнедеятельности древних илоедов.

Споро-пыльцевые комплексы позволяют судить о характере материнских форм растений и определять тем самым климатические зоны, где они продуцировались. Однако следует иметь в виду, что споры и пыльца могут переноситься морскими и воздушными течениями на большие расстояния и захороняться в осадках иных климатических поясов. Поэтому полученные палинологическим методом выводы следует контролировать другими данными, и в первую очередь, фациальным анализом.

Н. М. Страхов выделил гумидный, аридный и ледовый (полярный) климаты древних геологических эпох и соответствующие им типы литогенеза. В последние годы появились возможности выделения и промежуточных типов — семигумидного и семиаридного.

Области осадконакопления, расположенные в *гумидной зоне*, в умеренной, субтропической и тропической областях, от

личаются широким развитием терригенных образований, приуроченных преимущественно к нижней половине разрезов полного тектонического цикла осадконакопления. Это определяется густой системой рек в этих зонах, транспортирующих в конечные водоемы стока громадные массы обломочных частиц, и достаточно расчлененным рельефом суши. По мере пенепленизации рельефа и с формированием кор выветривания в районах областей сноса в составе продуктов выветривания и осадконакопления будут преобладать тонкие глинистые осадки, хемогенные и биогенные отложения. Среди терригенных образований вверх по разрезу будет возрастать степень их зрелости — полимиктовые осадки низов разреза будут сменяться олигомиктовыми и мономиктовыми породами (см. часть III).

Современные карбонатные породы накапливаются в разрезах, расположенных не далее 30° к северу и югу от экватора, а присутствующий в современных морских осадках аутигенный глауконит не выходит за пределы изотерм самого холодного месяца 0°C и среднегодовых температур $+12^\circ\text{C}$ [24].

Для гумидных зон характерно также присутствие в разрезах пластов углей мощностью более 0,5 м и занимающих площади не менее 10 км^2 (в современных аналогах — торфяников не менее 0,7 м мощностью на тех же площадях).

По данным М. И. Ратеева и соавт. (1965) максимальные концентрации каолинита в общей массе глинистых минералов приурочены к тропическим и субтропическим зонам [8]. По данным А. В. Македонова и А. Д. Петровского содержание аутигенного каолинита в породах и конкрециях гумидных областей составляет не менее 10 %. Для этих же областей характерно присутствие карбонатных и железистых оолитов.

В *семигумидных обстановках* также возможны угле- и торфо-накопления, но меньших параметров, чем названные выше. Среди терригенных компонентов в разрезах присутствуют значительные количества слабоустойчивых к химическому выветриванию минералов и обломков пород (эпидота, амфибола, калиевых полевых шпатов, основных пород) при отсутствии наиболее неустойчивых — оливина, пироксена, основных плагиоклазов. Среди растительных остатков и фауны преобладают представители типа современных лесостепей и саванн. Среди конкреций встречаются образования родохрозитового состава.

В отложениях *семиаридных районов* полностью отсутствуют пласты и прослои углистых образований, общее содержание ор-

ганического углерода в осадках не превышает 1 %, могут встречаться единичные находки гипса, иногда наблюдаются конкреции целестина (SrSO_4) и барита (BaSO_4).

В *аридных зонах*, где перенос обломочных частиц с континента осуществляется преимущественно эоловым путем, количество терригенных осадков значительно уступает гумидным областям. Характер физического выветривания континентальных аридных площадей достаточно стабилен. Поэтому состав терригенных образований отличается полимиктовостью: в них присутствуют и неустойчивые обломки пород и минералов. Карбонатные породы часто представлены здесь первичными доломитами. Здесь же встречаются гнезда и линзы сульфатов, прослой солей, характерна красноцветная окраска отложений. Органические остатки малочисленны и представлены стеногалинными формами. Нередко встречаются конкреции флюорита (CaF_2), целестина, сульфатов и магнезиальных силикатов. В составе глин преобладают сепиолит и палыгорскит.

Во второй половине текущего столетия появились и стали активно развиваться методы определения абсолютных значений температур палеобассейнов. Среди них выделяются два метода — изучение соотношений $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$, определяемых на масс-спектрометрах, и изучение соотношения Ca/Mg в органогенном кальците и скелетных остатках ископаемых организмов (Берлин, Хабаков, 1966). Результаты изучения материалов современных осадков и организмов показали, что эти коэффициенты чутко реагируют на температуру окружающей среды и являются хорошими термометрами обстановок осадконакопления. Несмотря на ряд ограничений в отборе материала для исследований, особенно в использовании отношений ^{16}O и ^{18}O , оба метода часто применяются одновременно и дают хорошую сходимость результатов с расхождением до $0,5^\circ\text{C}$. Эти определения производятся в специально оборудованных лабораториях физико-химическими методами.

Климатические обстановки в процессе эволюции Земли также претерпевали существенные изменения, носившие циклически направленный характер. Это зависело от многих причин от цикличности солнечной активности, от плотности атмосферы, поглощающей и отражательной способности выходящих на поверхность горных пород, от содержания в атмосфере CO_2 , паров H_2O и вулканической пыли, соотношения континентальных и морских площадей и т.д.

Согласно большинству гипотез о происхождении Земли, она в догеологический период своего развития была первично или же вторично (от радиоактивного разогрева) раскаленным телом. Естественно, что атмосферы как таковой в то время еще не было. Ее заменяла парогазовая смесь с температурой значительно выше 100°C , сплошной пеленой окутывающая нашу планету и не пропускающая на земную поверхность солнечную энергию. В ее составе, кроме паров H_2O , присутствовали кислые дымы, содержащие CO ; CO_2 ; HCl ; HF ; H_2S ; NH_3 ; CH_4 и другие газы, обладающие высокой химической активностью. По мере остывания, при опускании температуры ниже 100°C парогазовая смесь разделилась. Пары воды конденсировались, атмосфера "просветлилась", энергия Солнца стала поступать на поверхность Земли и играть все большую роль в общем энергетическом балансе нашей планеты. На ней появилась первичная, еще слабо выраженная климатическая зональность, которая при дальнейшей эволюции все более дифференцировалась. Климатические зоны по мере увеличения энергетической роли Солнца все яснее обособливались, хотя их границы не оставались постоянными, а часто циклически перемещались, особенно зоны умеренного и холодного климата. В связи с доказанным постоянным перемещением полюсов Земли менялась и ориентировка климатических зон при сохранении их субпараллельного расположения относительно друг друга. По мере дифференциации и возрастания абсолютных отметок рельефа *наряду с горизонтальной начала проявляться и вертикальная климатическая зональность.*

При достижении температур поверхности Земли, сопоставимых с современными, на фоне общего направленного дифференцирования климата проявлялись и циклические факторы, связанные с неравномерным во времени поступлением в атмосферу CO_2 , паров воды, вулканического пепла и пыли. На ранних этапах, когда земная кора была еще очень тонкой, вулканизм проявлялся наиболее активно и практически повсеместно. Парниковый эффект, создаваемый избытком CO_2 в атмосфере, значительно повышал общую температуру Земли и сглаживал контрастность климатических зон. По мере увеличения мощности коры вулканические проявления становились реже и приняли циклический характер. Эпохи карбонатообразования, когда из воды и атмосферы удалялись громадные массы CO_2 , сопровождались заметным снижением парникового эффекта и общим

понижением температуры земной поверхности. В эпохи трансгрессий, когда площадь морских бассейнов возрастала, увеличивался испаряющий эффект, заметно повышалась облачность, возрастала гумидизация климата. В то же время общее планетарное увеличение облачности снижало поступление солнечной энергии на земную поверхность, что приводило к снижению среднегодовых температур.

Что касается вулканического пепла и пыли, то их влияние на климат могло быть двояким. С одной стороны, общее выделение тепла в атмосферу, в том числе и с разогретыми пепловыми частицами, повышало ее температуру и температуру земной поверхности, но с другой — пепловый слой, окутывая всю планету, существенно снижал поступление солнечной энергии, хотя также и задерживал тепловое излучение самой Земли. Соотношение всех этих разнонаправленных процессов оценивается различными авторами неоднозначно.

В настоящее время отмечается общее глобальное потепление климата на $0,5^{\circ}\text{C}$ от увеличения в атмосфере содержания техногенного CO_2 , что при непринятии срочных экологических мер при дальнейшем развитии этого процесса может привести к катастрофическим последствиям — таянию ледниковых шапок на полюсах Земли и затоплению многих континентальных, особенно низменных территорий.

Вопросы

1. Перечислите основные задачи, возникающие перед палеогеографом при реконструкции морских палеообстановок.
2. Дайте характеристику границы древней береговой линии морских палеобассейнов.
3. Какие моменты геологической истории развития морского бассейна принимаются для установления его контуров в палеогеографии? Как эти моменты фиксируются в разрезах горных пород?
4. Перечислите основные морфологические элементы древних береговых зон. Какова степень и возможность их сохранности в современных ландшафтах?
5. Перечислите все фациальные и палеоэкологические признаки прибрежно-морских образований.
6. Объясните процесс формирования в прибрежно-морских обстановках россыпей тяжелых минералов.
7. Расскажите об определении положения линии древнего берега по геохимическим данным (по отношению Ba/Sr).
8. Что представляет из себя полный геоморфологический профиль морского бассейна?
9. Какие формы рельефа отмечаются на различных ступенях геоморфологического профиля бассейнов?
10. Как по рядам терригенных осадочных фаций можно определить степень крутизны материковой отмели?
11. Расскажите об основных особенностях строения рифогенных построек. Как по их строению можно определить направление расположения древнего берега?
12. Когда и на основании

каких исследований появилась "новая глобальная тектоника"? 13. Перечислите основные фактические данные результатов океанологических исследований, на основании которых разработана тектоника литосферных плит. 14. Что представляют из себя зоны спрединга и субдукции, конструкции и деструкции земной коры? 15. Как изменяется возраст покровных базальтов океанов и базальных осадков между срединными хребтами и континентальными глыбами? 16. Каким образом сказываются особенности климатических зон на мобилизации, переносе и составе материала океанических осадков? 17. Расскажите о составе и особенностях осадков различных климатических и геоморфологических зон в современных океанических бассейнах. 18. Что такое "динамическая палеогеография"? 19. Какие виды гидродинамических морских процессов Вы знаете? 20. Расскажите о гидродинамических процессах и явлениях в глубоководных зонах акваториев и связанных с ними осадков. 21. Какие особенности осадочных горных пород позволяют судить о характере морской гидродинамики? 22. Как при помощи нерастворимого остатка в карбонатных породах можно судить о направлении палеотечений? 23. Какие основные газы входят в состав морской гидросферы? 24. Что такое парциальное давление газа? 25. Назовите источники основных газов морской гидросферы. 26. Какие особенности осадков позволяют судить об их накоплении в обстановке сероводородного заражения? 27. С какими эпохами развития Земли связаны повышенные и пониженные содержания CO_2 в морской гидросфере? 28. Чем определяется соленость морской воды? В каких единицах она выражается? 29. Какие морские воды являются более пресными — более древние или более молодые, и почему? Как влияет на соленость бассейнов образование ледовых полей? 30. Назовите источники поступления солей в морские бассейны. 31. Как сказывается изменение солености на характере биоценозов? 32. Чем регулируется тепловой баланс морских бассейнов? 33. Какие палеоклиматы Земли Вы знаете? Назовите их основные характеристики. 34. Какие особенности осадков свидетельствуют об их накоплении в зонах гумидного, аридного и ледового литогенеза? 35. Какие методы определения палеотемператур бассейнов Вы знаете?

III. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕООБСТАНОВОК

Континентальные обстановки отличаются от морских значительно большей пестротой. Поэтому набор соответствующих фаций очень разнообразен (Попов и соавт., 1988). В то же время отложения этих фаций значительно реже, чем морские, сохраняются в ископаемом состоянии. Поэтому реконструкция палеообстановок суши представляется достаточно сложной и трудоемкой задачей.

Наиболее характерными для континентов являются процессы седиментогенеза, в результате которых формируются *речные, озерные, ледниковые и эоловые осадки*, а также *образования кор выветривания*. Именно они являются наиболее типичными и чаще сохраняются в геологической летописи. Несмотря на разнообразие обстановок формирования каждого из названных типов осадков, они имеют и ряд общих черт, касающихся характера соотношений с соседними геологическими образованиями, формы, вещественного и гранулометрического состава, текстурных и других особенностей, которые и могут использоваться при диагностике соответствующих обстановок седиментогенеза. При таких реконструкциях с разной степенью достоверности возможно получение информации: 1) о составе пород областей разрыва — "питающих провинций"; 2) о характере рельефа суши; 3) о климатической обстановке осадкообразования; 4) о гидродинамических особенностях речных и озерных водоемов; 5) об атмосферных процессах.

1. Общая характеристика континентальных терригенных образований.

Физическое и химическое выветривание.

Питающие и терригенно-минералогические провинции

Терригенные образования континентальных областей и сопряженные с ними прибрежно-морские осадки являются основными документами, позволяющими судить о физико-географических обстановках древней суши. Их особенности являются

функцией многих составляющих — *состава материнских пород, климатических факторов, степени расчлененности рельефа, характера и длительности переноса обломочных частиц.*

Материал терригенных толщ представлен фрагментами различных минералов и пород. Среди минералов преобладают породообразующие — кварц, полевые шпаты и плагиоклаз, в меньшей степени пироксены и амфиболы, иногда слюда и оливин, а среди обломков пород — силициты, кислые эффузивы, граниты, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, реже — средние и основные эффузивы и интрузивные образования.

В зависимости от количественных содержаний в осадках и осадочных породах различаются *главные*, составляющие основной матрикс, *второстепенные* (первые проценты) и *акцессорные* (доли процента) минералы. Эти содержания определяются их первичными соотношениями в размывающихся материнских породах, а также обстановками их выветривания и расстояниями транспортировки до места захоронения.

Все минералы различаются степенью устойчивости к обстановкам и процессам разрушения и переотложения. Устойчивость определяется геохимической индивидуальностью и характером выветривания, зависящего от климата. В засушливых или ледовых обстановках разрушение материнских горных пород происходит только механическим путем, под влиянием колебаний температуры и истиранием при переносе в водной или воздушной среде, или при гравитационных перемещениях. При этом не происходит химического изменения вещества пород. Такой тип разрушения (выветривания) получил название *физического*.

В условиях достаточной увлажненности наряду с физическим активную роль играет и *химическое* выветривание. Пресная атмосферная влага растворяет и выносит многие легко растворимые соединения. Этому процессу способствуют органические кислоты и жизнедеятельность организмов.

Большинство неустойчивых породообразующих компонентов представлено темноцветными минералами, а также основными плагиоклазами, в меньшей степени калиевыми полевыми шпатами. В обстановках положительных температур и высокой влажности они сравнительно быстро разрушаются, превращаясь в глинистые минералы.

Терригенные образования, в составе которых много минералов и обломков пород, называются *полимиктовыми*; содер-

жащие два — три минерала, один из которых преобладает *олигомиктовыми*, а сложенные более чем на 90 % одним минералом (обычно кварцем) — *мономиктовыми*. Грубозернистые песчаники — продукты разрушения гранитов или гранитогайсов, состоящие из зерен кварца и полевого шпата, иногда с примесью слюды, получили название *аркозовых*, а сложенные преимущественно несортированными и плохоокатанными обломками основных пород — *граувакками*.

Размерность терригенных обломков варьирует от крупных валунов до глин. Их величина, степень сортировки и окатанности зависят от материнской породы, от расчлененности рельефа, дальности переноса от областей размыва. Последние принято называть *питающими провинциями*, а места захоронения продуктов разрушения — *терригенно-минералогическими провинциями* [2].

Терригенно-минералогические провинции могут быть простыми и сложными. Первые представлены осадочными комплексами, образовавшимися при разрушении и переносе материала одной питающей провинции, сложенной однообразными материнскими породами. Сложные терригенно-минералогические провинции формируются в местах накопления обломков, снесенных с разных площадей.

Выделяются *площадные, линейные, точечные и блуждающие питающие провинции*. Материал первых транспортируется в районы осадконакопления реками и их притоками, или же ледниками. Линейные провинции представлены морскими берегами, подвергающимися волновой и прибойной абразии, точечные — вулканическими аппаратами, поставляющими эндогенное вещество, разносящееся затем водными или воздушными потоками. Блуждающие питающие провинции представлены айсбергами, также разносящими обломочный материал от мест его первоначального накопления. В континентальных ландшафтах преобладающую роль играют площадные питающие провинции, поставляющие основную массу обломочного материала.

2. Определение состава и положения питающих провинций

Одной из задач палеогеографических реконструкций, имеющих и прикладное значение, является определение положения и состава пород питающих провинций. Для решения этих вопросов производятся специализированные минералогические исследования состава терригенных образований терригенно-минералогических провинций.

В современных отложениях такой анализ производится методом шлихования рыхлых аллювиальных осадков. Пробы весом 12–15 кг помещаются в специальную емкость — лоток для взмучивания осадка в воде. Движениями лотка достигается постоянное взмучивание материала пробы. При этом легкие минералы сносятся течением, а тяжелые оседают на дне лотка. Таким образом, достигается получение шлиха, состоящего из тяжелых и неотделившейся части легких минералов.

Для сцементированных осадочных пород та же процедура производится после дробления пробы до величины средней крупности обломочного материала. Затем полученные шлихи разделяются в тяжелой жидкости, бромформе (с удельной массой $2,62 \text{ г/см}^3$), на легкую и тяжелую фракции. Тяжелая фракция путем сепарации подразделяется на электромагнитную и магнитную составляющие, после чего все три полученные части шлиха взвешиваются и изучаются под биноклем специалистами-минералогами. При этом устанавливается минеральный состав и количественные соотношения минералов в шлихе, которые затем пересчитываются на объем первоначальной пробы. По выявленным минеральным ассоциациям определяется состав пород питающих провинций.

В настоящее время уже установлены определенные ассоциации минералов в осадочных породах, характерные для соответствующих типов размываемых пород (табл. 2).

При сносе материала из одной питающей провинции по приведенным в таблице ассоциациям легко устанавливается состав материнских пород. Смешанные ассоциации образуются при поступлении вещества из нескольких питающих провинций. В этих случаях определение всего комплекса размываемых образований представляется более трудной, но также разрешимой задачей.

Направление сноса обломочного материала и положение пи-

Таблица 2. Характерные минеральные ассоциации осадочных пород и пород областей размыва (по [2])

Ассоциация минералов осадка		Породы питающей провинции
Легкая фракция	Тяжелая фракция	
Кварц, полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз) и мусковит	Циркон, сфен и биотит	Граниты и гранодиориты
Обломки эффузивов и основные плагиоклазы	Пироксен и роговая обманка	Основные и средние эффузивы
Кварц с волнистым и мозаичным строением	Дистен, ставролит, силлиманит, гранат	Метаморфические
Обломки эффузивов, основные плагиоклазы и змеевики	Пироксен, шпинель и хромит	Ультраосновные
Преобладание кварца	Циркон, гранат, рутил и турмалин	Осадочные терригенные

тающих провинций в древних ландшафтах устанавливаются по ориентировке косослоистых серий и вытянутых галек (см. часть II, раздел 3). О примерных расстояниях от источника сноса можно судить по степени зрелости и окатанности обломочного материала. В гумидных обстановках по мере удаления от питающей провинции из состава осадочной породы постепенно удаляется все большее количество неустойчивых минералов, улучшается сортировка и окатанность материала, сокращается средний гранулометрический состав обломочных частиц. В засушливых условиях вариаций минерального состава практически не происходит. Местоположение питающей провинции уточняется по геологической карте в том случае, если область размыва полностью не эродирована.

В современных и древних обстановках седиментогенеза *шлиховой метод используется для поисков россыпных и коренных полезных ископаемых.*

В современных аллювиальных отложениях опробование производится снизу вверх по руслу реки с обязательным отбором проб в приустьевых частях боковых притоков. Если полезный компонент присутствует в составе шлиховой пробы из бокового притока и не имеется в пробе из соседнего русла, взятой выше по течению, дальнейшее опробование продолжается вверх

по данному притоку. При приближении к коренному источнику количество полезного компонента должно возрастать, вплоть до его ураганных содержаний.

Россыпные скопления в руслах могут наблюдаться непосредственно выше по течению от плотиков — выходов сохранившихся коренных пород, или намывных аккумулятивных образований — отмелей, кос и островков. Течение реки в этих местах резко теряет скорость и транспортирующую энергию. Поэтому тяжелые минералы в этих местах могут выпадать в осадок, образуя на дне заметные, иногда промышленные скопления.

В древнем аллювии аналогичные исследования производятся в косослоистых сериях разновозрастных отложений с последовательным отбором проб в направлении, противоположном наклону этих серий, или в сторону наклона длинных осей галек и пологих склонов знаков ряби.

3. Признаки современных и древних аллювиальных образований

Ключом к реконструкциям древних аллювиальных обстановок являются характеристики современных речных систем и их основной составляющей — аллювиальной долины.

Речной или временный поток может быть прямолинейным, меандрирующим или разветвленным (дендровидным). Равнинные реки обладают спокойным прямолинейным течением с растянутыми пологими излучинами. Горные потоки отличаются значительно меньшей шириной, высокими скоростями течений, изобилуют крутыми меандрами. Разветвленность русел характерна для нижних, устьевых и приустьевых частей.

Радиус кривизны меандр и ширина водного потока находятся во вполне определенной зависимости, отношение величин которых изменяется от 2 до 3, составляя в среднем 2,7 (по данным Леопольда и др., 1964). Это позволяет при определении одной из этих характеристик реконструировать параметры другой.

Аллювиальные осадки состоят из материала, накапливающегося в русле, на косах и поймах. Отложения русел и кос сложены песками и гравием, иногда галечником, а на поймах — алевритом и илом, которые могут включать скопления растительных осадков. Русловые отложения по массе обычно значительно превосходят пойменные. Этот же факт характерен и

для древних аллювиальных накоплений [16]. По данным этих же авторов обобщенный вертикальный разрез аллювиальных осадков представлен четырьмя фациями (снизу вверх): 1) базальные пески тальвега со слабо проявленной слоистостью; они могут содержать гравий, гальку и валуны; 2) косослоистые пески; 3) волнистослоистые пески; 4) горизонтальнослоистые тонкозернистые пойменные алевриты.

Конкретные разрезы аллювиальных образований чрезвычайно разнообразны и определяются рельефом местности, составом вмещающих пород, скоростью потока, его шириной и общей массой, климатом и тектоническим режимом территории.

Аллювий крупных рек, с одной стороны, и временных, эпизодических водотоков, с другой, отличается по составу, степени механической дифференциации осадков и по деталям строения, хотя и представляет разные варианты одного генетического типа. Наиболее типичным является аллювий относительно крупных постоянных рек [27].

В реках постоянно действуют два разнонаправленных процесса — аккумуляция и эрозия, но динамическое соотношение этих процессов в разных частях реки и во времени различно, и эта разница особенно сказывается при активных тектонических проявлениях. При поднятии территории преобладает эрозия, а при опускании — аккумуляция.

По данным Е. В. Шанцера наиболее общие закономерности строения аллювиальных отложений наблюдаются при *перстративной фазе* развития речной долины, когда достигается равновесное состояние, при котором не происходит ни врезания русла на глубину, ни прогрессирующего заполнения долины аллювием. При этом отмечается, что поскольку на значительных территориях земной поверхности в течение десятков и даже сотен тысячелетий движения земной коры и изменения климатической обстановки оказываются крайне незначительны, то "динамическое равновесие продольных профилей эрозионных долин может существовать достаточно долго, чтобы успел сформироваться хорошо развитый перстративный аллювий. Он в действительности слагает поверхности многих весьма обширных древнеаллювиальных террас и речных пойм" [27, с. 177].

Во время паводков перстративное равновесие временно нарушается, что сказывается на перемещении аллювия вниз по течению, где названные выше отложения всех четырех фаций отлагаются в разных частях долины. Песок и гравий, смываемые

при этом с подмываемого берега, переносятся вниз и большей частью отлагаются на следующей косе [16].

Паводковый характер подавляющего большинства рек отражается в полициклическом строении разрезов аллювиальных толщ, где отдельные циклы, мощностью 1–6 м, характеризуются резким нижним контактом и уменьшением размера зерен в направлении к кровле (по данным Меккеля, 1970).

Характерной чертой аллювиальных песчаных тел являются их неровные, извилистые края на границе с илами или алевритами пойменной равнины, причем степень изрезанности определяется кривизной меандра (рис. 14).



Рис. 14. Характерные черты строения речной долины (по [16]).

a — основное русло, б — прирусловой вал, в — коса, z — протока позади косы, д — старичное озеро, е — пойменное болото.

Многие отмеченные особенности аллювиальных осадков наблюдались автором в неогеновых образованиях речной палеодолины, вмещающей Лисаковское месторождение оолитовых железных руд в Северо-Западном Казахстане. Здесь отмечаются также латеральные и симметричные переходы отложений от грубозернистых разностей стрежневой части долины до тонких алевритоглинистых осадков пойм, где встречаются корневые остатки растений.

Суммируя сказанное, можно выделить следующие характерные особенности аллювиальных образований, по которым возможны реконструкции их древних аналогов:

1) врезанный, несогласный характер соотношений с более древними вмещающими образованиями;

2) вытянутая, лентовидная в плане форма выходов, несогласная с простираниями вмещающих пород; лентовидность может быть сплошной или прерывистой, прямоугольной или изогнутой; могут встречаться и дендровидные (ветвящиеся) формы; в разрезе они имеют вид выпуклой книзу линзы, иногда заметно уплощенной;

3) отдельные фациальные типы осадков имеют линзовидную форму с резкой нижней и извилистыми боковыми границами;

4) циклическое строение вертикального разреза с уменьшением крупности зерна вверх внутри каждого цикла;

5) симметричное расположение гранулометрических типов осадков относительно центральной, стрежневой части русла, сложенной наиболее грубозернистыми разностями; на прямых участках долины эта симметричность наблюдается в единичных пересечениях, а в районах меандрирования носит смещенный характер, где симметричное расположение гранулометрических типов осадков наблюдается у соседних меандр;

6) доминирующими текстурами в песчаных осадках являются косая слоистость диагонального типа (рис. 15) и различные типы ряби течений; обычно выше по разрезу расположены волнистослоистые, более мелкозернистые пески; косые слойки и крутые склоны валиков ряби ориентированы в направлении течения;

7) самые грубозернистые отложения нередко представлены галечниками и гравием; гальки имеют обычно округленные формы (прибрежно-морские гальки — уплощенной формы); при этом удлиненные гальки имеют наклон длинной оси навстречу течению;

8) редкость находок глауконита (за исключением отдельных абрадированных зерен) и слабое развитие минеральных цементов; в сравнении с одновозрастными морскими осадками имеют менее сортированный характер и значительно меньшую степень зрелости [16];

9) сравнительная редкость остатков фауны, представленных немногочисленными раковинами пресноводных организмов, чаще всего образующих скопления вблизи от дна русел; в мезозойских и более молодых отложениях могут присутствовать скопления остатков позвоночных животных; иногда присутствуют фрагменты растительных остатков, корешков и стволов дере-

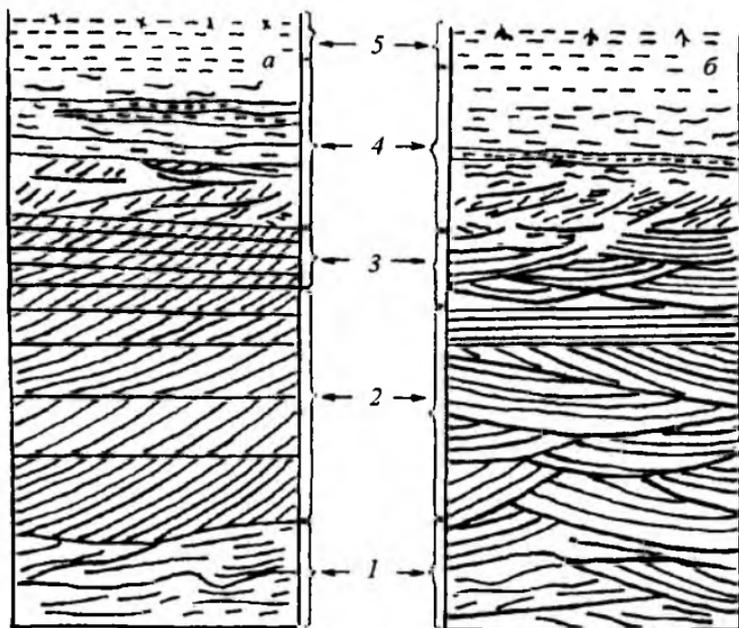


Рис. 15. Характер слоистости отложений аллювиального комплекса в сечениях, параллельном (а) и перпендикулярном (б) течению (по [28]).

1 — стрежневые фации, 2 — русловые, 3 — прирусловые отмели, 4 — поймы, 5 — почвы.

вьев, которые накапливаются вблизи от подошвы циклов отложений;

10) мощности осадков колеблются от первых метров до десятков метров; ширина их выходов, включая ширину меандрирования и покинутых русел, изменяется от десятков метров до десятков километров; отношение длины к ширине может достигнуть более 20:1; такие тела И. Рич (1923) называл шнуровидными.

В качестве дополнительного признака можно упомянуть также встречающуюся в природе ассоциацию аллювиальных осадков с пластами торфов и углей, которые накапливаются в болотных котловинах, располагающихся в пределах пойменной долины.

По размерности переносимого речным или временным потоком материала можно судить о скорости водного потока, который в свою очередь определяется крутизной рельефа. По дан-

ным В. И. Славина и Н. А. Ясаманова [24] наблюдается следующее соотношение скорости течения и размерности переносимого материала:

<i>Скорость реки, м/с</i>	<i>Размерность переносимого материала</i>
0,3	Тонкий песок
0,6	Крупный песок
1,0	Мелкий гравий
1,2	Гальки до 5 см в диаметре
2,0	Гальки до 10 см в диаметре
2,4	Гальки до 20 см в диаметре

4. Признаки современных и древних озерных и болотных обстановок осадконакопления

Озера играют весьма важную роль в природных процессах и являются существенным элементом многих современных и древних ландшафтных обстановок. В них происходят различные гидрологические, геохимические и седиментационные процессы, изучение которых в современных обстановках дает возможность реконструкций соответствующих аналогов в различные этапы геологической истории.

В геологическом временном измерении развитие озер протекает очень быстро. Уровень их вод непостоянен и быстро уменьшается благодаря речному стоку и заполнению озерных депрессий терригенными и хемогенными осадками. Лишь самые крупные озера могут существовать миллионы лет. В то же время, наряду с исчезновением одних озер постоянно возникают новые — в результате таяния ледников, в поймах и дельтах рек, при развитии карстовых процессов, в результате запруд, появляющихся при оползании и обвалах в горах, при регрессии морских бассейнов [14].

Большое влияние на развитие озер оказывает тектоника и климатические вариации, в связи с чем современные озера и их древние аналоги отличаются большим разнообразием. Исследователями-озероведами только на территории бывшего СССР выделено 5 классов и 24 типа озер, которые существовали и в геологическом прошлом.

Озерные отложения могут составлять десятки и сотни метров. Они часто переходят в отложения речного, гляциального,

пролювиального происхождения. Иногда озерные фации могут чередоваться в разрезах с другими континентальными, а также с морскими образованиями.

Характер озерных осадков во многом зависит от климатических условий. Во влажных климатических обстановках накапливаются преимущественно обломочные и глинистые осадки, обычно обогащенные органическим веществом. В засушливых районах наряду с глинисто-песчаными отложениями осаждаются высокомагнезиальные карбонаты, сульфаты, бораты и соли. В относительно глубоководных озерных обстановках могут накапливаться битуминозные сланцы, черные известковистые и доломитизированные глинистые сланцы и песчано-глинистые известняки.

Характерной особенностью озерных отложений является большая протяженность и выдержанность типов осадков с простираниями, согласными с ориентировкой береговой линии и образующими в плане замкнутый контур округлого, удлинено-овального или извилисто-удлиненного очертания. В разрезе совокупность осадков представляет собой выпуклую книзу линзовидную залежь.

Отложения, сформированные ниже уровня действия волн, нередко обладают тонкой горизонтальной слоистостью. В крупных водоемах такой тип слоистости преобладает. Часто встречается и циклическая слоистость, обусловленная частыми колебаниями уровня вод, которые очень чувствительны к любым тектоническим и климатическим вариациям. В зонах волнового воздействия, вызываемого ветрами и провоцирующего временные течения переменных направлений, образуются волнисто-слоистые и косослоистые текстуры. Последние характеризуются бимодальным и полимодальным характером. Отмечаются также и асимметричные знаки ряби, нередко разветвляющиеся в сторону побережий (бифуркация, см. рис. 5).

Распространение озерных образований ограничивается базальными и боковыми несогласиями, поскольку они формируются во врезанных в более древние отложения пониженных участках рельефа, как и аллювиальные долины. Свидетельством существования таких понижений и являются причленения слоев относительно молодых отложений к поверхности более древних [14].

Озерные отложения содержат и характерные формы пресноводных организмов. Здесь встречаются двустворчатые мол-

люски, гастроподы, остракоды, ракообразные, насекомые, губки и рыбы. При этом отмечается обедненность видового и родового составов при большом количестве особей. В озерах гумидных областей содержится много растительных остатков [24], что при высоком уровне грунтовых вод способствует превращению озер в болота.

В отложениях болот преобладает глинистый материал с пластами и пропластками угля. Очень характерна тонкая горизонтальная слоистость. Восстановительная обстановка, образующаяся в болотах из-за обилия неразложившейся органики, приводит к образованию аутигенных минералов — сидерита, пирита и вивианита.

В застойных водоемах, характерным представителем которых являются болота, иногда можно наблюдать характерные, так называемые "текстуры бугорков с ямками" [29], которые являются следами выделяющихся из илистого осадка пузырьков газа. По тонким пористым вертикальным канальчикам газ устремляется к поверхности осадка и, подобно расплавленной магме, либо приподнимает верхний слой осадка, образуя бугорок, либо вырывается на поверхность (извергаясь подобно вулкану), разрушая центральную часть бугорка, его макушку с образованием ямки (микрократера). Размеры таких бугорков обычно не превышают 1 см в диаметре при высоте в несколько миллиметров. Вышезалегающий осадок, накапливающийся позже, образует соответствующего размера ямку, являющуюся слепком с бугорка, с небольшим удлиненным "сосочком" посередине, который образуется при заполнении илистым осадком верхушки канальчика, по которому газ вырывался на поверхность (рис. 16).

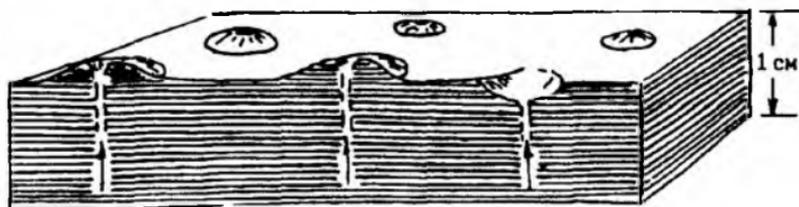


Рис. 16. Текстуры "бугорков с ямками" на поверхности глинистого осадка (по [20]).

Текстуры "бугорков с ямками" не являются свидетельством именно болотных водоемов. Они могут встречаться и на участках морских водоемов со спокойным гидродинамическим режимом и обогащенных органическим веществом.

Изучение осадков древних озер и болот позволяет получать важную информацию о континентальном седиментогенезе, о характере климата и тектонических движений. *В древних озерах формировались многие ценные полезные ископаемые, такие как нефть, уголь, горючие сланцы, некоторые типы железных руд, а также диатомиты и строительные материалы.*

5. Реконструкция ледниковых палеоландшафтов

В настоящее время ледниками покрыто около 10 % земной поверхности. Во время четвертичного оледенения эта цифра достигала 30 % [13].

В течение геологической истории ледниковые ландшафты возникали неоднократно и начались со времени проявления климатической дифференциации уже в конце архея. Основные районы их развития — высокие широты: полярные, приполярные и реже умеренные. В истории Земли отмечается пять основных эпох крупных оледенений — ранне- и позднепротерозойская, ранне- и позднепалеозойская и позднекайнозойская.

Седиментационные процессы, обусловленные влиянием ледников, достаточно разнообразны, что связано с большим спектром обстановок переноса и отложения обломочного материала. Различают: 1) собственно ледниковые накопления; 2) флювиогляциальные наносы и 3) ледниково-морские образования.

Собственно ледниковая седиментация происходит при очень медленном перемещении транспортируемого льдом обломочного материала и производится, в основном, твердым телом, но обладающим способностью к внутреннему перемещению отдельных его частей с разной скоростью относительно друг друга. Такая особенность транспортировки сказывается на характеристиках большинства ледниковых отложений — преобладание несортированного материала, плохая его окатанность и низкая степень стратификации.

В составе ледниковых образований могут одновременно находиться и крупные глыбы и мельчайшие глинистые частицы. Подавляющее большинство обломков испытывает морозное дроб-

бление с образованием угловатых форм, но некоторые из них при трении друг о друга приобретают сглаженные контуры. На поверхности многих, особенно крупных обломков встречаются царапины, глубокие борозды и характерная параллельная штриховка ("бараньи лбы").

Грубообломочные несортированные ледниковые образования называются *моренами*, их древние аналоги, отличающиеся преобладанием мелкозернистого ($<0,06$ мм) материала — *тиллитами* (валунными глинами), а когда нет полной уверенности в принадлежности подобных древних отложений к ледниковым обстановкам осадконакопления — *тиллитоидами*.

Собственно ледниковая обстановка объединяет все площади, непосредственно контактирующие с ледовыми телами. В ней выделяются три зоны со своими специфическими признаками отложений: а) базальная, или подледниковая; б) поверхностная, или надледниковая и в) краевая, или предледниковая [13]. Базальная зона расположена в нижней части ледника на контакте с его ложем. В пределах этой зоны проявляются как аккумулятивные, так и эрозионные процессы. В том случае, когда в основании ледника отсутствует талый слой (так называемый холодный ледник с сухим контактом), донная морена и эрозионные процессы будут минимальными. В случае же подтаивания, когда на границе с ложем образуется тонкий слой воды, активно проявляются оба процесса, но в различных соотношениях на разных участках. Это определяется различными причинами — объемами талых вод, рельефом, составом и структурой субстрата.

Подледниковые морены отличаются определенной сортировкой и некоторой окатанностью, массивным сложением. В их составе присутствуют обломки со штриховкой поверхностей в количестве от 1–2 до 30 %. Длинные оси обломков часто ориентированы параллельно направлению движения ледника. Мощности подледниковых образований достаточно переменчивы и, в целом, колеблются от нескольких метров, увеличиваясь от области питания вниз до десятков метров и вновь сокращаясь к краю ледника. По форме они могут образовывать покровы, "языки" и клинья.

Среди несортированного грубообломочного материала здесь встречаются линзы или прерывистые прослои стратифицированных сортированных осадков полосчатого или пятнистого облика. Они имеют шнуркообразные формы и заполняют укруп-

эрозионные промоины, образованные подледниковыми тальми водами. Эти осадки сложены горизонтально- и косослоистыми песчаниками или конгломератами с прослоями аргиллитов. В нижних частях базальных ледниковых отложений среди массивных морен встречается полосчатая слоистость в сочетании с эрозионными контактами и деформационными текстурами в перекрывающих пластах. Эти контакты и деформации вызваны сингенетическими ледниковыми сдвигами.

Надледниковая зона включает верхнюю поверхность ледника, наиболее подверженную влиянию сезонных колебаний температуры. Отложения этой зоны накапливаются при таянии льда по бокам и, преимущественно, в краевой нижней части ледника (боковые и конечные морены). Они представлены крупнообломочными, в основном угловатыми несортированными обломочными образованиями, которые в дальнейшем могут перерабатываться тальми водами.

В зависимости от широты, на которой протекают ледниковые процессы, соотношение талых вод и количеств моренных накоплений различно. В полярных областях отложения талых вод, перекрывающих основную морену и частично замещающую ее вниз по склону, очень маломощны, в субполярных, и тем более в умеренных широтах существенно возрастают.

Надледниковые отложения, переработанные тальми водами, в различной степени сортированы и стратифицированы. Имеются все переходы между вязкими, бедными водой и очень жидкими, с незначительной долей обломков, потоками, что сказывается на постепенном увеличении сортировки и окатанности материала, а также углов наклона косослоистых прослоев. Соответственно уменьшаются мощности накапливающихся пластов и средний размер зерен, увеличивается количество ориентированных структур и степень русловой эрозии.

Отложения надледниковых конечных морен и материала их переотложения тальми водами являются переходными между базальными моренами и флювиогляциальными зандровыми отложениями.

Предледниковая зона расположена за конечным краем ледника, но находится под его непосредственным влиянием. Эта часть может располагаться на суше, где накапливается характерный комплекс флювиогляциальных отложений, а также в субквальных озерных или морских обстановках. Предледниковые флювиогляциальные зандровые отложения представлены

конгломератами и песчаниками с различной степенью сортировки и с одинаково выраженной слоистостью. Они имеют локальное или региональное распространение.

Маломощные (первые метры) локальные скопления составляют несколько километров в поперечнике, а региональные — большие площади отложений сливающихся конусов выноса. Эти последние достигают мощности в десятки метров, в ширину — десятки километров при длине в сотни километров. Вниз по течению талых вод общий размер зерен этих отложений уменьшается, степень сортировки и окатанности возрастает, горизонтально-слоистые конгломераты замещаются косослоистыми песчаниками и далее алеврито-глинистыми осадками.

С удалением от края ледника флювиогляциальные зандровые отложения все больше становятся похожими на обычные аллювиальные образования и отличаются лишь тем, что в направлении, противоположном наклону косои слоистости, переходят в ледниковые формирования.

Субаквальные озерные и морские ледниковые отложения представлены тонкослоистыми осадками и обломочным материалом спорадического характера в местах протаивания льдин или ледовых полей в какой-либо части акватории. Тонкослоистые отложения представлены преимущественно ленточными глинами, связанными с сезонным поступлением осадков.

Ледник, спускающийся в морской бассейн, дает начало морским моренам (акваморенам) и айсберговым накоплениям того же типа, что и при ледовом разносе в озерах. Эти осадки отличаются хорошей сортировкой и слоистостью, обусловленными волновой переработкой, и нередко содержат остатки морских организмов. Они трудно отличимы от обычных прибрежно-морских отложений.

Сложная картина перемежаемости в вертикальном разрезе и на площади будет наблюдаться при неоднократных процессах отступления (с таянием) и наступания ледника. Комбинации формирующихся при этом отложений могут быть чрезвычайно разнообразными. Основной же их особенностью будет чередование очень грубых, несортированных и плохоокатанных обломков с характерной штриховкой (морен), образующих неправильной формы массивные накопления, и линз, прослоев или пачек стратифицированных слоистых и косослоистых осадков.

В ископаемом состоянии рыхлые стратифицированные осадки ледниковых и флювиогляциальных отложений, как и бол.

шинство континентальных образований, сохраняются редко и лишь в близкие к нам геологические эпохи. В то же время следы древних оледенений в лице тиллитов встречаются сравнительно часто и отмечаются в различных частях земной поверхности среди отложений разного геологического возраста, начиная с низов протерозоя.

6. Эоловые обстановки осадконакопления

Воздушные течения переносят огромные массы терригенного материала, особенно в пустынных ландшафтах, разнося алевритовые и глинистые частицы на огромные расстояния от их материнских источников, поставляя материал для пелагических осадков океана.

Все обломочные частицы, приносящиеся ветром в морские и океанические бассейны, в дальнейшем подчиняются закономерностям седиментогенеза этих бассейнов и теряют черты эолового происхождения. В континентальных же обстановках, преимущественно в степных и пустынных ландшафтах, они образуют характерные аккумулятивные формы рельефа, сохраняют следы эолового переноса и накопления, выражающиеся в специфических особенностях гранулометрического состава, формы зерен, характера их поверхностей, а также в текстурных признаках. Поэтому изучение всех этих составляющих в современных обстановках позволяет выявлять те особенности эолового происхождения, которые могут быть использованы при идентификации их древних аналогов.

Эоловые аккумулятивные формы пустынных ландшафтов получили название *барханы*. Они могут образовывать барханные гряды и цепи.

Термин "барханы" употребляется в качестве общего названия всех оголенных песков пустынь, а также в более узком понимании, относящемся к серповидным в плане скоплениям песков высотой до 150 м. Наветренный (выпуклый) склон барханов пологий (5–14°), а подветренный (вогнутый) — крутой (до 30°), переходящий в заостренные "рога". Барханы — подвижные формы и могут перемещаться со скоростью до нескольких сотен метров в год.

Барханные гряды представляют собой незакрепленные растительностью, ориентированные в направлении господствующей

щих ветров песчаные скопления высотой до 400 м. Для них характерны колебательно-поступательные движения вдоль простирания гряд. Барханные цепи — система бархан, ориентированная перпендикулярно к ветру, состоящая из соединившихся асимметричных аккумулятивных форм.

Эоловые аккумуляции, образующиеся на берегах морей, озер и рек, в отечественной литературе называются *дюнами*. Они имеют параболическую форму, "рога" которой обращены против ветра. Наветренный (вогнутый) склон дюн — длинный и пологий, а подветренный — выпуклый и крутой. Высота дюн колеблется от нескольких метров до 100 м. Скорость их перемещений достигает нескольких метров в год.

Все эоловые аккумулятивные формы сложены песчаными частицами, которые переносятся ветром волочением или сальтацией. Высота "прыжков" песчаных частиц в воздухе в 800 раз превышает аналогичный процесс в водной среде [16]. Из-за меньшей плотности воздуха (в сравнении с водой) кинетическая энергия эоловых частиц в 430 раз выше, чем и объясняется их более сильная абразия. По данным Ф. Кюнена (1960) потеря массы песка при эоловом переносе происходит в 100–1000 раз быстрее, чем при переносе водой. Этим объясняется и высокая обычно степень окатанности эоловых зерен и матовая поверхность слагающих их кварцевых частиц. Последняя является следствием обильных микротрещинок в зернах, которые образуются при их соударении в воздушном потоке.

Основная масса барханных песков состоит из идеально окатанных зерен кварца размером 0,15–0,25 мм, в понижениях между барханами 0,05–0,15 мм и 0,5–2,0 мм [24]. Гравийно-галечный и пелитовый материал здесь отсутствует. Первый не может переноситься обычными ветровыми течениями, а второй выдувается и выносится в соседние ландшафтные зоны. Наряду с окатанными зернами встречаются и остроугольные оскольчатые формы, возникающие при раскалывании от столкновений более крупных частиц.

Как и в морской среде, в эоловых песках формируются специфические текстуры — знаки ряби и косая слоистость (рис. 17). Ветровая рябь характеризуется асимметричными прямолинейными гребнями с индексом (отношение расстояния между гребнями к их высоте) 30–70 в тонких, хорошо отсортированных песках, и 10–15 в более грубых и хуже сортированных разностях. Самые грубые зерна здесь концентрируются на вершин-

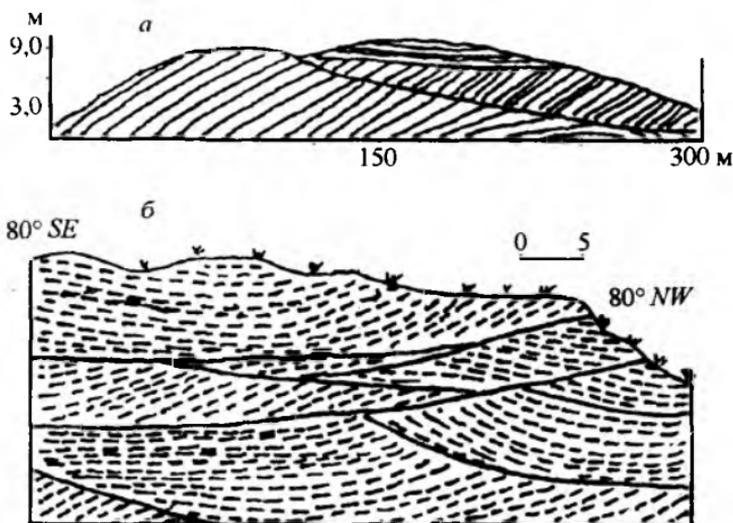


Рис. 17. Примеры эоловой косой слоистости.
 а — слоистость современной дюны; б — слоистость триасовых эоловых песчаников (по [20]).

как гребней (в подводной ряби такие зерна скапливаются в бороздках). Эоловая косая слоистость имеет крутые наклоны слоев (30° и более) и разброс их ориентировок при преобладании бимодальных направлений в результате сезонного изменения направления ветров.

Достоверные древние аналоги эоловых ландшафтов достаточно редки, поскольку в значительной степени разрушаются как континентальной эрозией, так и последующими морскими трансгрессиями, с переработкой эоловых накоплений в прибрежно-морские осадки. Чаще сохраняются в ископаемом состоянии следы корразии — подточенные песчаными ветровыми потоками скалы, и особенно следы эрозионных ячеек на крутых поверхностях более древних пород. Критериями же выделения древних эоловых образований могут служить следующие признаки: 1) ассоциация с эвалоритовыми образованиями; 2) вероятное несогласие выше, ниже или на простираии этих песчаных отложений; 3) отсутствие широко распространенных маркирующих горизонтов; 4) преобладание косослоистых песчаников; 5) хорошая сортировка, обусловленная удалением глинистого и

алевритового материала, в силу чего цемент химического типа преобладает над обломочным; 6) малое количество слюдястых минералов; 7) матовая поверхность зерен кварца; 8) отсутствие морских беспозвоночных и залежей угля.

По аккумулятивным эоловым формам, косой слоистости и знакам ряби возможно установление направлений ветров в эпохи и в местах осадконакопления.

7. Современные и древние коры выветривания

Под понятием *коры выветривания* понимаются геологические тела, сложенные элювием, т.е. продуктами глубокого физического и химического преобразования горных пород, оставшихся на месте своего возникновения [12]. По типу литогенеза [25, 26] коры выветривания могут быть подразделены на *гумидные, аридные и ледовые*.

В пределах гумидных областей по климатическим вариациям различаются три зоны — *жаркая, умеренная и холодная*, и соответствующие им коры выветривания. В аридных обстановках выделяются *зоны пустынных и степных кор выветривания*.

В процессе формирования рассматриваемых образований первичные (материнские) породы испытывают влияние процессов физического и химического выветривания, а также "гипергенного метасоматоза". Соотношения и скорости протекания этих процессов в корях выветривания различных типов очень разнообразны и зависят не только от климатических факторов. Они определяются также характером рельефа и составом материнских пород. Совокупность всех этих факторов и определяет строение и мощность кор выветривания (так называемый *профиль выветривания*).

В зависимости от особенностей рельефа в жарком гумидном климате различаются коры выветривания горных районов, низменных и холмистых равнин, высоких и низких пенепленов. В умеренной зоне выделяются коры выветривания расчлененных плато и низменных равнин. В засушливых обстановках при резкой недостаточности влаги почти не происходит миграции вещества, характер кор определяется, в основном, составом субстрата. Поэтому существуют определенные различия кор выветривания на выступах кристаллических пород и на осадочном покрове.

Породы осадочного покрова также отражают свою специфику на характере формирующихся по ним элювиальных образований — различаются коры выветривания по гипсовым, известняковым, кремнистым и соляным породам.

В настоящее время наиболее полно изучены и описаны в отечественной литературе коры выветривания жарких гумидных климатов [12, 22, 23 и др.] с так называемым *латеритным профилем выветривания*, формирование которого обусловлено выносом легко растворимых щелочей и щелочных земель и менее подвижного кремнезема при относительном обогащении трудно растворимыми окислами железа и алюминия.

Латеритный профиль характеризуется четким зональным строением по вертикали. В наиболее полном его вертикальном варианте выделяются следующие зоны (снизу вверх): 1) зона выщелачивания и частичного гидролиза с горизонтами гидрослюдистым, гидрослюдисто-гидрохлоритовым и монтмориллонитовым; 2) зона конечного выщелачивания и гидролиза с горизонтами каолинитовым, каолинито-гипбситовым и железисто-каолинитовым; 3) зона конечного гидролиза с железисто-гипбситовым и гипбситовым горизонтами; 4) зона ожелезнения с горизонтами гипбсит-железистым и железистым (этот горизонт и продукты его разрушения и переотложения иногда называются кирасой) [23].

Мощности отдельных зон зависят от геологического положения местности, конкретной формы рельефа, микроклимата, уровня грунтовых вод и состава материнских пород. Общие мощности профилей латеритного выветривания составляют в среднем 25–30 м, нередко достигая 40–50 м и более.

Различия в составе материнских пород отражаются лишь на особенностях нижних зон латеритных профилей, и по мере интенсификации процессов выщелачивания и гидролиза (вверх по профилю) эти особенности, за редким исключением, нивелируются, состав соответствующих зон кор выветривания осредняется.

Интенсивность процессов выщелачивания и гидратации в обстановках умеренного влажного климата значительно слабее, что сказывается на сравнительно малых мощностях профилей выветривания, в отсутствии здесь гидроокислов алюминия и большей степени зависимости состава коры выветривания от пород субстрата. Примером профиля такой коры выветривания может служить сводный разрез по обрывам р. Шуфана в

Южном Приморье [12], где сверху вниз фиксируются следующие зоны: 1) железисто-гидрослюдисто-каолининовая — 1,8 м; 2) железисто-каолининовая — 7,2 м; 3) нонтронитовая — 1,0 м; 4) материнские породы — базальты.

Общая мощность разреза — 10 м.

В аридных обстановках выщелачивание и гидролиз проявляются крайне слабо. Основными корообразующими процессами являются здесь физическое дробление пород и привнос — вынос хлоридов, карбонатов, сульфатов, редко — некоторых гидроокислов. При этом характерно, что процессы аккумуляции вещества в аридных зонах обычно преобладают над выносом, отчего объемный вес элювиальных образований здесь превышает аналогичный показатель материнских пород.

Особенности выветривания в аридных зонах, особенно в пустынях, в значительной степени определяются составом, и особенно, степенью пористости пород субстрата. При выветривании плотных кристаллических пород из них могут выноситься закисное железо, магний и натрий. Для этих пород характерна ячеистая поверхность и "пустынный загар". В корах выветривания пористых осадочных пород преобладают процессы засоления элювия. При этом подток солей в верхние горизонты осуществляется из минерализованных грунтовых растворов, путем эолового переноса распыленной морской воды, вулканической или соляной пыли наземного происхождения, а также в результате частичного выщелачивания коренных пород. Мощности кор выветривания аридных областей не превышают обычно первых метров [12].

Коры выветривания ледового типа литогенеза изучены еще очень плохо. Процессы выветривания, происходящие здесь, во многом сходны с аналогичными процессами в пустынных областях, но выражены слабее. Установлено, что на поверхностях элювиальных обломков здесь образуются пленки окислов железа и марганца (из групп гетита и псиломелана), а также мучнистые налеты кальцита или воднорастворимых солей (по данным Глазвской, 1958).

Ископаемые коры выветривания встречаются нечасто и преимущественно в мел-палеогеновых и более молодых геологических эпохах.

В тесной связи с процессами древнего корообразования находится и вопрос о палеопочвах как об одном из характерных компонентов ландшафтов и важнейшего их индикатора. Дрес

шие почвы, как и коры выветривания, также редко сохраняются в ископаемом состоянии и также преимущественно среди молодых отложений гумидных зон. Они могут встречаться в озерно-болотных и речных ландшафтах, чаще всего среди образований угленосных бассейнов. Именно в эпохи угленакопления палеопочвы являлись тем субстратом, на котором развивалась растительность, дававшая при отмирании исходный материал для образования торфов и углей.

По данным М. Ф. Веклича и соавт. [15] толщи углистых пород и бурых углей Днепропетровского бассейна, которые произошли из среднеэоценовых торфяников, сами являлись мощными многоярусными гидроморфными погребенными почвами. В древних речных долинах болотные ландшафты были не только участками накопления значительных отмерших масс растительности, но и местом произрастания обильной флоры, в том числе и древесной. Гумифицированные растительные остатки служили почвой для новых поколений растений.

Древние почвы лучше всего диагностируются по углефицированным остаткам древней растительности, захороненной в прижизненном положении — стволов деревьев, пней и особенно корневой системы. Характерной особенностью последней, или же ее следов, являются многочисленные изгибающиеся разветвления, ориентированные вниз по напластованию. Они могут быть либо углефицированы, либо замещены минеральным (обычно кальцитовым или железистым) веществом. В последнем случае они несколько напоминают ходы илоедов. Подобные ожелезненные и частично углефицированные образования наблюдались нами в Лисаковской неогеновой палеодолине реки, стекающей с Палеоурала (северо-западный Казахстан), в которой было сформировано железорудное месторождение аллювиального генезиса. Размер таких корневых остатков составлял по вертикали 2–4 см при толщине ветвящихся книзу корневых остатков в 1–2 мм.

Вопросы

1. Перечислите континентальные обстановки осадконакопления. 2. Назовите основные породообразующие минералы, расположите их в ряд по степени относительной устойчивости. 3. Что такое акцессорные минералы? Какие из них Вы знаете? 4. Каким видам выветривания подвергаются горные породы? 5. Осветите понятие "зрелости" осадочной породы. 6. Что такое "питающая провинция"? Какие разновидности пи-

тающих провинций Вы знаете? 7. Что представляет собой терригенно-минералогическая провинция? 8. Расскажите о методике шликерного опробования рыхлых и цементированных осадков. Для каких целей оно производится? 9. Как по минеральному составу терригенных отложений можно определить состав питающих провинций? 10. Каким образом определяется местоположение питающей провинции? 11. Какие разновидности фаций аллювиальных отложений Вы знаете? 12. Как соотносятся процессы эрозии и аккумуляции на различных участках долины реки и как эти соотношения зависят от тектонического режима? 13. Перечислите основные различия горных и равнинных рек. 14. Что такое перстративная фаза развития речной долины? 15. Чем объясняется циклический характер вертикального разреза древних аллювиальных отложений? 16. Перечислите основные признаки древних аллювиальных отложений. 17. Нарисуйте пример косой слоистости аллювиального типа. О чем свидетельствует величина угла наклона косых серий осадков? 18. По каким признакам осадочных отложений можно судить об их накоплении в озерном бассейне? 19. С какими фациальными типами осадков могут ассоциировать озерные отложения? 20. Какие особенности осадочных пород свидетельствуют об их накоплении в условиях заболачивания? 21. Как называются грубообломочные ледниковые отложения и их древние аналоги? Как Вы представляете себе механизм их образования? 22. Назовите основные характерные особенности ледниковых образований. 23. Какие Вы знаете основные эпохи оледенения на Земном шаре? 24. Могут ли в процессе ледового седиментогенеза накапливаться стратифицированные слоистые осадки? 25. Что такое флювиогляциальные отложения? Как Вы представляете себе формирование ленточных глин? 26. По каким признакам отложений можно судить о многократном наступлении и отступлении ледника? 27. Дайте характеристику основным морфологическим формам эоловых ландшафтов. 28. Какие основные особенности эоловых осадков Вы знаете? 29. По каким особенностям эоловых образований можно судить о направлении ветров? 30. Что такое "кора выветривания"? 31. Дайте характеристику строения полного латеритного профиля выветривания. 32. На особенностях каких зон латеритного профиля сказывается первичный состав пород субстрата? 33. Чем отличается профиль выветривания умеренных влажных зон от латеритного профиля? 34. Каковы особенности кор выветривания аридных областей? 35. Как проявляются процессы выветривания в полярных обстановках?

IV. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ПЕРЕХОДНОГО (КОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКОГО) ТИПА

Реки, впадающие в водоемы, заканчиваются дельтами или эстуариями, которые характеризуются проявлениями в их пределах как аллювиальных, так и прибрежно-морских процессов. Как и все смешанные категории, рассматриваемые обстановки отличаются значительно большим разнообразием, чем отдельно взятые, сами по себе достаточно многообразные процессы формирования аллювиальных и прибрежно-морских осадков. Их индивидуальные особенности проявляются через различные сочетания тектонических и климатических обстановок, рельефа суши и морского дна, состава пород питающих провинций, характера связи речных и океанических бассейнов, особенностей и направлений прибрежно-морских течений, солености и газового режима водоемов, органических сообществ.

Общим для всех форм проявления этих процессов являются: 1) сочетание аккумулятивных и эрозионных процессов, но в различных их соотношениях 2) сочетание континентальных и морских признаков накапливающихся отложений. Поэтому предполагать наличие переходных обстановок осадконакопления можно во всех случаях, когда исследователь имеет возможность наблюдать достаточно представительную по мощности толщу терригенных пород, залегающую в разрезе между заведомо морскими и континентальными образованиями (Крашенинников, 1963).

1. Реконструкция палеodelьт

В составе дельт выделяются аллювиальные осадки низовьев рек, собственно дельтовые осадки, а также морские накопления в той части, где на них непосредственно оказывает влияние речной поток и выносимый им обломочный материал.

Можно считать, что речные отложения переходят в дельтовые там, где единая долина реки расширяется и постепенно исчезает, а русло речного потока приобретает дендровидные

очертания, дробясь и разветвляясь на серию протоков, рассекающих приморскую равнину.

В современных дельтах выделяются пять зон, различающихся гидродинамическим режимом и характером осадконакопления [24]: 1) нижняя часть речной долины, 2) надводная (субаэральная) дельта, 3) предустьевое взморье (авандельта), 4) наклонная зона и 5) глубоководное взморье.

В зоне 1 условия близки к обычным аллювиальным обстановкам, и здесь формируются русловые, пойменные, старичные и болотные фации. Однако в этой зоне уже сказывается замедление скорости потока, что вызывает усиление осадконакопления. Это приводит к быстрому заполнению ветвящихся старых протоков и появлению новых водотоков.

Субаэральная часть (зона 2) состоит из множества низких островов и разделяющих их протоков, а также старичных озер и болот. Здесь уже явно проявляется влияние конечного водоема. Оно особенно заметно во время приливов и при сильных нагонных ветрах, когда подъем воды может сказываться на десятки и даже первые сотни километров от устья. В осадках этой зоны появляются морские элементы, занесенные с солеными водами организмы и минералы. Приливы и нагонные волны вызывают также накопление более мелкозернистого материала и появление специфической косой слоистости, представляющей собой сочетание руслового и прибрежно-морского типов. Однако в зоне 2 все же преобладают аллювиальные, старичные и болотно-старичные фации. Протоки, рассекающие эту зону, заполняются еще быстрее, чем в зоне 1. Поэтому они здесь очень неустойчивы во времени и пространстве.

В приустьевой части дельты (зона 3) сила течения также резко падает и осадочный материал не только заполняет протоки, но и образует отмели и косы по бокам русел. Отложения последних могут размываться вдольбереговыми течениями и разноситься вдоль побережья, формируя береговые косы. Такие аккумулятивные образования нередко отделяют от открытого моря мелкие заливы со спокойной гидродинамикой, где накапливаются тонкозернистые тонкослоистые осадки смешанного аллювиального и прибрежно-морского происхождения.

У внешнего края субаэральной дельты сгружается основная масса обломочного материала, на котором отчетливо сказывается и влияние морского бассейна. Тонкий материал выносятся отсюда волнением и береговыми течениями в удаленные от

дельты участка водоема. Слоистость здесь смешанного, потокового и прибрежно-морского типов. В отложениях описываемой зоны наблюдаются обильные растительные остатки и смешанный комплекс морских и солоноватоводных, или эвригалинных, организмов.

В зоне 4 заметно увеличивается соленость и соответственно возрастает количество морской фауны. Наряду с этим наблюдается много растительных остатков. Интенсивность осадения аллювия резко сокращается, но и здесь формируются бары, косы и отмели, сложенные различными по крупности песками и алевритами с тонкой горизонтальной слоистостью. Здесь же нередки донные течения, размывающие и перемещающие накопившиеся осадки. С течениями связаны и косослоистые текстуры (рис. 18).

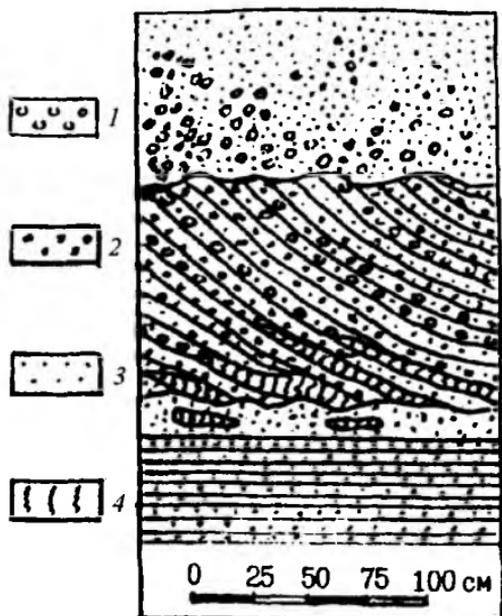


Рис. 18. Дельтовая косая слоистость (по данным Жемчужникова, 1940).

1 — галька, 2 — гравий, 3 — песок, 4 — алевропелиты.

Глубоководная часть дельты (зона 5) испытывает влияние аллювиального осадконакопления только во время паводков. Здесь накапливаются осадки, содержащие типичные морские организмы, но могут присутствовать также обломки древесины и тонкий растительный детрит.

Сопоставление осадков 4-й и 5-й зон в различных современных дельтах показывает, что их распределение по гранулометрическим типам может быть нормальным и аномальным. Так, в дельте Миссисипи наблюдается нормальное, постепенное уменьшение зернистости осадков вплоть до тонких илов от авандельты до глубоководной зоны. В дельте же Волги такая закономерность нарушается, и ближе к берегу накапливаются тонкие илы, сменяющиеся в глубину более грубозернистыми образованиями (по данным Крашенинникова, 1963).

Все перечисленные признаки могут быть использованы для диагностики ископаемых дельтовых комплексов. Для них же *характерна ассоциация с угленосными образованиями*, поскольку в гумидных условиях для большинства дельтовых обстановок свойственно интенсивное заболачивание. Здесь же возможны и россыпные концентрации тяжелых минералов.

В дельтах аридного климата наряду с терригенными породами могут накапливаться карбонаты, обогащающие в этих условиях речные воды.

2. Современные и древние эстуарии

Эстуарии представляют собой разновидность речного устья, где речная вода в значительной степени разбавляется морской. Они имеют расширяющуюся в сторону моря воронкообразную форму и образуются при трансгрессивном режиме бассейна, при совместном воздействии абразии берега и приливно-отливных течений. Синонимом эстуария является термин "губа" (Невская губа, Обская губа). Для образования эстуариев благоприятны узкие морские шельфы и достаточно высокий, расчлененный рельеф побережий. Эстуарии могут быть небольшими или достигать громадных размеров (типа эстуариев рек Конго, Амазонки).

Отличительным признаком эстуариев является внедрение в его пределы клина морской соленой воды, что приводит к появлению здесь обильной морской фауны, которая постепенно

сокращается вглубь континента [16], (рис. 19). Природа и строение литофаций в эстуариях обусловлены взаимодействием морских и аллювиальных процессов. Здесь выделяются три зоны: 1) внешняя, 2) центральная и 3) внутренняя (Dalrymple и др., 1992).



Рис.19. Схема продвижения клина соленых вод в эстуариях (по [16]).

Внешняя зона охватывает преимущественно морскую часть, где транспортировка донного осадка направлена к устью эстуария. В центральной низкоэнергетической зоне передвижение осадков осуществляется попеременно то в одну, то в другую сторону. Внутренняя зона характеризуется преобладанием речного режима, где осадки перемещаются в сторону моря. У разных эстуариев эти зоны развиты в неодинаковой степени и определяются объемами поступающих осадков. По этому признаку выделяются два типа образований: 1) с преобладанием влияния волновых процессов и 2) с активными проявлениями приливно-отливных движений.

В первом типе хорошо выражены отмеченные выше три зоны. Во внешней зоне накапливаются пески баровых, отмельных приливно-проточных и приливно-дельтовых отложений. Для центральной зоны характерны тонкозернистые, преимущественно илистые осадки. Состав отложений внутренней зоны определяется аллювиальным приносом материала. В этом типе представители морской фауны не выходят за границу центральной зоны. Этому препятствует речной поток пресных вод.

Во втором типе зональность значительно затуманена. Морские песчаники образуют здесь вытянутые вдоль берега бары

и широкие отмели, переходящие в направлении к устью реки в вытянутые русловые накопления смешанного аллювиального и морского происхождения. Ареалы распространения морской фауны значительно глубже проникают в область суши.

Особенности осадконакопления в эстуариях определяются соотношением сил речных и приливно-отливных движений. Из двух противоположных течений отливное, совпадающее с речным стоком, сильнее приливного. Поэтому углы падений связанной с этим движением косой слоистости более крутые, чем аналогичные текстуры, формирующиеся при приливных перемещениях воды. Приливные течения достигают скорости 50 см/с и более [16], что вполне достаточно для переноса песчаных частиц не только волочением или сальтацией, но и во взвешенном состоянии (рис. 20). Таким образом, приливно-отливные течения способствуют образованию бимодальной косой слоистости.

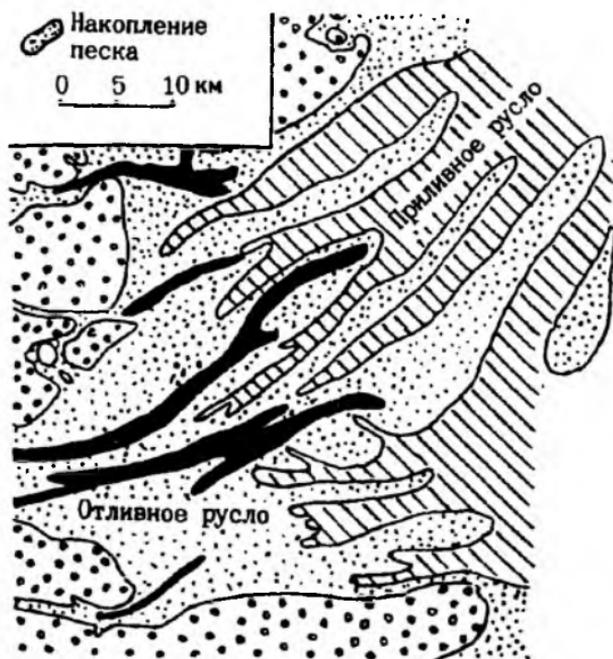


Рис. 20. Русла приливно-отливных потоков и песчаные мели внешней части эстуария Темзы, Англия (по [16]).

Кроме аккумулятивных наносов, переменные течения способствуют и размыву этих образований с накоплением новых отложений. Это определяет полициклическое строение осадков с резким несогласием между циклами. На этом контакте могут скапливаться обломки скелетов организмов и (или) гравий.

По сравнению с аллювиальными или дельтовыми процессами закономерности осадконакопления в эстуариях еще очень плохо изучены. Поэтому реконструкции обстановок последних носят чаще предполагаемый, чем реальный характер. Однако сам факт установления переходного типа образований имеет важное палеогеографическое значение.

3. Лагунные обстановки осадконакопления

Лагуны представляют собой прибрежные зоны бассейнов, отчлененные от открытого моря косами, барами или рифогенными постройками. Они характеризуются *аномальной*, повышенной или пониженной *соленостью* по сравнению с открытым морским бассейном.

Характер гидродинамики, физико-химической обстановки, осадков и органических сообществ определяется климатическими условиями и степенью связи с основным бассейном. Они могут соединяться с ним узким проливом, либо быть полностью изолированными, пополняясь солеными водами во время приливов, а пресными — за счет континентального стока. Соотношение этих процессов определяет особенности осадконакопления и фаунистических сообществ в лагунах.

Общим признаком опресненных и засолоненных лагун является угнетенный характер морской фауны. В этих случаях характерно развитие карликовых форм ограниченного количества видов, приспособившихся к аномальной солености, но представленных обильным количеством особей каждого вида.

Опресненные лагуны развиты в обстановках влажного климата, когда в них поступает много пресных вод постоянных и временных потоков. В этих случаях они тесно ассоциируют с дельтовыми осадками.

Поступление речных вод обуславливает обильный привнос обломочного материала, который в основном и отлагается на дне лагуны, образуя дельтовые и прибрежно-морские осадки.

Последние накапливаются в обстановках спокойной гидродинамики, с чем связана тонкая горизонтальная слоистость. Сюда же с суши сносится большая масса растительных остатков, что, наряду с обмелением лагуны, приводит к образованию торфяных болот.

По представлениям А. В. Пустовалова (1940), в опресненных лагунах происходит одна из самых первых стадий дифференциации вещества в морском бассейне, причем в отложениях резко преобладают продукты механической дифференциации.

В засолоненных лагунах, свойственных засушливым климатам, где происходит сильное испарение и нет притока пресных вод, осуществляются самые последние стадии осадочной дифференциации. Здесь осаждаются доломиты, сульфаты и соли, наиболее долго удерживающиеся в растворе. Обломочный материал, представленный преимущественно глинистыми частицами, имеет резко подчиненное значение. В таких осадках отсутствуют растительные остатки. Из текстур преобладают тонкослоистые с подчиненными линзовидно- и волнисто-слоистыми разностями. Встречаются также трещины усыхания и знаки ряби. В прилегающих участках побережий развиваются эоловые низменности с песчаными дюнами.

Вопросы

1. Какие обстановки осадконакопления можно считать переходными? Каковы их основные особенности? 2. Назовите 5 основных зон дельтовых обстановок осадконакопления. Дайте характеристику каждой из зон. 3. Каковы основные особенности отложений, накапливающихся в условиях современных и древних эстуариев? 4. Что такое лагуна? Отличается ли соленость в ней от нормальной морской? 5. Перечислите основные особенности осадков, отложившихся в лагунных условиях.

Результаты различных этапов палеогеографического анализа отражаются в разнообразных графических материалах — литолого-стратиграфических колонках, литолого-фациальных профилях, литолого-фациальных и литолого-палеогеографических картах и схемах. Детальность и степень нагрузки этих материалов зависят от целей, масштаба исследований и от имеющихся фактических данных, которые, в свою очередь, определяются площадью палеогеографических исследований, характером и степенью обнаженности, сложностью геологического строения и т.д.

1. Документация и построение литолого-стратиграфических колонок, разрезов и литолого-фациальных профилей

Литолого-стратиграфические разрезы и колонки составляются во время полевых исследований и корректируются в процессе камеральных доработок. Они составляются по отдельным естественным обнажениям, искусственным горным выработкам — шурфам и канавам, а также по керну буровых скважин, на основании их детальной послойной документации.

Описание разреза и его построение в виде литолого-стратиграфической колонки рекомендуется производить снизу вверх. Крупность выделения фрагментов разреза и масштаб его изображения зависят от общей мощности разреза, литологической и фациальной пестроты слагающих его отложений, степени их дислоцированности, количества и сохранности органических остатков, возможности детальности его расчленения и корреляции.

При описании разреза выделяются естественные слои или группы слоев, отличающиеся от соседних с ними вещественным или гранулометрическим составом, окраской, структурно-текстурными особенностями, количеством и составом неорга-

нических и органических включений. В практике исследований описываются обычно интервалы мощностью в десятки сантиметров (очень редко — первые сантиметры для особенно характерных, маркирующих прослоев) и первые метры. В том случае, когда интервал разреза представляет собой очень тонкое (доли сантиметра и первые сантиметры) переслаивание определенного набора пород, то соответствующий интервал описывается целиком, как "переслаивание таких-то и таких-то отложений (литологических типов)" с указанием их количественных соотношений в описываемом фрагменте. Если набор ритмично чередующихся литотипов пород сохраняется в большом интервале разреза, но в разных соотношениях, то можно разделить этот интервал на отдельные фрагменты, различающиеся такими соотношениями.

Опыт показывает, что детальность расчленения разреза зависит и от характера пород, слагающих его. Максимальная нестрога в переслаивании, возможность выделения и корреляции мелких фрагментов разреза (нано- и микроциклитов) наблюдается у терригенных формирований, накапливающихся обычно в сравнительно мелководных обстановках, где наиболее часто меняются фациальные обстановки осадконакопления. Карбонатные и кремнистые породы более устойчивы в своих фациальных признаках и более выдержаны по разрезу. Поэтому выделяемые среди них фрагменты могут составлять и первые десятки метров.

При сильно нарушенном залегании слоев в тектонически подвижных областях, где наблюдается интенсивная складчатость, в том числе лежащие и опрокинутые складки, составление нормального разреза и корреляция представляются очень трудной задачей. В этих случаях возможны выделения и корреляции только крупных фрагментов разреза, характеризующиеся сходными общими признаками состава, достигающими первых сотен метров. Произвести более детальное расчленение внутри таких крупных фрагментов часто не представляется возможным из-за высоких скоростей осадконакопления в подвижных областях, отчего общий фациальный фон осадков сохраняется в толще большой мощности.

Установить нормальную последовательность напластования в них также не всегда удастся из-за сильной нарушенности и дислоцированности этих отложений и их слабой фаунистической насыщенности.

После описания каждого конкретного разреза обнажения, горной выработки или скважины составляется его литолого-стратиграфическая колонка, на которой в условных обозначениях показывается вся возможная информация, полученная в результате изучения и описания исследованного объекта. Фрагмент варианта такой колонки изображен на рис. 21.

Условные обозначения, которые используются при заполнении граф колонки, должны охватывать все типы пород, встречающиеся в разрезах на исследуемой территории, а также их основные дополнительные особенности — цветовые характеристики, разновидности текстур, неорганические и органические включения.

Важной составной частью колонки является ступенчатая кривая породного и гранулометрического состава слагающих разрез осадков, наглядно отражающая вариацию отложений в нормальном вертикальном разрезе. Это позволяет четко устанавливать цикличность напластования разных порядков, намечать регрессивные и трансгрессивные части циклов, отражающие колебательные движения уровня морского бассейна, имеющие локальный или региональный характер. По этим циклам, их строению и мощностям легче производить детальную корреляцию фрагментов разрезов в пределах определенного возрастного уровня в сопряженных и более удаленных участках территории.

Один из вариантов условных обозначений для раннепермских угленосных отложений Печорского бассейна, составленный А. В. Македоновым и А. Д. Петровским (1989), представлен на рис. 22.

Следующим этапом работы является составление полного разреза того отрезка геологического времени, для которого реконструируются палеогеографические обстановки. Обычно такие реконструкции производятся для всех стратиграфических уровней, представленных на исследуемой территории комплексами отложений разного возраста. Поэтому для каждого региона в процессе специализированных литолого-стратиграфических работ составляются *опорные и региональные стратиграфические разрезы*. Эти работы должны предшествовать палеогеографическим исследованиям. Методике их составления посвящена обширная литература [18, 19 и др.].

Таким образом, палеогеограф, как правило, уже располагает стратиграфическими схемами района исследований, опорны-

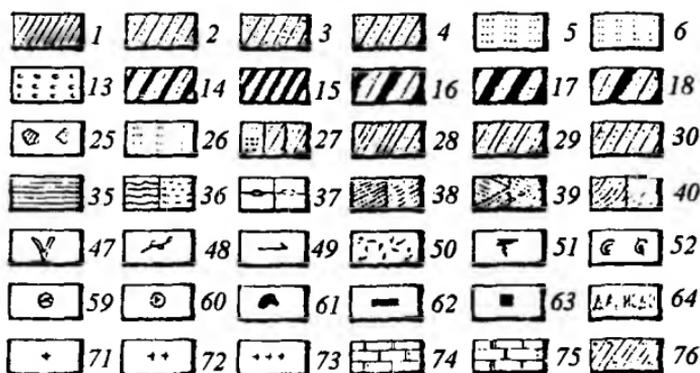
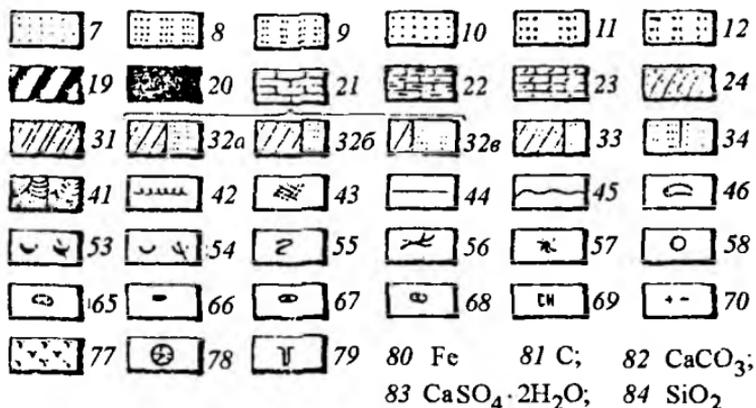


Рис. 22. Вариант условных обозначений для раннепермских угленосных

Литологические типы пород: 1—аргиллит, 2—аргиллит алевритистый, 3—алевролит мелкозернистый, 4—алевролит крупнозернистый, 5—песчаник мелкозернистый, 6—песчаник среднезернистый, 7—песчаник крупнозернистый, 8—гравелит мелкогравийный (1-2,5 мм), 9—гравелит среднегравийный (2,5-5,0 мм), 10—гравелит крупногравийный (5,0-10,0 мм), 11—конгломерат мелкогалечный (10-25 мм), 12—конгломерат среднегалечный (25-50 мм), 13—конгломерат крупногалечный (>50 мм), 14—аргиллит слабоуглистый, 15—аргиллит углистый, 16—алевролит мелкозернистый слабоуглистый, 17—алевролит мелкозернистый углистый, 18—алевролит крупнозернистый слабоуглистый, 19—алевролит крупнозернистый углистый, 20—уголь, 21—известняк, 22—известняк глинистый, 23—мергель, 24—сланец кремнисто-глинистый, 25—брекчии различных пород, 26, 27—плохо сортированные породы: 26—песчаник неравномернозернистый, 27—хлидолит (смешанная песчано-алевроито-аргиллитовая порода). *Типы переслаивания терригенных пород:* 28—аргиллит с прослоями мелкозернистого алевролита, 29—аргиллит и мелкозернистый алевролит, 30—алевролит мелко- и крупнозернистый, 31—аргиллит и мелко-, крупнозернистый алевролит, 32—алевролит крупнозернистый и песчаник мелкозернистый (а—1:1, б—2:1, в—1:2) 33—алевролит мелко-, крупнозернистый и песчаник мелкозернистый, 34—песчаник мелко- и среднезернистый. *Слоистость:* (а—четкая, б—нечеткая, прерывистая): 35—прямая горизонтальная, 36—горизонтально-волнистая,



отложений Печорского бассейна (по данным Македонова, Петровского).

37— линзовидно-волнистая, 38— косая однонаправленная, 39— косая разнонаправленная, 40— косоволнистая, 41— перекрестная косослоистая, 42— комковатая, 43— комковатая текстура почв. Типы контактов: 44— резкий отчетливый, ровный, 45— резкий неровный. Флора: 46— стволы деревьев, 47— ветки деревьев, 48— растительные остатки (листьев и стеблей), 49— растительный детрит, 50— растительный шлам, 51— корни растений или их следы. Фауна: 52— морская и ее обломки, 53— солоновато-водная и ее обломки, 54— пресноводная и ее обломки. Следы жизнедеятельности: 55— ходы илоедов мелкие, простые, 56— ходы илоедов ветвящиеся, 57— ходы илоедов сложные. Конкреции: 58— известковистые, 59— кремнисто-силикатные, 60— фосфатные, 61— марганцовистые, 62— сидеритовые, 63— пиритовые, 64— смешанного состава (например, ДА— доломито-анкеритовые, ИСДО— известково-сидерито-доломито-олигопитовые). Включения: 65— окатыши аргиллита, 66— окатыши угля, 67— галька кремнистых пород, 68— окатыши сидерита, 69— нефтепроявления. Степень известковистости пород (по реакции с холодной 10%-ной соляной кислотой): 70— слабо известковистые (точечное вскипание), 71— заметно известковистые (слабое площадное вскипание), 72— известковистые (сильное вскипание), 73— сильно известковистые (очень интенсивное вскипание). Дополнительные условные обозначения: 74— известняк доломитизированный, 75— доломит, 76— сланец, 77— кварцит, 78— фосфатно-кремнистая конкреция, 79— трещины усыхания, 80— окислы железа, 81— сидерит, 82— кальцит, 83— гипс, 84— кварц.

ми стратиграфическими разрезами и геологическими картами. Поэтому задача палеогеографа сводится, при изучении свойств пород в конкретных разрезах и их изменений на площади, к тому, чтобы не выйти за возрастные рамки исследуемого временного отрезка, что представляется иногда достаточно трудной задачей, если близкими свойствами обладают разновозрастные отложения. Именно поэтому необходимо знать точное положение каждого индивидуального обнажения в сводном стратиграфическом разрезе региона. Это и достигается разнообразными методами корреляции, о которых уже говорилось выше — см. часть I, раздел 1, всех изучаемых объектов с опорным разрезом и между собой.

Выделив стратиграфические уровни корреляции и проследив по ним особенности и закономерности изменения фациальных признаков отложений, следует отобразить эти данные на серии литолого-фациальных профилей. Масштаб изображения фактических данных в этих профилях обычно на порядок или два, а иногда и больше, генерализуется в сравнении с литолого-стратиграфическими колонками разрезов. Основной элемент профилей — выделенные на соответствующих участках фациальные зоны, которые также отображаются в условных обозначениях. Для их обозначения могут применяться аббревиатуры названий соответствующих фациальных зон (например, Л — лагуна, ЛММ — лагунно-морское мелководье и т.д.). При этом условные обозначения типов пород также генерализуются. Например, крупнозернистые алевролиты, мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники могут объединяться одним знаком, глины и мелкозернистые алевролиты — другим, гипсы и ангидриты — третьим и т.д.

2. Литолого-фациальные и палеогеографические карты

Литолого-фациальные карты являются промежуточным звеном между литолого-фациальными профилями и палеогеографическими картами. Они составляются в той же легенде, что и соответствующие профили. На них показывается обобщенный (в сравнении с детальными литолого-стратиграфическими колонками) состав отложений, развитых на исследуемой территории выбранного временного отрезка.

При составлении литолого-фациальных карт решаются следующие задачи: 1) выясняется распределение на исследуемой территории различных типов горных пород определенного возрастного интервала; 2) устанавливаются районы развития различных фациальных типов отложений и закономерности их пространственного размещения; 3) на основании установленных закономерностей размещения фаций и их мощностей на заданной площади выясняются особенности тектонического развития района (определяется общий характер тектонических движений, стадия тектонического цикла, выявляются области прогибаний и поднятий, интенсивность этих движений); 4) синтезируются материалы, необходимые для составления литолого-палеогеографических и палеогеографических карт; 5) намечаются районы и фациальные обстановки, благоприятные для накопления и концентрации различных типов полезных ископаемых.

Для того чтобы литолого-фациальные карты давали возможность получать всю перечисленную информацию, на них следует наносить данные по составу отложений и по их фациальной природе, полученные в итоге всех предыдущих этапов исследований. Состав отложений показывается значками (как и на литолого-фациальных профилях). Однако в связи с тем, что на карте в единой плоскости отображаются суммарные данные по вертикальному разрезу определенного возрастного интервала, в условных обозначениях следует предусмотреть соотношение главных типов пород в этом разрезе и направленность изменения состава снизу вверх по разрезу. Примеры вариантов таких условных обозначений показаны на рис. 23. Ими и покрывается участок развития соответствующей фации.

Кроме состава на литолого-фациальных картах отображаются в условных знаках все главные признаки, позволяющие судить о фациальной природе соответствующих отложений. Это, прежде всего, аутигенные минералы — индикаторы определенных глубин и физико-химических обстановок осадконакопления (пирит, сидерит, глауконит, вивианит, окислы железа и др.); некоторые типичные текстуры — косая слоистость (однонаправленная, потокового типа, перекрестная, прибрежно-морского типа), знаки ряби, трещины усыхания и др., органические остатки (с различными обозначениями для континентальных, солончатоводных и нормально-морских форм). Мощности отложений показываются с помощью изопахит — линий равной мощности

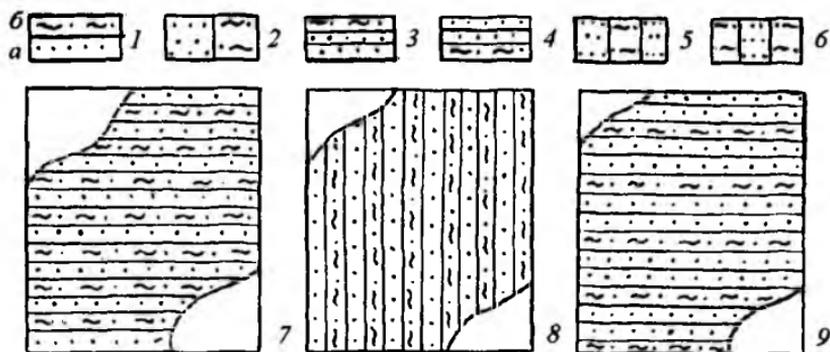


Рис. 23. Варианты условных обозначений обобщенных разрезов и их показ на литолого-фациальных картах.

1: *a* — песчаники и крупнозернистые алевролиты (нижняя часть разреза), *b* — мелкозернистые алевролиты и глины (верхняя часть разреза); 2 — равномерное распределение переслаивающихся пород типа 1, *a* и 1, *b*; 3 — соотношение 1, *a*:1, *b* примерно 2:1 при приуроченности 1, *a* к нижней части разреза; 4 — соотношение 1, *a*:1, *b* аналогично 3, но 1, *a* приурочены к верхней части разреза; 5 — переслаивание в разрезе 1, *a* и 1, *b* при их примерном соотношении 2:1; 6 — то же, что и 5, но при соотношении 1, *a*:1, *b* = 1:2; 7-9 — изображение на литолого-фациальной карте различных вариантов соотношения пород в разрезах: 7 — по типу 1, 8 — по типу 2, 9 — по типу 3.

Различные континентальные и морские фации, или фации переходного типа, обычно обозначаются различными цветами и их оттенками (как и палеогеографические карты — см. ниже). Однако они же могут отмечаться и условными буквенными обозначениями, как, например, Мп — морские прибрежные; Мм — морские мелководные; Л — лагунные; ЛБ — лагунно-баровые; О — озерные; А — аллювиальные и т.д.

В. Л. Либрович (1961) справедливо отмечает, что при составлении литолого-фациальных карт исследователи могут столкнуться с рядом объективных трудностей. При этом он рекомендует следующее: "1) когда картируемые отложения в районе со слабой фациальной изменчивостью почти целиком скрыты под наносами и количество обнажений не отвечает кондициям, следует закрасивать данную площадь цветами развитых здесь фаций, но литологические условные обозначения наносить только

вокруг имеющихся точек обнажений; 2) когда картируемые отложения отсутствуют вследствие того, что они были уничтожены в последующие геологические эпохи, но следы их сохранились в виде гальки или другого типа обломков в вышележащих отложениях, то следует их показать; 3) когда картируемые отложения отсутствуют вследствие того, что они были уничтожены в последующие геологические эпохи, но из анализа самой карты видно, какими фациями они были представлены, то следует закрашивать данную площадь соответствующими цветами фаций, не показывая литологических особенностей; 4) когда картируемые отложения отсутствуют вследствие того, что они были уничтожены в последующие геологические эпохи и никаких данных по ним не имеется, то следует оставлять такие участки незакрашенными”.

Составление палеогеографических (литолого-палеогеографических) карт является завершающим этапом работ по реконструкциям палеоландшафтов исследуемого района. В зависимости от задач палеогеографические карты могут быть обзорными, региональными и детальными.

Обзорные карты имеют масштаб 1 : 5000000 и мельче. Они охватывают большие участки земной поверхности и обобщают данные более детальных палеогеографических карт. Среди региональных выделяются мелко- и среднемасштабные, составляемые в масштабах соответственно 1 : 2500000 и 1 : 500000–1 : 1000000. Они составляются в процессе геологических съемок мелкого и среднего масштабов с дополнительным проведением специализированных палеогеографических исследований. Детальные палеогеографические карты строятся в масштабе 1 : 200000 и 1 : 100000 для небольших, обычно перспективных на какой-либо комплекс полезных ископаемых, территорий на основе детальных (1 : 50000–1 : 25000) геологических исследований.

Таким образом, палеогеографические карты обычно в 2–5 раз мельче масштаба геологической съемки, как и литолого-фациальные карты. Они составляются для всех возможных отрезков времени, отложения которых присутствуют на территории исследований и для которых произведена надежная корреляция.

Как уже отмечалось, уровни корреляции и время, для которого составляется карта в пределах того или иного отрезка геологического периода, соответствует обстановкам максимальной

трансгрессии или регрессии бассейна осадконакопления. Их выбор удобен и важен не только потому, что эти моменты геологического развития территории наиболее четко фиксируются в разрезах, но и потому, что это дает возможность создавать затем сводные карты единых возрастных уровней для крупных регионов.

Как и на самых первых палеогеографических картах, основным их элементом является показ зоны границы суши и моря. В пределах этих макроландшафтов обозначаются все возможные, установленные фациальным, формационным и палеоэкологическим методами физико-географические обстановки и их основные особенности. В пределах морских бассейнов показываются зоны различных глубин и все выявленные формы подводного рельефа, отмечаются морские течения и их направления, соленость и температура бассейнов. На суше основным элементом показа также является рельеф, степень его расчлененности, расположение рек, озер и болот, областей развития питающих провинций, их состава, направление сноса обломочного материала, климатические зоны и их особенности. Отмечаются ледниковые и эоловые ландшафты, районы развития кор выветривания.

На всех палеогеографических картах различные элементы их нагрузки отображаются цветом, условными знаками и цифровыми обозначениями.

Водные бассейны нормальной солености принято отображать в зеленовато-синих окрасках, где интенсивность синего цвета возрастает с глубиной бассейна. Опресненные лагуны и прибрежные зоны отличаются зеленоватыми оттенками, моря и лагуны повышенной солености — лиловыми тонами. Континентальные ландшафты изображаются в желто-коричневой раскраске с увеличением густоты коричневых тонов по мере возрастания степени гористости суши. Реки, или аллювиальные равнины, и пресноводные озера также показываются зеленоватыми цветами.

Условные знаки, отображающие состав осадков, идентичны их аналогам на литолого-фациальных картах, но здесь они могут в еще большей степени быть генерализованы. Самостоятельными индексами отображается состав оолитов и конкреций, стрелками намечаются направления рек, морских течений, движения ледников, ветров и сноса обломочного материала. Цифрами отмечаются температуры бассейнов, скорости течения рек, соответствующими индексами химических элемен-

тов — районы развития имеющихся или предполагаемых полезных ископаемых.

Многие современные палеогеографические карты стали отражать идеи новой глобальной тектоники и являются, по сути дела, палеотектоническими. При этом на одних картах подобного типа тектонические структуры являются фоном, на котором показаны основные палеоландшафтные единицы, а на других — главными объектами карт [24]. К типу палеодинамотектонических следует отнести карту, составленную А. М. Городницким и соавт. (1978), где нанесены зоны столкновения континентов, зоны спредингов и субдукций и т.д.

Палеогеографические карты должны отражать всю информацию, которая получена при геологических и целевых палеогеографических исследованиях. Только в этих случаях они могут служить инструментом для выяснения закономерностей эволюции всех составляющих палеогеографического анализа — характера седиментогенеза, рельефа, климата, состава атмосферы и гидросферы, а также для научно обоснованного прогноза полезных ископаемых.

Вопросы

1. Какие графические материалы отображают результаты полевых и камеральных палеогеографических исследований?
2. Какие сведения необходимо учитывать при изучении и документации разрезов?
3. Нарисуйте типовую литолого-стратиграфическую колонку.
4. Какие геологические объекты изучаются при палеогеографических наблюдениях?
5. Что представляет собой литолого-фациальный профиль?
6. Составьте свой вариант условных обозначений для литолого-стратиграфических колонок и литолого-фациальных профелей.
7. На основании каких материалов строятся литолого-фациальные и палеогеографические карты?
8. Какие задачи должны решаться при составлении литолого-фациальной карты?
9. Осветите основные принципы составления литолого-фациальных карт.
10. Какого масштаба палеогеографические карты Вы знаете? От чего зависит масштаб этих карт?
11. Что должно быть отображено на палеогеографической (литолого-палеогеографической) карте?
12. Какие приемы изображения физико-географических элементов ландшафтов приняты при составлении палеогеографических карт?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предлагаемом учебном пособии автор в достаточно краткой форме пытался осветить большинство современных методов палеогеографических исследований. При этом за основу всех методов приняты актуалистические представления, фациальный и палеоэкологический анализы.

Возможность овладения всеми предлагаемыми методами подразумевает знание начинающими изучать палеогеографию основ географических и геологических дисциплин — общественного земледения, ландшафтоведения, палеогеоморфологии, палеоклиматологии, стратиграфии, минералогии, литологии и тектоники. Для успешного решения трудных и не всегда однозначно решаемых задач палеогеографических реконструкций необходимо возможно более полное комплексное применение всех известных предлагаемых методов.

Палеогеография на современном этапе продолжает развиваться весьма быстрыми темпами. Этому способствует совершенствование старых, появление и разработка новых методов палеореконструкций различных составляющих элементов древних ландшафтов. В этом смысле трудно переоценить значение наблюдений над процессами современного осадконакопления на континентах, и особенно в океанах. Последние стали изучаться сравнительно недавно, но эти исследования уже послужили мощным импульсом появления новых тектонических и седиментологических представлений.

Данные бурения сверхглубоких и глубоководных скважин постоянно дополняют и совершенствуют, а иногда и заметно трансформируют существующие представления о процессах, происходящих в сравнительно глубоких зонах литосферы, в глубоководных океанических обстановках.

Палеогеография существенно обогатилась фактическим материалом с внедрением приемов и методов палеореконструкций в практику геолого-съемочных работ. Особенно большой скачок за последние годы произошел в этом направлении в области научного прогноза осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых. Значительную позитивную роль сыграл за

последние годы и более широкий доступ к зарубежной литературе, в том числе и палеогеографического характера. Появилось много обобщающих фундаментальных переводных изданий с высоким качеством перевода.

В то же время, перед палеогеографией все еще стоят достаточно трудные задачи, требующие скорейшего разрешения. До сего времени еще нет единого представления о возможной предельной возрастной "глубине" применения актуалистического метода. Это связано также с недостаточно разработанными методиками реконструкций самых древних, протерозойских и архейских ландшафтов, следы которых сохранились в сильно преобразованных, метаморфических породах.

Одна из важнейших задач палеогеографии сегодняшнего времени — разработка научных представлений по интерполяции палеогеографических данных на "белые пятна" значительных частей территории Земли, для которых не сохранились страницы геологической летописи — горные породы определенных стратиграфических интервалов полного разреза. Очень слабо реконструирована домеловая географическая обстановка на громадных площадях глубоководных океанических впадин. До сих пор не решен вопрос о том, накапливались ли эти осадки на дне океана прежде или они были позднее уничтожены в зонах субдукции. Дискуссионен и сам вопрос происхождения океанических впадин, как и возраст самих океанов в широком, тектоническом понимании этого термина.

Будущее палеогеографии также заключается в переходе от качественных показателей к количественным оценкам физико-географической среды прошлого.

Автор рассматривает свою работу как скромный посильный вклад в дело подготовки новых молодых кадров, которым предоставляется увлекательная возможность значительно поднять современный уровень и расширить возможности сложной и трудоемкой палеогеографической дисциплины.

Словарь терминов

Абиссаль — сокращенное название глубоководной (абиссальной) области океанов и глубоких морей, расположенной на глубине ниже 3000 м.

Абразия — процесс механического разрушения волнами и течениями горных пород; наиболее интенсивно проявляется у берегов морей.

Аллювий (аллювиальные отложения) — осадочные образования, которые формируются постоянными водными потоками в речных долинах.

Алюмосиликаты — минеральные кремнекислые соединения, содержащие алюминий.

Ангидрит — минерал с формулой CaSO_4 .

Аридный — сухой, с годовой суммой осадков не более 200 мм.

Аркозы (аркозовые песчаники) — песчаники, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюды, продукты разрушения гранитов и гнейсов (количество полевых шпатов составляет от 20–25 до 75–80 %).

Аутигенные минералы — минералы, образовавшиеся на месте формирования осадка.

Базальная зона (слой, осадок) — располагающаяся (-ийся) в основании толщи, разреза.

Базальт — вулканическая горная порода основного состава, состоящая из основного плагиоклаза, пироксена, оливина и вулканического стекла.

Базис эрозии — поверхность, на уровне которой водный поток теряет возможность производить эрозионную работу и углублять свое ложе.

Бар — аккумулятивная песчаная гряда, образованная в результате волновой деятельности водоема.

“Бараньи лбы” — крупные фрагменты (метры и десятки метров) крепких коренных пород, сглаженных и отполированных ледником, часто с царапинами и шрамами на поверхности.

Барит — минерал с формулой BaSO_4 .

Бентос — формы живых организмов, обитающие на дне водоемов.

Бенч — выровненная волнами абразионная площадка, сложенная коренными породами, выходящими в береговой зоне ниже уреза воды.

Береговой вал — намывная аккумулятивная гряда, расположенная на суше в пределах зоны заплеска волн, часть пляжа.

Биоценоз — взаимодействующее сообщество организмов, приуроченных к единому месту обитания.

Бифуркация — разветвление на две части, раздвоение.

Боксит — руда, состоящая в основном из минералов гидроокиси алюминия и образованная в зоне гипергенеза.

Вивианит — минерал с формулой $\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Волнистое погасание — особенность кварца метаморфических пород, связанная с разрушением его кристаллической решетки под высоким давлением, проявляющаяся при исследовании в поляризационном микроскопе.

Выщелачивание — процесс избирательного растворения и выноса подземными и атмосферными водами отдельных компонентов горных пород.

Генотип (генетический тип) — здесь означает осадочную породу определенного вещественного и гранулометрического состава, а также структурно-текстурных особенностей, которая может образоваться в разное геологическое время в любом месте при строго определенной совокупности обстановок осадконакопления (климатических, тектонических, фациальных).

Геосинклиналь — активная область земной коры с большой амплитудой дифференцированных вертикальных тектонических движений.

Гетит — минерал с формулой FeOОН , продукт выветривания железосодержащих минералов.

Гиббсит — минерал с формулой Al(ОН)_3 , широко представленный в бокситах.

Гидратация — минералообразование с поглощением (присоединением) воды.

Гидрогетит — минерал, разновидность гетита.

Гидролиз — образование новых (часто глинистых) компонентов при разложении минералов горных пород под воздействием воды.

Гидрослюды — группа глинистых минералов сложного состава, обогащенных H_2O , H_3O , ОН .

Гидрохлорит — минерал из группы глин сложного состава.

Гипергенный метасоматоз — вертикальная и горизонтальная миграция химических элементов, выражающаяся в выносе вещества из породы и привносе в нее со стороны (замещение), и происходящая в приповерхностной части земной коры в субаэральных условиях.

Гипс — минерал с формулой $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Глауконит — алюмосиликат сложного состава, часто является аутигенным образованием мелководных частей морских бассейнов.

Гляциальный — ледниковый.

Горючие сланцы — глинистые осадочные породы, содержащие от 10 до 60–80 % органического вещества.

Гранулометрия (гранулометрический состав) — размерность частиц в обломочных осадочных породах.

Граувакки — плохо сортированные песчаные породы, состоящие преимущественно из обломков основных магматических пород.

Гумидный — влажный.

Дебриты — отложения обломочных потоков, состоящие из осадков смешанного литологического состава и размерности (от глин до валунов); синоним: олистостромы.

Дегазация (магмы, мантии) — удаление газа из магматического расплава, происходящее на глубине или же на поверхности Земли.

Делювий — осадочные образования, возникшие в результате накопления снесенных со склонов продуктов выветривания различных горных пород.

Деструкционные зоны (зоны деструкции) — зоны погружения в мантию (поглощения мантией) участков земной коры.

Детрит — обломочный материал, состоящий из фрагментов животных или растений.

Диатомит — рыхлая или сцементированная кремнистая порода, состоящая более чем на 50 % из панцирей диатомей (диатомовых водорослей).

Дивергенция — разъединение, разобщение, противопоставляется кон-
вергенции.

Доломит — минерал с формулой $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$.

Зандры (зандровые равнины) — пологоволнистые равнины, распо-
ложенные во внешней зоне ледникового комплекса и сложенные осадками
ледниковых вод (галечниками, гравием и песками).

Змеевик — разновидность минерала серпентина: $\text{Mg}_6\{(\text{OH})_8/\text{Si}_4\text{O}_{10}/\}$,
продукт изменения оливина.

Изотопы — атомы химического элемента, обладающие разными мас-
сами, но одинаковым зарядом атомных ядер.

Истинный раствор — молекулярный раствор с равномерным распре-
делением одного вещества в среде другого.

Ихнология — раздел палеонтологии, изучающий следы жизнедея-
тельности организмов.

Кальцит — минерал с формулой CaCO_3 .

Каолинит — глинистый минерал сложного состава, продукт измене-
ния главным образом полевых шпатов.

Карбонаты — минералы, соли угольной кислоты H_2CO_3 .

Карст — совокупность процессов, связанных с растворением водой ги-
псов, известняков, доломитов и каменной соли с образованием различной
величины и формы пустот в этих породах.

Катархей — нижний (ранний) архей.

Каустобиолиты — общее название горючих полезных ископаемых.

Кератофиры — кислые эффузивные горные породы.

Керн — цилиндрический столбик плотной горной породы, остающийся
внутри бурового снаряда при колонковом бурении.

Кираса — плотная, иногда пористая и кавернозная порода, состоящая
из кремнезема, глинозема, окислов и гидроксидов железа и образующая
панцирный покров при латеритном процессе.

Кислые породы — магматические породы с высоким (более 65 %) со-
держанием кремнезема.

Клиф — абразионный обрыв, уступ плотных, часто коренных пород,
расположенный на берегу озера или моря.

Конвекционный поток — поток жидкости или газа, вызванный их раз-
ной плотностью (от разности температур или степени солености).

Конвергенция — появление сходных признаков, вызванных разными
причинами.

Конкреции — аутигенные образования (сгустки) минеральных компо-
нентов осадка различного состава и формы, четко обособляющиеся от
вмещающих осадочных образований.

Конус выноса — аккумулятивная форма, возникающая в месте резкого
уменьшения скорости переноса осадков.

Корреляция — сопоставление слоев горных пород или отдельных ча-
стей разреза разновозрастных отложений, удаленных друг от друга на
различные расстояния.

Коса — невысокая аккумулятивная форма, выступающая над поверх-
ностью воды, образующаяся в долинах рек и на побережьях в местах
торможения потоков наносов.

Кремнистые породы — породы, состоящие более чем на 50 % из минералов кремнезема; синоним: **силициты**.

Кристаллические сланцы — общее название группы метаморфических пород с различным соотношением кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов, со сланцеватой текстурой.

Кровля — верхняя часть слоя, пласта.

Лава — раскаленная жидкая или вязкая вулканическая масса.

Легкая фракция — группа минералов, остающаяся на поверхности тяжелой жидкости (с удельным весом $2,62 \text{ г/см}^3$) при разделении шлиховой пробы.

Лептохлориты — железистые хлориты, содержащие Fe_2O_3 более 4 %.

Литогенез — совокупность процессов образования и эволюции осадков.

Литология — наука, изучающая состав и происхождение осадочных горных пород.

Литомарж — глинистая зона латеритной коры выветривания.

Литораль — прибрежная часть морей и океанов, периодически осушаемая во время отливов.

Литосфера — верхняя твердая оболочка Земли, включающая жесткую верхнюю часть верхней мантии (астеносферу).

Мантия — внутренняя геосфера Земли, расположенная между ядром и литосферой.

Меандры — изгибы, образованные рекой.

Мобилизм — тектоническая гипотеза, допускающая возможность крупных (до сотен километров) горизонтальных перемещений материковых глыб.

Молассы — толщи обломочных пород: песчаников, конгломератов, алевролитов и глин, иногда мергелей и известняков, накапливающихся в предгорьях и у подножий горных хребтов в эпохи горообразования.

Монацит — радиоактивный минерал с формулой $(\text{Ce, La})[\text{PO}_4]$.

Мономиктовые породы — обломочные осадочные породы с резким (более 90 %) преобладанием одного компонента (кварца).

Монтмориллонит — обломочный и аутигенный глинистый минерал сложного состава.

Мутьевые потоки — водные потоки, насыщенные взвешенными частицами, перемещающиеся вниз по подводным склонам.

Нектон — плавающие водные животные, обладающие самостоятельными органами движения.

Несогласие (несогласное залегание) — характер соотношения разновозрастных осадочных отложений, разделенных перерывом в осадконакоплении или поверхностью размыва нижележащих осадков.

Нонтронит — глинистый минерал из группы монтмориллонита, образуется при выветривании минералов ультраосновных пород.

Олигомиктовые породы — обломочные породы, состоящие из 2-3 минералов, из которых один преобладает.

Оливин — темноцветный минерал ультраосновных и осадочных пород с формулой $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$.

Оолиты — концентрически слоистые (иногда с радиальнолучистым строением) шаровидные или эллипсоидальные образования, размером не

более 1 см в диаметре, сложенные кальцитом, окислами железа и марганца и др., образующиеся в воде во взвешенном состоянии при волновом движении.

Опорный разрез — наиболее полный и лучше обнаженный в данном регионе или структурно-фациальной зоне разрез с прослеживающейся непрерывной последовательностью отложений, с ясными соотношениями с ниже- и вышележащими толщами.

Основные породы — магматические горные породы, содержащие не более 50–55 % кремнезема, с высокими содержаниями Al, Ca, Fe и Mg.

Остаточные руды — элювиальные рудные концентрации, сформированные на месте разрушения коренных пород.

Паводок — кратковременное повышение уровня и расхода воды в реках чаще всего вследствие выпадения атмосферных осадков.

Палагонит — хлоритоподобный минерал переменного состава, богатый водой.

Палеонтология — наука, изучающая ископаемые остатки организмов и время их существования.

Палинология — наука, изучающая споро-пыльцевые комплексы растительных организмов.

Палыгорскит — глинистый минерал сложного состава.

Парагенез — совместное нахождение организмов, минералов, пород, фаций, возникающее в результате одновременного или последовательного образования.

Парциальное давление — часть общего давления газовой смеси, обусловленное каким-либо ее компонентом.

Педология — наука о почвообразовании.

Пелагиаль — толща вод океанов, морей и озер как среда обитания пелагических, т.е. обитающих в открытом море, организмов, не связанных ни с береговой зоной, ни с дном бассейна.

Пелиты — общее название глинистых осадочных пород (сложенных частицами менее 0,001 мм).

Пенеплен — слабо всхолмленная, иногда почти ровная поверхность, сформированная на месте бывших гор.

Перстративная фаза — фаза стабильного равновесия речной долины, при которой не происходит ни эрозии, ни аккумуляции осадков.

Петрография — наука, изучающая химический и минеральный состав горных пород.

Пизолиты — то же, что и оолиты, но размером 1–2 см.

Пирит — минерал с формулой FeS_2 .

Пироксены — группа темноватых породообразующих минералов основных горных пород.

Питающая провинция — область размыва, поставляющая обломочный и растворенный материал во все расположенные ниже по рельефу ландшафты.

Планктон — организмы, пассивно перемещаемые в воде волнами или течениями.

Платформа — относительно тектонически спокойные области континентов, противопоставляемые геосинклиналям.

Плотик — коренное ложе реки, на котором залегают рыхлые наносы, включающие и россыпные месторождения.

Пойма — затопляемая в половодье часть дна речной долины.

Полевые шпаты — группа алюмосиликатных породообразующих минералов ряда $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Полимиктовые породы — осадочные породы многокомпонентного состава.

Пролувий — отложения временных потоков.

Промилле — единица солёности, соответствующая десятой части процента, обозначается знаком ‰.

Псилоделаны — группа окисных марганцевых минералов.

Пустынный загар — пленки окислов железа на поверхности горных пород в засушливых областях, образующиеся при испарении железосодержащих поровых или поверхностных вод.

Регрессия — отступление моря от суши, вызванное поднятием континента или уменьшением воды в Мировом океане.

Рифт — линейно вытянутая (на несколько сотен километров) разрывная структура глубинного происхождения с повышенным тепловым потоком и гравитационными аномалиями, вдоль оси которой отмечаются активные вулканические проявления, а в океанических бассейнах часто формируются срединные океанические хребты.

Рифы (рифогенные постройки) — органические колониальные карбонатные постройки различной высоты от дна, образующиеся в теплых морях на незначительном удалении от берега.

Роговая обманка — породообразующий темноцветный минерал из группы кальциевых амфиболов с высоким отношением $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Родохрозит — минерал с формулой MnCO_3 .

Роза-диаграмма — способ изображения статистических результатов замеров азимутов падения косых слоек, простираний валиков ряби, удлинённых галек и органических обломков.

Россыпи — скопления на земной поверхности обломков тяжёлых горных пород или минералов, образующихся при разрушении коренных пород и месторождений полезных ископаемых; могут образовывать россыпные месторождения различных металлов и минералов.

Рутил — минерал с формулой TiO_2 .

Ряды фаций — сопряжённые во времени и пространстве группы осадочных пород, образованные в сходных климатических и тектонических обстановках.

Седиментация — образование всех видов осадков в различных природных условиях путем перехода из растворённого или взвешенного состояния (в водной или воздушной среде) в неподвижный осадок.

Сепарация — процесс выделения минералов по каким-либо свойствам (удельной массе, магнитности и др.).

Сепиолит — глинистый минерал из группы палыгорскита.

Сидерит — минерал с формулой FeCO_3 .

Силициты — синоним термина "кремнистые породы".

Силы Кариолиса — силы, отклоняющие морские и континентальные течения в сторону, противоположную направлению вращения Земли вокруг своей оси.

Складчатость — изгибание геологических (обычно стратифицированных) тел под влиянием тектонических напряжений.

Слоистость — основной текстурный признак осадочных образований, выражающийся в чередовании слоев горных пород и отдельных частей внутри самого слоя, различающихся вещественным или гранулометрическим составом, цветом или другими особенностями.

Спилит — разновидность излившихся в воду базальтов, обогащенных калием.

Спрединг (зона спрединга) — центральная часть рифтовой зоны, по которой из мантии на поверхность поступают тепловые потоки и расплавленная магма, способствующие раздвижению прилегающих участков земной коры.

Старица — старое, покинутое рекой русло, представляющее собой сухую или заболоченную (заболочивающуюся) ложбину.

Стоковые течения — течения, вызванные естественными уклонами поверхности дна морей и океанов.

Стратиграфия — раздел исторической геологии, изучающий нормальную последовательность образования осадочных, вулканогенных и метаморфических пород.

Стратификация — положение отдельных частей геологических образований в вертикальном разрезе.

Стрежень — линия, соединяющая точки с наибольшими скоростями течения в речном потоке.

Строительные материалы — разнообразные горные породы, применяющиеся в строительстве (пески, гравий, известняк, кровельный сланец и др.).

Структура — совокупность признаков горных пород, отражающая степень кристалличности (в магматических породах) и размерность слагающих их минеральных частиц.

Субдукция — процесс погружения океанической литосферы в мантию в зонах глубоководных океанических желобов.

Сублитораль — область дна морей и океанов в пределах шельфа, располагающаяся от уреза воды до глубины 200 м, место обитания богатой и разнообразной фауны.

Суспензия — тонкая взвесь в жидкой среде.

Тальвег — линия, соединяющая самые глубокие части речного русла или дна долины.

Танатоценозы — совокупность остатков отмерших организмов, обитавших на месте захоронения и (или) принесенных сюда ветром, волнами, течением и т. д.

Текстура — совокупность признаков строения горных пород, обусловленных ориентировкой, расположением и распределением составных частей породы относительно друг друга.

Тектоника — учение о строении земной коры, геологических структурах и закономерностях их расположения и развития.

Терраса — выровненная площадка на склоне речной долины или берега озера, моря, океана, образованная действием проточной воды или волн.

Терригенно-минералогические провинции — современные или ископаемые области осадконакопления, характеризующиеся единым комплексом обломков легких и тяжелых минералов и связанные с одной или несколькими питающими провинциями.

Терригенный — синоним термина "обломочный".

Тиллиты — древние аналоги современных морен, уплотненные, иногда метаморфизованные, сложенные мелкозернистой массой (менее 0,06 мм) с включениями валунов разных пород.

Тирбоглифы — разновидность следов механических повреждений поверхности пластов, представляющих собой знаки-слепки с борозд размыва, возникающих в результате действия донных течений.

Турбидиты — отложения мутьевых (турбидных) потоков (течений), представленных чередующимися прослоями песков, алевритов и пелитов с характерной градационной слоистостью.

Турбулентность — неупорядоченное движение жидкости, в котором скорость и давления претерпевают хаотические изменения, не позволяющие определить их средние статистические значения.

Тяжелая фракция — группа минералов с удельной объемной массой более 2,62 г/см³, полученная после разделения шлиховой пробы тяжелой жидкостью (бромформом).

Фанерозой — совокупность палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр.

Фауна — живущие и ископаемые животные организмы.

Фация (геол.) — тип осадка с характерными особенностями, образованными в строго определенных условиях на каком-то временном этапе в какой-либо конкретной зоне осадконакопления.

Фиксизм — тектоническая гипотеза, отрицающая возможность заметных горизонтальных перемещений участков земной коры.

Филлипсит — минерал из группы цеолитов.

Фитоорганизмы — совокупность организмов, обитающих в верхнем, освещенном слое воды.

Флиш — геосинклинальная терригенная (карбонатно-терригенная) формация, отлагавшаяся в глубоководном прогибе, ограниченном с одной или двух сторон горными хребтами (кордильерами).

Флора — растительные организмы, ископаемые и современные.

Флювиогляциальные отложения — синоним понятия "водно-ледниковые" отложения.

Флюорит — минерал с формулой CaF₂.

Формация — здесь парагенетические сообщества осадочных геологических тел (фаций), объединенных формированием в сходных тектонических и климатических условиях.

Фосфориты — горные породы, сложенные более чем на 50 % аморфными или микрокристаллическими выделениями фосфатов кальция.

Фотосинтез — процесс углеводородного питания (поглощение CO₂ в присутствии H₂O), осуществляемый при помощи световой энергии, усваиваемой специальным пигментом — хлорофиллом, сопровождающийся выделением свободного кислорода в атмосферу.

Целестин — минерал с формулой SrSO₄.

Цеолиты — группа минералов, водных алюмосиликатов щелочей и щелочных земель.

Циркумконтинентальная зональность — закономерное уменьшение мощностей осадочных накоплений в глубину бассейна с двумя максимумами — у побережий (особенно вблизи устьев рек) и у подножья континентального склона.

Шельф — мелководная часть бассейна, примыкающая к берегу, с глубиной до 200 м, наиболее богатая донными организмами.

Шлих — совокупность (концентрат) тяжелых минералов, получаемых при промывке рыхлых или искусственно размельченных горных пород.

Штранд — площадка абразионного берега, расположенная между клифом и урезом воды, сложенная коренными породами.

Шурф — искусственная вертикальная горная выработка квадратного или прямоугольного сечения, производимая с поверхности Земли.

Эвстатические колебания — изменение уровня воды в Мировом океане, происходящее нетектоническим путем — в результате таяния ледников, вытеснения вод накапливающимися осадками и др.

Экзогенные процессы — совокупность процессов, происходящих на земной поверхности и в верхних частях литосферы за счет энергии Солнца, силы тяжести и др.

Экспалляции — летучие газообразные вещества, поступающие в области осадконакопления при вулканических процессах.

Элювий — продукты выветривания горных пород различного размера (от валунов до глин), оставшихся на месте своего образования.

Эндемики — организмы, обитающие только в определенной ограниченной зоне земной поверхности.

Эндогенные процессы — совокупность геологических процессов, связанных в основном с внутренними силами Земли и происходящими на различном удалении от ее поверхности.

Эоловые осадки — осадочные отложения, сформированные в результате деятельности ветра.

Эрозия — процесс разрушения горных пород водным потоком.

Эстуарий — воронкообразный залив, образовавшийся при трансгрессии моря и расширении устья реки при совместном воздействии на его берег волновой абразии и приливно-отливных течений.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
1. Предмет "палеогеография", его задачи и значение, место среди других наук о Земле, этапы развития	—
2. Палеогеографические "документы", степень их полноты и достоверности. Причинно-следственные связи предметов и явлений. Принцип актуализма	8
I. ОБЩИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ	13
1. Методы определения относительного и абсолютного возраста геологических образований, их корреляция. Закон Вальтера—Головкинского	—
2. Фациальный анализ—основной метод палеогеографических построений. Морские и континентальные фации и их особенности. Элювиально-осадочные комплексы гумидного ряда фаций	17
3. Формационный метод, его значение при палеогеографических построениях	24
4. Палеоэкологический метод. Роль морских и континентальных организмов при палеореконструкциях. Ихнологические признаки	27
II. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ МОРСКИХ ПАЛЕООБСТАНОВОК	34
1. Реконструкция прибрежно-морских обстановок и контуров морских бассейнов	—
2. Реконструкция рельефа морского дна и глубин древних морских бассейнов	42
3. Основные идеи новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, как инструмент для палеореконструкций возможных древних океанических впадин	48
4. Некоторые особенности верхнемезозойско-кайнозойского осадконакопления в современных океанах как показатели относительных глубин их возможных древних аналогов	51

5. Реконструкция гидродинамических обстановок древних морских бассейнов	54
6. Газовый режим древних морских бассейнов и методы его реконструкций	62
7. Методы определения солености древних морских бассейнов	65
8. Климатические особенности современного и древнего морского осадконакопления	68
III. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕООБСТАНОВОК	75
1. Общая характеристика континентальных терригенных образований. Физическое и химическое выветривание. Питающие и терригенно-минералогические провинции	—
2. Определение состава и положения питающих провинций	78
3. Признаки современных и древних аллювиальных образований	80
4. Признаки современных и древних озерных и болотных обстановок осадконакопления	85
5. Реконструкция ледниковых палеоландшафтов	88
6. Эоловые обстановки осадконакопления	92
7. Современные и древние коры выветривания	95
IV. МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ПЕРЕХОДНОГО (КОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКОГО) ТИПА	100
1. Реконструкция палеоделты	—
2. Современные и древние эстуарии	103
3. Лагунные обстановки осадконакопления	106
V. МЕТОДЫ ГРАФИЧЕСКОГО ОТОБРАЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	108
1. Документация и построение литолого-стратиграфических колонок, разрезов и литолого-фациальных профилей	—
2. Литолого-фациальные и палеогеографические карты	114
Заключение	120
Литература	122
Словарь терминов	124

Андрей Дмитриевич Петровский

МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ

Учебное пособие

Зав. редакцией *Г. Чередиченко*

Редактор *М. Юдович*

Технические редакторы *Е. Миллер, Л. Иванова*

Верстка *О. Перуновской*

Издание подготовлено в \LaTeX 'е

Лицензия ЛР № 040050 от 15.08.96 г.

Подписано в печать 20.02.97. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,00. Уч.-изд. л. 8,32. Тираж 500 экз. Заказ 171

Редакция оперативной подготовки учебно-методических и научных изданий
Издательства Санкт-Петербургского университета.
199034, С.-Петербург, Университетская наб., 7/9.

Центр оперативной полиграфии СПбГУ.
199034, С.-Петербург, наб. Макарова, 6.

