

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

Учебное пособие

**Специальности 011100 - Геология и 080100 – Геологическая съемка и
поиски месторождений полезных ископаемых**

Часть 2

Воронеж - 2004

Утверждено научно-методическим советом геологического факультета,
протокол № 4 от 20 марта 2003 г.

Авторы: Сиротин В.И., Шатров В.А., Бунеев В.Н, Войцеховский Г.В.
Нучн. ред. Сиротин В.И.

Пособие подготовлено на кафедре общей геологии и геодинамики
геологического факультета Воронежского государственного университета.
Рекомендуется для студентов специальностей 011100 и 080100

СОДЕРЖАНИЕ

Часть 2

4.	Примеры наиболее распространенных современных фаций и их ископаемых аналогов.	4
4.1.	Общая характеристика областей сноса – мегапровинций континентов	4
4.2.	Фации континентов.	5
4.2.1.	Фации элювия	5
4.2.2.	Фации коллювия, делювия, пролювия.	6
4.2.3.	Фации аллювия.	7
4.2.4.	Фации озер озер и болот.	10
4.2.4.1.	Осадки современных озер и болот.	10
4.2.4.2.	Фации древних озер и болот	18
4.2.5.	Фации пустынь.	20
4.3.	Общая характеристика областей аккумуляции – мегапровинций океанов	27
4.4.	Морские фации.	27
4.4.1.	Фации супралиторали и литорали	27
4.4.2.	Фации сублиторали (неритовые)	31
4.4.3.	Фации батиали и абиссали.	34
4.4.4.	Фации морских водоемов аномальной солености.	37
4.5.	Фации, переходные от континентальных к морским.	39
4.5.1.	Фации побережья аридных зон и эвапоритов.	40
4.5.2.	Фации лагун, лиманов и эстуариев гумидных зон	42
4.5.3.	Фации дельт.	45
5.	Методики составления литолого-фациальных и литолого- палеогеографических карт.	55
6.	Связь фаций с тектоникой.	59
	Литература.	60

4. ПРИМЕРЫ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ СОВРЕМЕННЫХ ФАЦИЙ И ИХ ИСКОПАЕМЫХ АНАЛОГОВ

4.1. Общая характеристика областей сноса – мегапровинций континентов

В современную эпоху суши, т.е. не покрытая морем часть континентов, занимает 29,2 % общей площади земного шара, в то время как дельты, лагуны шельфовые моря – лишь около 8 %. По-видимому, в течение геологической истории, по крайней мере в фанерозое, площадь ее была сопоставима с площадью шельфовых морей или даже больше. И в то же время древних континентальных отложений в геологическом разрезе неизмеримо меньше, чем мелководно-морских. Связано это не только с отсутствием или неразвитостью осадконакопления на суше, сколько с условиями сохранения первичных континентальных образований, их относительной эфемерностью. В геологических масштабах континенты представляют, главным образом, области денудации, хотя осадконакопление на них и происходит практически повсеместно и часто весьма интенсивно (почвы, коллювиально-делювиально-пролювиальные образования и т.д.). Другой особенностью древних континентальных отложений является то обстоятельство, что среди них установлено непропорционально много водных – аллювиальных и лимнических образований, хотя озера, болота и реки занимают лишь малую (~ 2 %) часть суши. Частично это объясняется трудностями надежной идентификации и недостаточной разработкой проблемы их выделения, но и тем, что эти отложения формируются в пониженных элементах рельефа и лучше сохраняются от денудации.

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

Столь же резко и наиболее явно влияет на образование континентальных отложений климат. Он определяет формирование, мощность и тип кор выветривания и почв, степень увлажнения, наличие и характер водных артерий и внутриконтинентальных водоемов, тип и разнообразие органического мира и т. п. Наиболее разнообразны фациальные обстановки в областях гумидного климата. В аридном же климате превалируют главным образом пустынные фации с подчиненным значением озерных, к тому же достаточно специфичных отложений, и редки аллювиальные образования. В

нивальном климате фации практически ограничены ледниковыми образованиями. Именно на континенте наиболее контрастно проявляются выделенные Н.М.Страховым климатические типы литогенеза.

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

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

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

4.2. Фации континентов

4.2.1. Фации элювия

Элювий – комплекс продуктов разрушения горных пород, образовавшихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод, жизнедеятельности организмов и сохранившихся на месте своего образования. Наиболее типичным представителем элювия являются коры выветривания и (по мнению ряда авторов) почвы, где наиболее активно протекают биохимические процессы. В случае преобладания физического выветривания элювий представляет собой комплекс разных по размеру и форме обломков материнских пород, при активном химическом выветривании происходит не только дезинтеграция исходных пород, но и, что значительно важнее, их глубокое химическое и минералогическое преобразование с обычным формированием наиболее устойчивых в термодинамических и геохимических условиях земной поверхности разнообразных глинистых минералов.

Характерной чертой коры выветривания является вертикальная зональность строения, а также химического и минералогического состава (профиль коры выветривания), отсутствующая в породах иного происхождения и обусловленная стадийностью процессов выветривания. Нижние ее горизонты (зоны) по физическим свойствам, составу, текстурно-структурным особенностям обычно достаточно близки исходной материнской породе и связаны с ней постепенными переходами (зона I). Верхние, особенно при интенсивном химическом выветривании, по всем этим показателям резко отличаются от исходных пород и сложены главным образом глинистыми минералами (зоны II и III). Минералогический состав,

мощность, полнота развития профиля коры выветривания при прочих равных условиях зависят главным образом от климата, тектонического режима и рельефа. Наиболее глубокое выветривание (до зоны ІУ, полный или сокращенный типы профилей) происходит в тропическом климате при стабильном тектоническом режиме в условиях приподнятого, но без крутых склонов, рельефа. Обычные мощности элювия изменяются от единиц до нескольких десятков метров, в линейных корах выветривания, где инфильтрация вод происходит по зонам дробления на большую глубину, она может достигать нескольких сотен метров.

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

Древний элювий в виде коры выветривания встречен уже в отложениях докембрия. В Карелии описаны допротерозойские метаморфизованные коры выветривания. Широко развиты в России девонские (КМА, Северный Урал, Восточные Саяны), раннекаменноугольные (КМА, Северная Онега, Тихвин), мезозойские (Урал, Западная Сибирь), палеогеновые и миоценовые (Южный Урал, Сибирь) коры выветривания. Ископаемые почвы выделены и изучены во многих угленосных комплексах Донецкого, Кузнецкого, Южно-Якутского бассейнов.

4.2.2. Фации коллювия, делювия, пролювия

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

Поскольку коллювиально-делювиальные отложения в процессе своего развития выравнивают существующий рельеф, их мощность меняется очень

резко и на коротких расстояниях, достигая максимальных значений в долинах и впадинах. На поднятиях они часто полностью выклиниваются. При этом отмечаются и отчетливо направленные изменения характера пород вверх по разрезу – общее уменьшение размерности обломочного материала, проявление следов окатанности, некоторой сортировки. При достаточно полной нивелировке рельефа выше по разрезу они нередко сменяются озерными отложениями с отчетливой слоистостью и заметной сортировкой обломочного материала.

В горных и предгорных областях, где по долинам и ущельям периодически селевыми потоками выносятся громадные массы обломочного материала, формируются пролювиальные отложения. Весьма характерны плановая конфигурация и состав пролювия. В горах он имеет полосовидное залегание, выполняет долины и сложен грубозернистыми и совершенно несортированными отложениями, где глыбы, валуны, галька и щебень в беспорядке рассеяны в суглинках (долинно-протоковый пролювий). При выходе потока на равнину он растекается по многим руслам, скорость течения резко падает и образуется веерообразный в плане конус выноса. По направлению от гор к долине, т. е. от вершины конуса к его подножию, структура обломочного материала изменяется от гальки и щебня с песчано-глинистым заполнением до более тонких и отсортированных осадков, лессовидных супесей и суглинков. По окраинам конусов в условиях выровненного рельефа образуются соры, а иногда происходит заболачивание с формированием торфяников. Отдельные конуса выноса сливаются в сплошной предгорный пролювиальный пояс шириной до нескольких сотен и протяженностью до 100 км. Мощность пролювия в таких поясах достигает нескольких сотен, а иногда и тысяч метров.

Предгорные пролювиальные комплексы, связанные с орогенами, наряду с другими генетическими типами отложений, входят в состав молассовой формации и известны в ряде районов России.

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

4.2.3. Фации аллювия

Речные отложения относятся к числу наиболее изученных и достаточно широко развитых ископаемых континентальных образований. Наряду с собственно русловыми, они включают весь комплекс отложений, формирующихся в речных долинах. В связи с этим аллювиальные фации представляют собой весьма разнообразный комплекс пород, имеющий в сечении форму линзы с вытянутым вниз основанием и относительно плоской кровлей, «врезанной» в подстилающие отложения, на которых они залегают с отчетливым размывом. В плане они образуют удлиненные, относительно прямолинейные или слабоизгибающиеся полосы. В наиболее полном виде

набор аллювиальных фаций развит в крупных равнинных реках и подразделяются на русловые, пойменные и старичные отложения.

Русловые фации подразделяются на стрежневые, сложенные наиболее разнозернистыми обломочными породами песчано-гравийной размерности с корытообразной косой слоистостью по течению и вложенных друг в друга линз в поперечном разрезе, с наклоном косых серий вниз, иногда вверх по течению, часто неслоистых или неясно-полYGONАКЛОННО- до мелковолнистослоистых; фации плессовых ложбин (плессов), представленных в разрезах песчаными и песчано-алевритовыми отложениями с линзами алевритовых илов и грубообломочных до гравийных песков; фации прирусовых отмелей, сложенных довольно однородным песчаным и песчано-алевритовым материалом с диагональной в нижней пристрежневой части и мелкой косоволнистой слоистостью к границе прирусового вала; фации кос, развитых на приподнятых участках русла (перекатах) – песчаные и алевритовые разности, то неслоистые, то полого косослоистые, чередующиеся с параллельной слоистостью; фации прирусовых валов – пески и алевриты, часто с включениями гравийного материала с перекрестной косой слоистостью стрежневого типа, чередующейся с паводковой мелколинзовидной до струйчатой.

Вниз по течению, в общем случае, размерность осадков уменьшается, а сортированность возрастает. Однако одновременно с этим в алевритовых и мелкопесчаных осадках, которые в нижних течениях рек начинают выпадать из взвесей, сортировка может ухудшаться. Кроме того, впадение притоков, несущих иной, по сравнению с основным руслом, материал, также нарушает отмеченную закономерность. Для русловых отложений характерна достаточно правильная косая слоистость. Косослоистые серии состоят из прямолинейных слойков, наклоненных под углом до 30° («диагональная» слоистость) и разделенных горизонтально-слоистыми более тонкозернистыми отложениями.

В формировании современных русловых аллювиальных отложений возможно выделение следующих динамических фаз: инстративной, перстративной, констративной. Процессы образования инстративного аллювия происходят на врезающихся участках речных долин, перстративного – на находящихся в состоянии динамического равновесия участках и констративного – на участках аккумуляции аллювия. Пойменная и старичная фазы аллювия не характерны для инстративной фазы, а в перстративной и констративной, как правило, занимают подчиненное положение.

Инстративный русловой аллювий в соответствии с условиями образования в узких врезающихся днищах долин сравнительно плохо сортирован; в состав его наряду с крупными обломками, входят частицы песчаной, алевритовой и пелитовой размерности, которые при других условиях концентрировались бы в пойменном и старичном аллювии. Вместе с хорошо окатанными, издалека принесенными гальками и валунами, в инстративном аллювии много угловатых обломков местных пород,

в которые врезалась река. Инстративный аллювий занимает в долинах определенное геоморфологическое положение – заполняет сравнительно узкие тальверги коренного ложа.

Перстративный русловой аллювий, отлагающийся во время стадии динамического равновесия, по степени окатанности и сортировке обломочного материала отличается от инстративного аллювия. Для него характерна средняя сортировка, гальки имеют хорошую окатанность, мелкие фракции представлены песком и гравием с очень небольшим содержанием ила и гравия. Перстративный аллювий подстилается в разрезах инстративным аллювием, часто замещается по простиранию стариичным аллювием, благодаря чему может выпадать из разрезов на отдельных участках равновесных долин.

Констративный русловой аллювий, отлагающийся в течение стадии аккумуляции, отличается от перстративного гораздо меньшей сортировкой крупных и мелких фракций, часто повышенной глинистостью, меньшим коэффициентом окатанности галек. Обычно в разрезах констративный аллювий подстилается аллювиальными отложениями других динамических видов.

Пойменный аллювий формируется в половодье в обстановке менее активной, а главное, весьма непостоянной гидродинамики. В связи с этим осадки обычно более тонкозернистые, менее отсортированные, намечается определенная, фиксирующая каждое половодье, повторяемость более мощных песчаных прослоев с глинистыми. Косая слоистость не выдержана, наблюдаются мелкие и изогнутые слойки; наряду с ней присутствует горизонтальная и слабоволнистая слоистость, а также рябь течений и волнений, текстуры взмучивания. Отмечаются быстрые и незакономерные латеральные замещения. Пойменный аллювий ассоциирует с перстративным, реже констративным русловым аллювием, перекрывая или замещая их в латеральном направлении. В нем выделяются стариичная фация, фация полоев и озерно-болотные фации плохо дренируемых участков поймы. Отложения полоев сложены песчано-алевритовыми и алевро-глинистыми отложениями с тонкой горизонтальной, типа ленточной, мелкой пологолинзовидной слоистостью, переслаивающейся с разносторонней косой слоистостью. Характерной чертой полойной фации является их углефицированность растительным детритом и отсутствием прослоев и линз торфов и углей, типичных для отложений стариц.

Стариичные отложения на первых этапах, когда старицы еще периодически восстанавливают связь с рекой близки русловым, затем, при окончательном обособлении – приобретают характер болотных и озерных образований. Минеральный состав обломков равнинного аллювиального комплекса обычно достаточно однороден, вплоть до олигомиктового. По составу стариичный аллювий – это гумусированные суглинки, илы, иногда с прослойями песков, обычно включающие пропластки или мощные пласти торфа. Стариичный аллювий залегает в виде линз среди руслового аллювия и обычно перекрыт пойменным аллювием, реже русловым.

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

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

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

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

4.2.4. Фации озер и болот

4.2.4.1. Осадки современных озер и болот

Озера в настоящее время занимают лишь около 1% поверхности континентов и содержат менее 0,02% воды гидросферы, однако их

геологическое значение представляется гораздо более важным, чем это можно предположить по этим скромным цифрам.

Озерные осадки содержат ценные минералы – эвапориты и горючие сланцы, а также служат местом фиксации урана. Они играют роль источника углеводородов, и, кроме того, с озерными породами связаны крупные залежи железных руд, в частности формации полосчатых железняков.

Следует особо выделить две особенности озер. Первая состоит в их чувствительности к климату: древние озерные отложения, по-видимому, являются лучшими индикаторами палеоклимата. Вторая заключена в разнообразии осадочных фаций в вертикальном разрезе как результате колебаний биохимического режима озерной воды и непостоянства береговой линии. По этой причине для того, чтобы задокументировать весь набор обстановок осадконакопления, разрезы озерных отложений следует изучать буквально сантиметр за сантиметром. Большое разнообразие озерных впадин и вод в них представляет некоторую проблему для классификации. Так как характер и набор осадочных фаций определяется гидрологическими условиями, необходимо прежде всего различать озера, имеющие сток, т.е. гидрологически открытые, и озера, которые лишены стока и являются гидрологически закрытыми. Надо иметь в виду и то, что конкретные озера (например, озеро Киву) в своем развитии могут проходить через стадии «закрытых» и «открытых» озер.

Современные озера значительно варьируют по форме, размерам и постоянству. Озера вулканического происхождения, как правило, невелики по размерам, но глубокие. Они могут образовываться при подпруживании лавовым потоком (Тивериадское озеро) или при взрыве и разрушении кратера вулкана (например, оз. Крейтер в шт. Орегон, США). Озера в ледниковых районах могут быть прогляциальными, т.е. предледниковыми (оз. Маласпина, шт. Аляска), или образоваться при запруживании водотока льдом и моренным барьером (оз. Фингер, шт. Нью-Йорк), при ледниковом выпахивании, при протаивании мерзлоты (термокарсте) и при долинном оледенении (переуглубленные долины и фьорды, например, оз. Питт, Британская Колумбия, Канада). Ледниковые озера обычно невелики; заметным исключением из этого правила являются крупные озера, расположенные по границам Канадского щита (Большое Медвежье, Большое Невольничье, Атабаска, Виннипег и Великие озера бассейна реки Святого Лаврентия), которые сформировались при многократном оледенении. Озера речной обстановки (например, старицы) и озера, связанные с береговыми линиями морей (например, береговые лагуны) являются мелкими и короткоживущими. Озера могут также развиваться в результате эолового воздействия, например при подпруживании мелких озер и лагун песками ветрового надува (Ланды, Южная Франция) или при формировании эрозионных дефляционных котловин (котловин выдувания). Наконец, озерные впадины возникают при растворении горных пород на некоторой глубине, при мерзлотном протаивании и даже при ударах метеоритов (например, озеро Рис на юге Германии).

Многие озера современных засушливых поясов ранее были значительно крупнее. Такие обширные плuvиальные озера существовали в Северной Америке (например, Большое Соленое озеро и праозеро Бонневилл, озера Лахонтан и Серлс), в Южной Америке (Титикака и праозеро Балливиан), в Азии (Арало-Каспийское море, Мертвое море и праозеро Лисань), в Африке (озеро Чад) и в Австралии (озеро Эйр и праозеро Диери). Плувиальные периоды, по-видимому, совпадали с максимумами оледенения.

Более крупные озера имеют первично тектоническое происхождение и распадаются на две группы. 1. Озера, образованные в областях активной тектонической деятельности или в протяженных рифтовых долинах, таких как Восточно-Африканский или Байкальский рифты, либо вдоль сдвиговых поясов, таких как долина реки Иордан. Прогибание в таких случаях идет быстро, снос осадочного материала с ближайших окраин весьма существен, мощность осадочного выполнения впадин велика (по-видимому, около 2 км для некоторых Восточно-Африканских озер, 2-5 км для Байкала и 2 км для озера Бива в Японии с возрастом 5 млн. лет), а скорость осадконакопления значительна. Примером могут служить такие озера, как Чад и Эйр, образованные в длительно существующих и медленно погружающихся прогибах в кратонных областях. Они сохраняются в течение долгого геологического времени, площадь их окраин в ответ на изменения климата колеблется в пределах более сотен квадратных километров, а приток осадочного материала относительно мал. Осадконакопление в озерах зависит от трех факторов: химизма воды, колебания береговой линии и относительного количества обломочного материала, приносимого реками. Открытые озера характеризуются довольно устойчивой береговой линией, так как приток воды плюс выпадение атмосферных осадков находятся в них в равновесии с величиной оттока плюс испарение. Отток воды играет роль буфера, предотвращающего особенно сильные колебания уровня озера (например, в Великих озерах Северной Америки), но несмотря на это колебания уровня озер бывают значительными (как в озере Ньяса в Восточной Африке). Колебания береговой линии также могут быть вызваны таким явлением, как изостатическое выгибание, которое происходит после оледенения. Так, северный берег озера Верхнее поднимается относительно южного на 0,46 м за 100 лет. С геологической точки зрения отрезки времени, за которые совершаются эти движения, являются мгновенными. В осадконакоплении открытых озер обычно преобладает привнос обломочного материала реками, но там, где поставка его невелика (например, в озерах Танганьика – Киву) может доминировать химическая и биохимическая седimentация.

Общий водный баланс закрытых озер характеризуется тем, что потери при испарении и инфильтрации превышают приток плюс выпадение атмосферных осадков. Это способствует образованию высоких ионных концентраций и последующей хемогенной седimentации. Тонкие изменения в общем водном балансе отражаются в существенных изменениях уровня воды и ее состава. Положение береговой линии оказывается при этом очень

непостоянным (например, в озере Чад), а наступание и отступление фациальных зон приводят к образованию в разрезе осадочных пород последовательных трансгрессивно-регрессивных циклов. Осадки обычно представляют собой сложные сочетания речного дегрита, переотложенного кластического материала, заимствованного из ложа древнего озера, а также химических и биохимических составляющих. Колебания уровня воды ведут к серьезным изменениям в разрезе осадочных пород кратонных прогибов, в то время как их влияние на озера рифтовых впадин менее существенно, так как эти последние имеют более резко очерченную морфологию.

В составе неморской воды озер преобладают четыре главных катиона: кальций, магний, натрий и калий и три главных аниона: карбонат, сульфат и хлорид. Соленость воды контролируется соотношением стока водосборного бассейна и количества атмосферных осадков и равновесием между испарением и выпадением твердых осадков. В открытых озерах состав воды контролируется в основном составом воды, стекающей из водосборного бассейна, тогда как в закрытых озерах концентрация ионов сильно меняется за счет испарения и выпадения в осадок солей. Испарение в закрытых бассейнах может привести к очень большому росту ионных концентраций. Уровни содержания сульфата и нитрата в одних случаях могут быть особенно высокими, а в других – низкими (например, Мертвое море).

Озерные воды характеризуются очень большими колебаниями pH – от 1,7 в некоторых вулканических озерах до 12,0 в ряде закрытых озер, например в содовых озерах Восточной Африки и Южной Америки. Почти все озера, воды которых имеют pH меньше 4, располагаются в вулканических областях, откуда поступают сильные неорганические кислоты, такие, в частности, как серная кислота. Низкие значения pH также обнаруживаются в природных водах, обогащенных растворенными органическими веществами, например в заболоченных озерах. Ионы H^+ в них образуются за счет совместного участия атмосферных осадков, серных бактерий, восстанавливающих сульфат-ионы, и катионного обмена в торфяниках, слагающих борта этих водоемов и представленных сфагnumовыми мхом. Обычные величины pH для открытых озер колеблются в пределах от 6 до 9, причем они сильно буферируются системой $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$. Величина pH определяется соотношением между CO_2 и карбонат-ионом или, точнее, соотношением ионов H^+ , образующихся при диссоциации H_2CO_3 , и ионов OH^- , образующихся при гидролизе бикарбоната. Очень высокие величины pH встречаются там, где наблюдается скопление большого количества CO_2 , приводящая к смещению равновесия в системе $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$.

Большая часть кремнисто-обломочных осадков, отлагающихся в озерах, сносится реками либо в виде взвеси, либо в форме твердого донного стока. Иногда большое значение имеет материал, занесенный ветром, плавучими льдами или материал вулканического происхождения. Основное влияние на привнос осадка оказывает характер и размер окружающего водосборного бассейна. Поступление осадков часто зависит также от времени года. Сезонные различия в поступлении обломочного материала особенно хорошо

видны в высокогорных озерах, питающихся полностью или частично за счет талых ледниковых вод. В них крайне высокий твердый сток, характерный для раннего лета, контрастирует с малым расходом почти чистой воды зимой. Большое поступление органики из внешних источников может наблюдаться в осенне время или может быть связано с паводками. Привнос органики внутреннего происхождения обычно достигает максимума летом.

Среди отложений озер можно выделить зоны ближнего прибрежья (прибрежного мелководья) и дальнего (удаленного) прибрежья. Для зоны ближнего прибрежья часто характерны кремнисто-обломочные осадки, как правило, концентрирующиеся вблизи устьев рек. В результате волновой деятельности могут формироваться пляжи, намывные косы и бары. Эти процессы и их продукты мало отличаются от соответствующих процессов и продуктов, характерных для морской обстановки низкой и средней волновой энергии. Для зоны дальнего прибрежья характерно кластическое осадконакопление, представленное тремя процессами: турбидитными потоками, пелагической седиментацией и гравитационными потоками. Скорости осадконакопления здесь, как правило, низкие и колеблются, например, для озера Онтарио, от $100 \text{ г}/\text{м}^2$ в год до $300 \text{ г}/\text{м}^2$ в год. Близкие величины отмечаются для Каспийского моря ($360 \text{ г}/\text{м}^2$ в год) и для озера Виктория ($200 \text{ г}/\text{м}^2$ в год). Отложению наиболее мелких частиц могут препятствовать даже слабая циркуляция воды или восходящие течения (апвеллинг). Рассеяние и отложение тонкозернистого взвешенного материала определяется характером циркуляции воды в озере, на которую в свою очередь сильно влияют течения впадающих в озеро рек и геострофические эффекты. Тонкозернистый осадок, поступающий в озеро, включается в кругооборот против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке в Южном. С этой схемой циркуляции тесно связано процентное содержание кремнисто-обломочного материала в донных осадках.

Химическое осадконакопление в открытых озерах ограничено контурами озера как такового и не происходит в обрамляющих его илистых отмелях и на участках весенних разливов. Выпадение в осадок карбоната кальция имеет важное значение для большинства пресноводных (т.е. разбавленных карбонатных) озер, в которых химическое осадконакопление не подавлено полностью привносом обломочного материала. Карбонатные осадки образуются в результате проявления четырех процессов: 1) выпадения в осадок первично неорганического вещества, вызываемого фотосинтезом растений или реже изменением чисто физических условий – температуры, испарения или смешения различных водных объемов; 2) продуцирования известковых раковин, поверхностной инкрustации или элементов скелетов живых организмов; 3) сноса кластических аллохтонных частиц с площади водосборного бассейна; 4) постседиментационного или раннедиагенетического выпадения в осадок. Последние два процесса в дальнейшем не рассматриваются.

Основной контроль первичного осаждения карбонатов осуществляется системой CO_2 . Вынос CO_2 , который наиболее эффективно выполняется в

ходе фотосинтеза, приводит к повышению рН и способствует выпадению в осадок кальцита. Вынос СО₂ при дегазации в атмосферу, по-видимому, является значительно менее важным и медленным процессом. Первичное осаждение карбонатов также может быть вызвано нагревом воды озера, приводящим к пресыщению в отношении кальцита ранее недосыщенной воды, хотя этот эффект обычно бывает слабым.

Годичный цикл осаждения кальцита описан на примере озер Цюрихского и Грейфен в Швейцарии, а также других озер с температурной зональностью. Расцвет диатомовых водорослей в конце весны и начале лета вызывает заметное увеличение рН и как результат - пересыщение поверхностных вод. Это приводит к выпадению в осадок кальцита и быстрому снижению степени пересыщения и величины рН.

Продуктивность относительно крупных и глубоких озер в основном зависит от жизнедеятельности плавающей микробиоты. При фотосинтезе фитопланктона на всей площади озера образуются покровы карбоната. Сезонный характер планктона и осаждение карбонатов приводят к отложению тонкослоистого известняка, богатого органикой. Светлые, обогащенные карбонатом слои в этих отложениях образуются в результате выпадения в осадок карбоната вслед за расцветом водорослей в конце весны и летом, а темные, бедные карбонатом слои соответствуют зимнему выпадению органического вещества и диатомитовых детритовых компонентов. Для того чтобы тонкослоистые сдвоенные слои (неледниковые варвы) в дальнейшем сохранились, место осадконакопления должно быть предохранено от биотурбации, сильных донных течений, избыточного поступления детрита и неустойчивости склонов. Именно такие условия соблюдаются на дне стратифицированных озер, характеризующихся недостатком кислорода.

В относительно глубоких частях литорали распространены известковые раковины гастропод, двустворок и остракод, а в мелководной части литорали более важную роль играют водорослевые карбонаты и корки на макрофитовых водорослях. В мергелистых озерах с жесткой водой плоские береговые участки бывают покрыты водорослевыми пизолитами и окаймлены болотами, где накапливаются торфяники. В направлении озера эти участки переходят в подводный береговой склон, где развиваются колонии макрофитовой водоросли Chara. Склоновая фация глубже 10 м сменяется гастроподовыми и остракодовыми микритами.

Соленые озера, в особенности явно пересыхающие, бывают окаймлены надлиторальными илистыми отмелями (плоскотинами), носящими название **плайя, или внутриматериковая себха**. Поверхность плоскотин характеризуется развитием трещин усыхания и тонких корок микритового карбоната по краям и более мощных пористых корок растворимых минералов, таких как галит, в центральных частях плайи. Отложения обломочного материала здесь происходит при плоскостном омыании плайи седиментоносными штормовыми паводковыми водами, стекающими с примыкающих песчаных отмелей по пути к центральным частям соленого

озера. В ходе этих наводнений образуются горизонтальные линзовидные слои песка или алеврита, покрывающиеся, по мере того как потоки утрачивают свою силу, илистыми чехлами. Плоскостные паводковые воды, попадая в лужи на поверхности илистых плоскотин, могут вызвать образование паводковых подводных турбидитных потоков, из которых отлагаются маломощные слои с градационной слоистостью. При переотложении этих осадков волнами, возбужденными ветром, на их поверхности будут возникать знаки волновой ряби.

Первичный состав поступающей в озеро воды зависит от литологического состава источников сноса и имеет большое значение для дальнейшей эволюции рассола. Повышение концентрации в результате испарения неизбежно приводит к выпадению в осадок карбонатов щелочных элементов – кальцита, арагонита или магнезиального кальцита. Раннее выпадение в осадок карбонатов и изъятие из раствора ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и CO_3^{2-} сильно влияют на химизм образующегося позже рассола. Дальнейший рост концентрации ведет к пересыщению раствора в отношении гипса, что служит другой важной точкой расхождений геохимических путей.

Пересыщение раствора в отношении более растворимых минералов достигается лишь после того, как степень концентрации превысит приблизительно в 1000 раз первоначальную концентрацию в приточной воде, процесс концентрации осуществляется путем испарения поверхностного стока и растворения корок и выцветов (солей). Выпадение в осадок происходит либо из водной среды самого озера, либо из рассола, адсорбированного донными отложениями. Обычными продуктами этого процесса являются мирабилит и галит, хотя возможные вариации состава при этом имеют очень широкие пределы.

Фации озер в породном и генетическом отложениях приурочены к замкнутым обособленным впадинам в рельефе континентальных и прибрежных равнин и горных областей. Отложения равнинных озер широко развиты в разрезах осадочных толщ, начиная с нижнего палеозоя. Наиболее характерными чертами озерных фаций являются обязательное наличие в разрезах глин, тонкая часто правильная, а для горных ледниковых озер ленточная слоистость, наличие пресноводной фауны, небольшая мощность и латеральная зональность в распределении осадков от береговой зоны к центральным частям водоема. Последняя наиболее отчетливо выражена или в смене песчано-гравийно-галечниковых отложений более тонкозернистыми, или глинисто-углистыми и углистыми в береговой зоне, сменяющимися от берега глинистыми осадками. Наличие в разрезах озерных отложений карбонатных и органогенных пород характерно как частный случай. Среди различных классификаций для современных и древних озер наиболее применимы подразделения последних на горные, равнинные и прибрежные. Эта классификация в основном учитывает породный состав озерных отложений, их фациальный облик, временные и латеральные соотношения с соответствующими комплексами. Породный состав озерных отложений весьма различен и зависит от большого разнообразия типов озер, размеров,

характера берегов, источников минерального питания, климата и других факторов. В целом в отложении озер преобладают глинистые и алевро-песчано-глинистые породы. Среди глин встречаются углистые, битуминозные, известковые, кремнистые. Довольно характерны для озер породы хемогенного происхождения, известняки, туфы, оолитовые скопления железа, алюминия. Подчиненное значение имеет органогенные отложения – известняки, сапропель, диатомиты. Основная масса озерных известняков состоит из тонкозернистого или скрытокристаллического карбонатного материала. Fauna, представленная пресноводными гастроподами, пелецеподами, остракодами, играет в образовании известняков подчиненную роль. Довольно часто в озерах накапливается рыхлая, порошкообразная карбонатная масса белого, коричневатого цвета, представляющая собой так называемый озерный мел – гажа. Местами гажа уплотняется и образует плотный известковый туф. Иногда в ней наблюдаются прослои пластичной глины, углистой глины и даже торфа.

Типичные хемогенные осадки (породы) преобладают в соленых и горько-соленых озерах: известняки, доломиты, различные соли. Соли, как правило, накапливаются в отдельных частях озер, где вода становится горько-соленой. Породы соленых озер почти всегда отчетливо тонкослоисты. С своеобразный облик имеют отложения прибрежных озер, располагающихся вблизи морского побережья: лиманные, болотные, мангровые, дюнны, дельтовые. Их отложения почти всегда сопряжены с отложениями переходных фациальных комплексов (фации приморских болот, прибрежного мелководья, лагун, авандельт). Примером являются отложения аптского яруса нижнего мела центральных областей Русской платформы. С своеобразие седиментационного процесса в различных типах озер накладывает свой отпечаток и на концентрацию различного минерального вещества. Это руды железа, алюминия, реже никеля, а также фосфориты, сапропель, торф, диатомиты.

Отложения болот тесно связаны как породными, так и фациальными переходами с отложениями различных типов озер. В разрезах осадочных толщ различного возраста, от современного до палеозойского, наиболее уверенно выделяются континентальные береговые, дельтовые, внутриравнинные. Менее обосновано выделение тропических болот и почти неизвестны в ископаемом состоянии отложения горных болот. Помимо орографического и ландшафтного подразделения выделяются отложения застойных и проточных болот. По характеру питания водами и по составу растительности выделяют олиготропные (верховые) болота атмосферного питания и эфтропные (низинные) минерального питания грунтовыми водами. Характерными признаками болотных отложений является различная углистость пород, наличие пластов торфов, углей, малое количество терригенного, особенно, песчаного материала, отсутствие береговых песков и замена их береговыми глинами с пресноводной фауной. Глины присутствуют или в подошве углей, или в виде расщепляющихся слоев и линз в толщах самих углей. Застойность или проточность болот довольно

отчетливо выражена в авто- или аллохтонности растительного материала и в конечном итоге проявляется в различных типах углей, наличии пород определенного минерального состава, количеством терригенных примесей. Помимо залежей углей, торфов, сапропеля в болотах формируются промышленные залежи бобовых железных руд, типа бурых железняков (месторождения Тульской, Липецкой обл.), скопления вивианита, различных колчеданов. С отложениями каолинитовых глин и лигнитов связаны накопление осадочных бокситов и бокситовых пород раннекаменноугольного возраста районов Тихвина, Сев. Онеги, КМА.

4.2.4.2. Фации древних озер и болот

Древние озерные отложения сохранились в различных тектонических обстановках: 1) в протяженных рифтовых впадинах, таких как триасовые впадины северо-востока США; 2) в сдвиговых впадинах, таких как плиоценовая впадина Ридж в Калифорнии; 3) во впадинах форланда, таких как межгорные озера формации Грин-Ривер и олигоценовые озера в восточной части впадины Эбро в Испании; 4) в кратонных впадинах, предположительно связанных с литосферным растяжением и прогибанием, таких как впадина озера Чад и среднепротерозойские впадины северной Гренландии. Отложения древних озер можно разделить на два типа: 1) отложения, образованные в разбавленных озерах гидрологически открытых впадин, 2) отложения, образованные в соленых озерах закрытых впадин. Однако надо иметь в виду то, что многие древние озерные толщи отражают колебания (постоянные и односторонние изменения) характера озера с переходом закрытого бассейна в открытый или наоборот.

Будучи косвенно распознаваемыми по ассоциации с другими явно континентальными фациями, в частности аллювиальными отложениями и палеопочвами, древние озерные отложения определяются также прямыми методами с помощью трех групп критериев: фаунистических, химических и физических. Первая группа критериев предусматривает отсутствие морской фауны, представленной стеногалинными беспозвоночными, такими как кораллы, замковые брахиоподы, эхинодерматы, цефалоподы и мшанки. Эвригалинная фауна, характерная для лагун, также отсутствует. Вместо этого встречаются континентальная флора, такая как харофиты, и фауна, такая как некоторые гастроподы, двустворки и остракоды, другие беспозвоночные, а также некоторые рыбы. Поскольку озера в закрытых впадинах чувствительны к частым изменениям климата, фауна здесь находится в подавленном состоянии и характеризуется небольшим разнообразием. Fauna может быть аналогична речной фауне. В качестве диагностического признака озерных отложений может быть использован химизм соляных отложений, так как некоторые необычные минералы или минеральные ассоциации образуются только из воды, химизм которой существенно отличается от химизма обычной морской воды. Изменения химического состава и

солености в озерах происходят намного быстрее, чем в океанах, и по сравнению с последними они более резкие. Физические процессы, запечатлеваемые в древних озерных отложениях, аналогичны процессам, связанным с морскими обстановками. Однако в озерах отсутствуют приливно-отливные течения, волновая активность здесь снижена, зато характерны выходы дна выше поверхности воды, отражающие частые, даже годичные колебания уровня воды в озерах и положения их береговой линии.

Фации озер (лимнические фации) в открытых впадинах можно подразделить на ассоциации обломочных и карбонатных пород, которые могли отложиться либо вдали от берега в центральной части озера, либо в прибрежной зоне на озерных окраинах. Фации, удаленные от берега, включают 1) карбонатные отложения, представленные чередованием слоев низкомагнезиального кальцита (выпадение в осадок которого следует за расцветом микробиоты) и слоев органики, которые сохраняются от окисления в анаэробных условиях ниже гиполимниона стратифицированных озер, и 2) тонкослоистые алевриты и глины с градационной слоистостью, отлагаемые турбидитами и геострофическими течениями.

Отложения прибрежной зоны и озерных окраин включают три обломочные и три карбонатные фации: 1) песчаники со знаками волновой ряби и горизонтально-слоистые или слабонаклонные косослоистые песчаники, отлагаемые в небольшой зоне пляжа; 2) косослоистые песчаники, представляющие собой отложения дельтовых рукавов и устьевых баров; 3) лигниты и алевролиты, представляющие собой отложения внутридельтовых заливов и мелких озер; 4) фацию биогермов, включающую строматолиты и другие водорослевые отложения; 5) фацию пизолитов, онколитов и оолитов; 6) фацию «озерного мела», образующуюся из макрофитов и обломков раковин и отлагающуюся или на мергелевых банках – отмелях или по всей зоне литорали. Перечисленные крупные фации могут быть подразделены на более мелкие субфации или микрофации.

Фации осадков древних закрытых озер отлагаются как в пределах самих озер, так и на окружающих плоскотинах. В центральной части выделяются три главные фации: 1) фация минералов-эвапоритов, выпадающих в осадок из высококонцентрированных озерных рассолов; 2) фация богатых органикой мергелей (битуминозных сланцев), образующаяся при переменном поступлении органического вещества и карбоната. Органика (в основном водоросли) при этом сохраняется на дне озера, а карбонаты аккумулируются или за счет аутигенных карбонатов Ca, Mg и Fe, или в результате сноса обломочных карбонатов с окаймляющих озеро плоскотин; 3) фация карбонатно-гипсовых отложений, образующаяся в результате сезонных изменений химического состава воды, которые способствуют чередованию отложения из раствора арагонита или высокомагнезиального кальцита и гипса.

Окраинные фации закрытых озер отражают периодические инундации (разливы, наводнения) и сменяющие их выходы отложений на дневную поверхность. Они включают: 1) строматолитовые известняки и оолито-

пизолитовые осадки; 2) кремнисто-обломочные песчаники, снесенные реками и плоскостными поверхностными потоками и переотложенные в виде осадков пляжной полосы или реже прибрежных баров; 3) листоватые мергели с многочисленными трещинами усыхания; 4) загипсованные мергели с конкрециями гипса, характерными для себя, интерстициональными минералами-эвапоритами (такими, как карбонаты натрия) и брекчированными карбонатами, образующимися на периодически выступающих над водой плоскотинах, окружающих центральное озеро.

В озерных осадочных комплексах часто наблюдается чередование фаций. Мелкомасштабные циклы отражают периодические расширения и сокращения озерных окраин. Более крупные циклы могут отражать изменения всего гидрологического статуса озера. В сдвиговых и рифтовых впадинах фации могут испытывать быстрые переходы по латерали, в особенности в связи с тектонически активными окраинами. В уплощенных депрессиях, окраины которых обычно имеют пологие склоны, фации, как правило, меняются быстро по вертикали, так как при небольших изменениях объема озера сильно изменяется его площадь и, следовательно, резко колеблется положение береговой линии.

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

4.2.5. Фации пустынь

Пустыни представляют собой столь засушливые или холодные области, что в них могут существовать лишь немногие формы жизни. В сухих пустынях наблюдается определенное равновесие между испарением и выпадением атмосферных осадков, которое определяет жизнеспособность растений. Высокие температуры, безусловно, благоприятствуют испарению, но даже в пустынях с высокими дневными температурами ночные температуры часто опускаются ниже 0°С. В некоторых пустынях никогда не бывает высоких температур; это, в частности, относится к пустыням, расположенным на большой высоте, например пустыням в Чили и Средней Азии, и к тем, которые простираются в пределах высоких широт. Арктические пустыни, скучность жизни в которых вызвана, по крайней мере отчасти, низкими температурами, вероятно, включают ледниковые и прогляциальные отложения.

Жаркие пустыни, покрывающие большие пространства современных материков, характеризуются широким разнообразием осадочных субфаций, в том числе эоловыми песчаными морями (эргами), аллювиальными конусами

выноса, а также развитием зандровых равнин, плайевых и других озер. В пустынях, кроме того, встречаются испытывающие эрозию коренные породы и участки ветровой дефляции ранних отложений, обычно бронированные более крупными обломочными частицами, что обусловлено сортировкой с отсеиванием (так называемые каменистые пустыни-гаммады или **джибберы**). Участки обнаженных пород, как правило, подвергаются выветриванию и абразии и приобретают в связи с этим характерные формы.

Кроме явно эрозионных и осадочных процессов во многих пустынях и на их окраинах наблюдаются особые процессы и продукты послеосадочного изменения, в том числе развитие красноцветов и некоторых типов профилей почв, в частности дурикрастов (твёрдых корок). Рассмотренные ниже данные в большей части относятся к жарким, аридным равнинным пустыням, которые, скорее всего, только и принимают постоянное участие в стратиграфической летописи.

Мощные скопления пустынных отложений встречаются как в активных тектонических обстановках, таких, например, как быстро прогибающиеся впадины, контролируемые разломами, так и в более медленно прогибающихся внутрикратонных депрессиях. В пределах окраин тектонически активных впадин (например, на юго-западе США; в депрессии Данакиль, Эфиопия) обычно развиваются аллювиальные конусы выноса, а ближе к центру впадин наблюдаются плайя и поля дюн. Окраины континентальных депрессий, таких как Сахара или пустыни Австралии, значительно менее четкие. Здесь шире проявлены речные процессы, которые зачастую отражают общую картину бессточного водосборного бассейна, тогда как эоловые осадки тяготеют к центральным частям впадин. Речная сеть и связанные с ней отложения, наблюдавшиеся в настоящее время, до некоторой степени унаследованы со временем плейстоценовых флювиальных событий, когда сток был большим и, по-видимому, более постоянным (не пересыхающим) и когда часть эоловых дюнных полей была закреплена растительностью. Крупные участки перевеваемых ветром песков, которые преимущественно расположены в пониженных центральных частях ряда внутрикратонных впадин, называются эргами (песчаные пустыни). Похоже, что в ряде случаев их контуры совпадают с участками выходов на поверхность более древних песчаников, что позволяет считать крупные запасы песков, равно как и благоприятное положение в рельфе, факторами, контролирующими локализацию эргов. Иногда понижения в рельфе также могут совпадать с более ранними осадочными впадинами.

Крупные песчаные моря, или **эрги**, являются главными местами аккумуляции песков ветрового надува. Они занимают площади до 500000 км² и местами имеют мощность отложений до нескольких сотен метров. В эргах наблюдается сложная ассоциация форм наносов. Песок в эрги может поступать при рассеивании ветром аллювиальных отложений по краям или при переносе на большие расстояния от первоначального источника, который, вероятно, был сложен более древними песчаниками. Крупные вытянутые песчаные покровы хорошо видны на космических снимках,

причем их линейность соответствует измеренным доминирующим и результирующим направлениям эффективных ветров.

Пески, поставляемые к окраинам эргов аллювиальными процессами, обычно плохо сортированы, но ветер вследствие низкой плотности и низкой вязкости воздуха служит хорошим сортировщиком осадка. В форме твердого донного стока им перемещаются только частицы песчаной размерности, в то время как более мелкий материал попадает во взвесь, а более крупный остается на месте в виде отсортированного остаточного гравия. Пределы колебания обычных размеров песчаных частиц для ветрового донного стока равны 0,1-1 мм при модальном значении около 0,3 мм. По В. Шарпу, изучавшему процессы эолового переноса в дюнном поле Келсо, шт. Калифорния, распределение песчинок по размерам устанавливается при переносе способом сальтации уже через 15 км. Следовательно, при значительно более протяженных путях переноса, которые имеют место во многих крупных пустынях, сортировка легко осуществима. Высокие степени окатанности и полировки песчаных зерен при абразии могут потребовать несколько более дальней транспортировки, чем на 15 км.

Кроме упомянутых окатывания и сортировки зерен по размерам в ходе эолового переноса может происходить определенная сортировка по минеральному составу, обусловленная разрушением минералов со спайностью и сохранением зерен кварца. Изучение зерен эловых песков из пустынь под электронным микроскопом показало, что их поверхность имеет более сглаженный рельеф по сравнению с зернами, обработанными водной абразией. Эта сглаженность частично является результатом мелкомасштабного растворения и отложения кремнезема, производимого росой с суточной цикличностью.

Аккумуляция песка с образованием эргов, по-видимому, является результатом взаимодействия таких факторов, как характер рельефа и эффективные ветры (т.е. те, которые способны перемещать осадки). Такие ветры сильны, но непродолжительны. Иногда направления эффективных и преобладающих ветров заметно расходятся. Песок обычно отлагается в понижениях рельефа, где ветер поддувает вертикально и касательное напряжение на границе воздух-земля уменьшается или где песок переносится вверх по склону. Степень покрытия песком поверхности в пределах эргов различна. По окраинам покрытие неполное, и формы наносов, развитые здесь, не способны удерживать осадок длительное время. К центральным частям эргов песчаное покрытие становится полным, а формы наносов здесь относятся к осадкоудерживающим, и при последовательном наползании осадка верх по склонам здесь могут формироваться мощные скопления песка.

Поперечные формы с длинными гребнями характеризуются более или менее непрерывным гребнем, ориентированы примерно поперек направления преобладающего ветра и связаны с одним преобладающим эффективным ветром. В масштабе дюн эти формы на подветренной стороне имеют фронтальную поверхность обрушения. В большинстве случаев поперечные

формы имеют волнистую линию гребня с чередованием вогнутых и выпуклых (барханоподобных) отрезков. Закрытый от ветра участок поверхности обрушения может обнаруживать систему чередования ложбин и хребтов, что напоминает картину, связанную с донными формами водного происхождения, обладающими волнистыми гребнями. Поперечные формы с непрерывными линиями гребней встречаются на участках с полным песчаным покрытием. Они относятся к осадкоудерживающим формам и поэтому частично сохраняются в течение всего времени возведения мощного песчаного сооружения.

Барханы относятся к поперечным формам, связанным с участками неполного песчаного покрытия, которое формируется на не подверженном эрозии фундаменте коренных пород или остаточного гравия. Они в основном относятся к осадкопропускающим, а не к осадкоудерживающим формам, и с уменьшением песчаного покрытия промежутки между барханами становятся шире. Барханы представляют собой продукт ответной реакции на единственное направление доминирующего ветра, и на вогнутой подветренной стороне их обычно образуется поверхность обрушения. Крылья бархана, которые вытянуты вниз по ветру по обеим его сторонам, могут быть развиты одинаково или в разной степени. Будучи структурами, характерными для неполного песчаного покрытия, барханы вряд ли способны принимать участие в создании мощных толщ эоловых песков; возможность сохраниться в качестве геологических структур для них также крайне мала.

Параболические формы встречаются нечасто и образуются на подветренных сторонах небольших озерц или увлажненных участков. Выпуклость их направлена вниз по ветру, а сами они, по-видимому, связаны с недостаточным поступлением песка. Впоследствии они плохо сохраняются.

Продольные формы отложений представляют собой удлиненные структуры, параллельные направлению преобладающего эффективного ветра или результирующему направлению ветров. Они встречаются и в масштабе дюн и имеют длину порядка 10 км, а в исключительных случаях и до 100 км. Продольные формы наблюдаются в виде групп на обширных площадях и часто разветвляются навстречу ветру. Линии гребня обычно бывают несколько волнистыми, и поверхности обрушения, наблюдаемые у самого гребня, могут переходить с одной стороны на другую.

Участки между осадкопропускающими формами отложений, такими как барханы, обычно не покрыты песком. Не подверженным эрозии основанием могут служить свободные от песка коренные породы или дефляционный цоколь («пустынная мостовая»), покрытый крупнообломочным материалом. Такие каменистые пустыни, получившие в Северной Африке название **серир** и **рег**, а в Австралии - **джиббер**, или галечная равнина, покрыты плохо сортированной ассоциацией крупных обломков вплоть до валунной размерности, которые образуются при выветривании подстилающих коренных пород или при выдувании тонких фракций из ранних аллювиальных отложений. Лежащие на поверхности обломки абрадируются

песком, переносимым ветром, что приводит к возникновению огранки на поверхности таких галек, так называемых **вентифактов**. Растворение или выпадение минеральных веществ, связанные с выпадением и испарением росы, ведут к образованию «пустынного загара».

Там, где песчаное покрытие развито в большей степени, более или менее пологие, покрытые песком участки располагаются между дюнами, а также по краям дюнных полей. Формы наносов и структуры таких участков имеют обычно низкий рельеф, и их тип до известной степени определяется положением зеркала грунтовых вод. В сухих междюнных участках преобладающей формой наносов является песчаная рябь, хотя там могут встречаться и мелкие дюны. Они имеют высоту всего несколько десятков сантиметров и гораздо меньше основных дюн. Там, где зеркало грунтовых вод подходит близко к поверхности, песок может увлажняться, и возникают разнообразные формы текстур налипания (адгессии). Наконец, там, где междюнные участки постоянно или временно бывают покрыты водой, могут возникать текстуры водного происхождения. После сильных ливней поверхностный сток устремляется в междюнные участки с озерками и может привести к образованию небольших русел, знаков струйчатости, ряби течения и мелких дельтовых вееров.

Высокая эффективность сортировки, производимой ветрами, отчасти достигается тем, что тонкий алевритовый материал удаляется в форме взвеси, а песчаный материал перемещается в виде твердого донного стока. После переноса, часто в верхних слоях атмосферы, тонкие осадки выпадают на обширных пространствах материков и океанов. Такое широкое рассеяние обычно не приводит к образованию четко различимого отложения как такового. Лишь в тех случаях, когда поступление осадка достаточно велико, этот материал может аккумулироваться в форме четко обозначенной залежи. Пылеватые отложения, сложенные в основном зернами кварца, называются лёссами и покрывают широкие пространства при многометровой мощности. Существенным компонентом лёссов, кроме кварца, могут быть частицы карбонатов. Согласно общепринятой точке зрения, большая часть лёссов на земном шаре перенесена ветрами с территорий, занятых ледниками отложениями, так как считается, что единственный механизм, способный производить такие крупные объемы алевритового материала, - это ледниковая абразия. Поэтому большая часть лёссов ассоциируется с ледниками обстановками. Однако иногда лёссовые отложения окаймляют пустыни, которые явно не имеют никакого отношения к ледниковой деятельности.

Установление древних пустынных отложений должно опираться на несколько групп доказательств, причем наличие фации эоловых дюн является лишь одним из них. Другими характерными чертами, по которым можно предположить пустынную обстановку, являются красная окраска пород, залежи эвапоритов и некоторые типы почвенных профилей. Ни одна из них не может считаться однозначным доказательством, а идентификация

эоловых дюн не всегда проводится уверенно. Кроме того, эоловые дюны бывают характерными для некоторых побережий, не связанных с пустынями.

Интерпретацию древних эоловых песчаников следует рассматривать в двух плоскостях. Во-первых, нужно установить их эоловое происхождение, а также проанализировать контрдоводы против этого, например возможность пляжевого или мелководного морского генезиса. Во-вторых, попытаться надежно реконструировать типы форм отложений с тем, чтобы построить детальные прогнозные модели и палеогеографические реконструкции.

Для того, чтобы определить эоловое происхождение песчаников, используется целый ряд характеристик осадка. Они включают наличие крупномасштабной косой слоистости с передовыми слоями, падающими под углами, близкими к углу естественного откоса, высокий индекс песчаной ряби, высокую степень сортировки в среднем до тонкого песка, высокую степень окатанности и округлости зерен, наличие «оледенелой» или полированной поверхности зерен и отсутствие глинистых минералов и слюд. Важным доказательством эолового генезиса могут служить редкие остатки наземных позвоночных, например динозавров, и отсутствие морских ископаемых. Важно использовать сочетание как можно большего числа этих критериев, так как каждый из них по отдельности не является однозначным. Структурный критерий, связанный с размерностью зерен, посредством которого, по мнению некоторых исследователей, можно различить пески разных обстановок, на самом деле является наименее определенным. Например, в тех случаях, когда эоловые пески были местами переотложены реками или, наоборот, там, где аллювиальные или пляжевые пески даже слегка были переотложены ветром, может возникнуть путаница. Крупномасштабная косая слоистость, кроме того, может быть продуктом некоторых речных и мелководных морских обстановок.

Попытки интерпретации древних эоловых песков путем сопоставления с типами современных дюн предпринимались уже давно. Существуют два основных подхода к этой проблеме: 1) форма песчаного тела и 2) морфология внутренней слоистости.

Форма песчаного тела. Эоловые дюнные песчаники встречаются в двух видах: а) в виде отдельных линз, залегающих на относительно плоском субстрате и покрытых неэоловыми отложениями и б) в виде протяженных плато песчаников, в пределах которых могут находиться компоненты междюнных отложений.

Линзовидные песчаные тела (сохранившиеся дюнные формы) встречаются очень редко, так как для их образования требуются быстрые и особые изменения условий, с тем чтобы песчаное тело избежало переотложения и сохранилось. В верхнеюрской формации Тодилто в шт. Нью-Мексико, США, куполообразные дюны, сложенные гипсовым песком, имеют ширину около 170 м, длину около 350 м и высоту до 30 м и залегают, сохранив свою форму, на поверхности известняков. Друг от друга они отделены интервалами в десятки и даже сотни метров и выстраиваются в цепи, которые грубо перпендикулярны направлению эффективного ветра.

Вытянутость самих дюн оказывается параллельной направлению ветра, что можно заключить из наблюдений внутренней косой слоистости, падающей под углом до 40^0 . Эти дюны интерпретируются как куполовидные дюны, так как их вытянутость меньше, чем у современных сейфовых дюн.

Пластообразные песчаные тела значительно более часты, чем линзовидные и ими сложены очень крупные формации песчаников, занимающие большие площади. Пермские и триасовые отложения Северо-Западной Европы, а также мезозойские песчаники юго-запада США с эффективной косой слоистостью частично представлены именно этим типом. Такие пласти имею площадь сотни квадратных километров, а мощность их измеряется сотнями метров. Они, несомненно, являются продуктом продолжительной аккумуляции в форме эргов с полным песчаным покрытием. Характер дюнных систем, которые должны были мигрировать, чтобы обеспечить эту аккумуляцию, легче всего понять, рассмотрев внутреннее распределение осадочных текстур, которые в них наблюдаются.

Организация внутренней слоистости. В большинстве обнажений эловых песчаников и во всех случаях, относящихся к площадным пластообразным песчаным телам, в качестве ключа к определению типа дюн и особенностей их поведения можно использовать характер внутренней слоистости как таковой. Исходя из этого, можно далее представить общую картину эффективного ветрового режима. Понимания всех этих вопросов можно достичь посредством разного уровня наблюдений.

Эловые песчаники характеризуются косой слоистостью среднего и крупного масштаба при мощности отдельных пачек, измеряемой метрами, и серий пачек – десятками метров. Кроме косой слоистости в маломощных простых слоях наблюдается тонкая и грубая параллельная слоистость. Исследования последних нескольких лет все более сосредоточивали внимание на поверхностях раздела внутри косослоистых серий. В результате такого подхода, начало которому было положено В. Брукфилдом, были выделены поверхности раздела трех порядков, каждый из которых якобы имеет разное происхождение. Границы раздела первого порядка очень протяженные и очень слабонаклонные (обычно близки к горизонтальным). Они разделяют сложные группы косослоистых пачек, которые, в свою очередь, ограничиваются поверхностями раздела второго порядка. В разрезах, параллельных направлению палеоветра, поверхности второго порядка выглядят обычно ровными и довольно протяженными, но в разрезах, перпендикулярных направлению ветра, они в большинстве случаев слабовогнуты и придают косой слоистости облик широких трогов. Поверхности раздела третьего порядка наблюдаются внутри отдельных пачек и отражают несогласия между пакетами передовых слоев. Эти три порядка не всегда присутствуют вместе или не всегда различимы. В ряде случаев в песчаниках наблюдаются только поверхности второго и третьего порядков, а в других, более редких, случаях встречаются пласти только с поверхностями первого и второго порядков.

4.3. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ АККУМУЛЯЦИИ – МЕГАПРОВИНЦИЙ ОКЕАНОВ

Океаны и моря занимают 70,8 % площади земного шара. По данным палеореконструкций, в отдельные геологические эпохи их площадь была более значительной. Уже это определяет то обстоятельство, что в геологических разрезах преобладают морские отложения. Кроме широкого развития морей этому способствует также то, что морские обстановки (в широком понимании термина, включающего в себя как собственно моря, так и океаны) являются преимущественно областями накопления осадков. Более того, в отличие от континентов, условия сохранения морских отложений несравненно выше.

Другой особенностью морских обстановок является их несравненно большее, чем в континентальных условиях, постоянство. Контрастностью отличается лишь непосредственно примыкающая к суше узкая прибрежная полоса, на большей же части условия относительно стабильны на значительных пространствах и меняются не столь резко, как на континенте.

Источники поступления вещества в морские водоемы различны. Главную массу обломочного материала поставляют континенты, другим крупным источником поступления материала являются продукты вулканической деятельности. Одним из главнейших свойств системы – Мировой океан является практически постоянное соотношение основных компонентов морской среды.

Обстановки и механизмы механического, хемогенного и биогенного накопления материала, поступающего тем или иным путем в Мировой океан, зависят от типов водоемов, условий их питания, нахождения в той или иной климатической зоне, наличии течений и их характера, физических и химических свойств морской воды, органической жизни и т.д. Все это определяет многообразие фациальных обстановок, существующих как в современных морях и океанах, так и реконструируемых в прошлом.

4.4. Морские фации

4.4.1. Фации супралиторали и литорали

Прибрежные отложения возникают в зоне прилива и отлива. При отливе они осушаются, при приливе находятся на глубине нескольких метров. В отчененных от океана морях, где приливы и отливы практически незаметны, к прибрежным следует относить отложения, образующиеся непосредственно у береговой линии. Прибрежные фации не всегда можно отличить от континентальных отложений.

Прибрежные (литоральные) отложения в современных морях и океанах встречаются лишь в пределах узкой зоны, в то же время в древних отложениях могут занимать довольно значительные пространства (базальные конгломераты, залегающие в основании трансгрессивных комплексов).

Комплекс прибрежно-морских фаций включает весьма разнообразные обстановки и отложения. Прежде всего, к ним относится литораль, т. е. область моря, расположенная между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. В современных морях разница высот отлива и прилива у берегов достигает 3-6 м, а в некоторых заливах и больше.

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

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

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

Больше известны аккумулятивные берега, сложенные осадочными породами. Одной из разновидностей подобных берегов являются побережья, развивающиеся при значительной амплитуде приливно-отливных течений,

выровненного плоского рельефа суши и прилегающей к ней части дна моря. Они хорошо изучены на побережьях Северного моря, где называются **ваттами**.

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

Осадки обычно представлены тонкозернисто–переслаивающимися, плохо отсортированными мелкозернистыми песками, алевритами и глинами, причем с неправильной слоистостью: пологоволнистой, линзовидной с многочисленными взаимными срезаниями и часто интенсивно переработанные биотурбацией. Периодическое действие приливов и отливов вызывает наличие перекрещивающихся знаков ряби течений и отчетливую бимодальность в распределении их простираций. Своеобразен характер осадков по площади. На наиболее удаленной от моря и обращенной к суше стороне, куда достигают только наиболее высокие приливы, формируется полоса соленных озер (маршей), в которых тонкие илистые осадки чередуются с прослойми торфа и почвами. Седimentация здесь замедлена, практически не происходит переработка отложений волнами, что связано также с закреплением их растениями. Ниже, уже в пределах покрываемой обычными приливами области, где их энергия незначительна, располагаются илистые осадки, слабопереработанные волнами и организмами. Здесь часто образование водорослевых покровов, седimentация достаточно быстрая. Еще ниже протягивается зона песчаных отложений, достаточно активно перерабатываемых волнами, и организмами. Вся плоская равнина берегов перерезана многочисленными каналами, по которым происходит сток вод при отливе, нередко заполняемых песчаными осадками.

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

Своеобразная фация надприливной полосы отмечается в аридной зоне вдоль сухих пустынных побережий. Она изучена сравнительно недавно и получила название **себха** (в литературе встречаются термины: **сабхва** или **себхва**). Это прибрежная равнина, залегающая выше уровня нормального прилива, но покрываемая иногда морем при наиболее высоких приливах и

штормах. Ее осадки состоят из песка, алеврита или глины, покрытых на поверхности солевой коркой. Обломочный материал поступает как из прилегающих участков моря и часто является карбонатным по составу, так и приносится с суши, преимущественно ветром. Соль образуется в результате испарения морской воды, поступающей сюда в результате капиллярного подтягивания и при периодических морских наводнениях.

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

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

При удалении от береговой линии в сторону суши образованные морем пляжевые пески начинают перерабатываться ветром и образуются дюны с текстурными и структурными особенностями, характерными уже для золовых отложений. Однако тесная связь их с морскими отложениями, формирование из образованного морем осадочного материала, нередкое перекрытие мелководно-морскими осадками позволяет рассматривать их в группе прибрежно-морских фаций.

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

В случае защищенных от волнения берегов, при значительной изрезанности их бухтами, заливами, фиордами, прибрежные отложения представлены главным образом тонкозернистыми, хуже сортированными

алеврито-глинистыми осадками с фауной из тонкостенных пелеципод и гастропод, как правило, эвригалинных, различных илоедов и т.д.

В целом наиболее типичными отложениями литорали являются песчаные и галечные пляжи, отложения береговых валов, намытых во время сильных волнений, в которых могут присутствовать раздробленные органические остатки, стволы деревьев и куски древесины, скопления водорослей. На еще более пологих участках берега распространены глинистые отложения, на поверхности которых могут встречаться многочисленные промоины, образованные приливно-отливными течениями, трещины высыхания, следы животных и т.д. В заболоченной прибрежной зоне возможно образование торфяников (прибрежных болот), небольшие болота могут возникать и между береговыми валами.

Прибрежные обломочные отложения разнообразны, могут быть представлены прибрежными конгломератами или песчаными отложениями, для последних часто характерна пологая перекрестная слоистость, обусловленная перемещением береговых валов и отложениями песчаного материала на пологой поверхности пляжа. Глинистые прибрежные отложения, в отличие от песчаных и галечных, обычно плохо сортированы и содержат значительную примесь песчаных и алевритовых частиц. Прибрежные органогенные породы представлены иногда скоплением битой ракуши, из которой затем образуются ракушняки, почти не содержащие цемента. Углистые отложения, возникшие в болотах прибрежной зоны, могут содержать примесь обломочных зерен и иногда обломков раковин.

Таким образом, фации литорали очень разнообразны по вещественному составу, почти всегда перекрываются фациями морского мелководья и залегают на резко размытой поверхности более древних пород или континентальных образованиях.

4.4.2. Фации сублиторали (неритовые)

Гипсометрически единственная неритовая область по условиям осадконакопления достаточно отчетливо подразделяется на две части – мелководную и относительно глубоководную. Мелководные обстановки охватывают районы шельфа с глубинами до 50-70 м, реже несколько больше. Для этих обстановок характерные две очень важные особенности. Прежде всего на открытых пространствах морей и океанов волнение распространяется практически до дна, в связи с чем осадки часто взмучиваются. Это обуславливает транспортировку большого количества обломочного материала и его сортировку. При этом отмечаются случаи перемыва отложившегося и возможно даже частично литифицированного осадка без его осушения, хотя даже сравнительно небольшие колебания уровня моря в результате тектонического подъема или эвстатические понижения могут вызывать кратковременное осушение и размыв. Поэтому в мелководных отложениях следы местных перемывов, в том числе скрытых, устанавливаются очень часто. Активное перемешивание водной толщи ведет

к ее насыщению атмосферным, содержащим кислород, воздухом, поэтому геохимическая обстановка в придонном слое практически всегда окислительная.

Другой чрезвычайно важной особенностью мелководных обстановок является обилие и разнообразие бентосных организмов.

Наиболее распространенными литологическими типами в мелководных условиях являются мелкообломочные породы – песчаники и алевролиты. Грубообломочные породы редки, отмечаются только в приграничных с прибрежно-морскими зонами участках. Степень сортировки песчаников обычно промежуточная между эоловыми и пляжевыми, с одной стороны, и речными – с другой. Глины, как правило, содержат примесь алевритовых и песчаных частиц, по составу, в отличие от континентальных каолинитовых, преимущественно гидрослюдистые и монтмориллонитовые. Карбонатные породы – известняки и доломиты – в значительной степени биогенны в своей основе и состоят из остатков различных животных как целых, так и их обломков, поэтому преобладают обычно органогенно-обломочные (детритовые) разности. Распространены также обломочные карбонатные породы – известняковые песчаники и алевролиты, оолитовые и вторично перекристаллизованные породы.

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

Особую и важную в практическом отношении группу мелководных образований представляют органогенные постройки и рифы. При интенсивном локальном развитии каркасных, нарастающих друг на друга, корковых и цементирующих организмов в разрезе возникает геологическое тело, сложенное скелетными остатками этих организмов и известковыми продуктами их жизнедеятельности в приживленном положении – органогенная постройка. Если скорость образования постройки была близка или равна скорости накопления окружающих осадков иного состава или структуры, то палеогеографической ее формой являлось плоское морское дно, покрытое зарослями разных организмов, а в геологическом разрезе возникает органогенная постройка в виде пласти, серии пластов или уплощенной линзы, получившая название **биостром**. Если же формирование постройки шло быстрее, чем накопление окружающих синхронных осадков, то в рельфе дна образуется холм, изолированная отмель, подводный выступ. В ископаемом состоянии такая постройка имеет вид выпуклой линзы и называется **биогермом**. При длительном развитии биогерма, когда он поднимается до уровня моря и одновременно с ростом происходит его частичное разрушение волнами, возникает подводная скала, окруженная продуктами своего разрушения – **риф**.

Относительно глубоководные обстановки располагаются на внешнем краю шельфа от глубин примерно 50-70 м и далее до материкового склона, т.е. в среднем до глубины 130-200 м, реже 300-500 м. В отличие от мелководной внутренней части шельфа, здесь отсутствует постоянной

волнение, и только во время отдельных, исключительно сильных штормов может происходить взмучивание и образование знаков ряби. Донные течения также обычно не очень активны, а главное, пространственно ограничены. Поэтому основной перенос материала и его распределение по площади происходит во взвешенном состоянии в верхней, подверженной волнению части водной толщи. Условия в придонном слое отличаются значительным постоянством во времени и пространстве, поскольку обычные небольшие флуктуации уровня моря, температуры, солености и т.д., которые ведут к существенным изменениям обстановки и характера мелководных отложений, здесь практически не сказываются.

Органический мир относительно глубокого шельфа также специфичен, по сравнению с мелководной внутренней его частью, и резко обеднен. Из донных организмов чаще встречаются кремневые губки, морские ежи, одиночные, реже колониальные, агерматипные кораллы, отдельные группы пелеципод, гастропод, мшанок. Раковины, даже при больших размерах, тонкослоистые, слабоскульптированные. Зато относительно возрастают количество остатков нектонных и планктонных организмов – плавающих фораминифер, диатомей, радиолярий, птеропод, тентакулит, стилиолин, цефалопод, рыб, граптолитов, а также организмов, ведущих псевдопланктонный образ жизни (бухиол, посидоний, птерохений) и др.

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

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

Текстуры обычно правильно слоистые, микротекстуры – особенно у глинистых отложений – тонко- и правильно-слоистые, листоватые. Они лучше наблюдаются на выветрелых поверхностях. Поскольку в относительно глубоководных условиях внешней части шельфа имеются благоприятные условия захоронения органического вещества, то в случае активного развития в водной толще организмов (преимущественно планктонных) отложения этой фациальной зоны содержат большое количество органического материала, вплоть до образования горючих сланцев.

4.4.3. Фации батиали и абиссали

Глубоководные отложения формируются в двух основных фациальных зонах – батиальной, или умеренно глубоководной, и абиссальной, или собственно глубоководной. Фациальное значение этих зон, выделяемых на основе батиметрии, достаточно условно, так как многие обстановки и характеризующие их осадки в обеих областях во многом подобны. Например, известковые осадки – птероподовые и фораминиферовые – развиты и в батиальной, и в абиссальной областях выше критической глубины карбонатообразования, турбидиты распространены на нижней части батиали и во внешней зоне абиссали и т.д. Специфических для каждой обстановки осадков немного: для абиссали это красная глубоководная глина и радиоляриевые илы, для батиали – синий (голубой) ил. В то же время в пределах глубин, в которых выделяются батиальные и абиссальные зоны, имеются совершенно различные по рельефу, гидродинамике и другим показателям обстановки отложения, которые существенно различаются. Например, условия осадконакопления и сами осадки континентального склона океанов, склонов океанических атоллов и плоского дна котловинных морей неодинаковы, хотя по значениям глубин они все располагаются в батиальной области.

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

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

теплых морях, например Средиземном, известково-глинистыми, где содержания CaCO_3 часто достигают 30-50%. Известковый материал почти исключительно планктоногенный – птероподовый, фораминиферовый, кокколитофоридовый и др. В холодноводных морях, где вместо известковых организмов обитают кремневые, в осадок попадают опаловые раковинки диатомей и реже радиолярий. Поэтому кремнистость отложений здесь повышена, а в отдельных участках они становятся преимущественно кремнистыми. Поскольку многие современные котловинные моря располагаются в зонах активного наземного и подводного вулканизма, в составе их осадков наряду с кластогенным часто присутствует, а иногда и преобладает, вулканогенный материал.

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

Кроме того, здесь возникают суспензионные (мутьевые) потоки, благодаря которым на нижней части склонов, а иногда уже на абиссали формируются градационно-слоистые толщи, одним из типичных примеров которых является флиш.

Другим, характерным уже для спокойных гидродинамических условий батиальной области, осадком является синий или голубой ил – глинистый, слабоизвестковистый, содержащий около 10% остатков планктонных известковых и опаловых организмов, повышенные количества органического вещества, пирита и водных сульфидов железа, часто с сероводородом. Скорость его накопления в среднем составляет 1,78 см/1000 лет (0,59 см сухого осадка).

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

Абиссальные, или пелагические, обстановки наиболее широко распространены в океанах и занимают около 56 % общей поверхности Земного шара. Как и в батиальных условиях, здесь нет волнения, и движение воды осуществляется только различного рода течениями. Столь мощный транспортирующий фактор, как мутьевые течения, на большей части отсутствуют. Его воздействие ощущается лишь в краевых, смежных с континентальным склоном зонах, вблизи срединноокеанических хребтов и в глубоководных желобах. В связи с этим грубого и даже песчано-алевритового, принесенного с суши, материала в типичных абиссальных отложениях нет или очень мало. Практически отсутствует или чрезвычайно редка также донная фауна. Еще больше, чем в батиальных условиях, здесь оказывается влияние в осадках местного планктоногенного материала.

Поскольку абиссальная область захватывает огромные пространства, рельеф дна ее достаточно разнообразен – наряду с абиссальными равнинами существуют как глубоководные желоба, так и высоко поднятые срединные океанические хребты, отдельные подводные плато, вулканические горы и острова, что, конечно, влияет на состав и минералогию отложений. Но в общем для абиссали океанов типичны два основных типа осадков – органогенные и полигенные. Органогенные, в свою очередь, подразделяются на известковистые и кремнистые. Наиболее глубоководные и удаленные от суши области океанического дна покрыты полигенными осадками – красной глубоководной глиной. Это темно- или светло-коричневые, реже красноватые осадки, состоящие из тонкодисперсного терригенного, обычно гидрослюдистого по составу материала, приносимого ветром и водой, гальмировитически переработанных вулкано-кластических и подводно-вулканических продуктов (монтмориллонит, цеолиты) с небольшой примесью космогенных частиц (никелистого железа), биогенного материала (радиолярий, диатомей и наиболее растворимых частей скелета, нектонных организмов – зубов акул, слуховых косточек китов и реже фораминифер). Карбонатность низкая, часто практически отсутствует, в переходных к фораминиферовым илам участках повышается до 30%. Органического углерода всегда мало, но более 0,5%, но повышенны содержания железа (от 3 до 10% и более) и марганца (от 0,2 до 3%). Характерна повышенная концентрация ряда малых элементов (Co, Ni, Cu, Mo, Pb и др.). Скорость осадконакопления красных глубоководных глин чрезвычайна мала и составляет в среднем 1 мм/1000 лет (расчет по длительным времененным интервалам дает величину 0,01-0,04 мм/1000 лет). В красных глубоководных глинах встречаются целые поля железо-марганцевых конкреций, образующих богатые железные залежи.

В более мелководных условиях красная глубоководная глина фациально замещается известковыми планктоногенными осадками. Это фораминиферовые (главным образом, глобогериновые), птероподовые и кокколитовые илы, сложенные остатками раковинок соответствующих организмов и содержащие переменное, часто значительное, до 50% и более, количество нерастворимого, главным образом глинистого, соответствующего по составу красной глубоководной глине или кремнистого (радиоляриевого-диатомового) материала.

Нижние границы распространения известковых илов и их смена красной глубоководной глиной определяются критической глубиной карбонатообразования, обусловленной соотношением скоростей накопления и растворением известкового материала на больших глубинах, где в условиях низкой температуры и высокого давления в воде содержится много углекислоты, благодаря чему карбонаты переходят в растворимые бикарбонаты. В целом по Мировому океану массовое растворение известкового материала происходит на глубинах 4200 - 4700 м, которые и могут рассматриваться как критические. Скорость накопления известковых

органогенных илов колеблется от долей до нескольких сантиметров за 1000 лет.

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

Таким образом, большинство глубоководных отложений, особенно батиальных, не имеет столь характерных литологических особенностей, которые могли бы однозначно определять глубоководность их образования. Глинистые, терригенные и многие микрозернистые карбонатные осадки практически не отличаются от таковых. Значительную помошь здесь могут оказать экологический состав фауны, однако, во-первых, находки типично глубоководных организмов (например, остатков рыб со светящимися органами) достаточно редки, а во-вторых, - признаки глубоководности современной фауны нельзя переносить на древние – мезозойские и тем более палеозойские формы. Некоторые указания на глубоководность может дать соотношение остатков различных организмов – уменьшение роли бентосных и возрастание планктонных и нектонных организмов, преобладание организмов с кремневым и хитиновым скелетом при уменьшении известковых организмов и т.д. Поэтому установление глубоководности древних отложений может быть проведено с большим трудом и главным образом с помощью детального фациального анализа, изучения особенностей перехода их в заведомо мелководные одновозрастные отложения, характера покрывающих отложений.

4.4.4. Фации морских водоемов аномальной солености

Внутренние моря, имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном, нередко отличаются соленостью вод от среднемирового уровня. В современную эпоху широкого развития гумидных влажных зон и интенсивного речного стока обычны отклонения в сторону понижения солености и образования опресненных водоемов. Широко известными примерами являются Черное (соленость поверхностных вод открытой части моря 17–18‰), Азовское (9-10‰) и наиболее опресненное Балтийское море, где соленость поверхностных вод в центральной части составляет 6-8‰, а в

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

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

Во внутреннем бассейне аридной зоны, имеющем затрудненную связь с Мировым океаном, испарение с его поверхности превосходит поступление в него пресных вод с суши в виде метеорных осадков. Образующиеся при этом на поверхности более соленые и, следовательно, более плотные воды опускаются на дно. Интенсивное испарение приводит также к тому, что уровень воды, особенно в удаленной от проливов зоне, относительно поверхности геоида существенно понижается, что вызывает возникновение направленных в водоем поверхностных течений, поставляющих сюда новые порции воды нормальной морской солености. Повышенная плотность придонных вод и активное испарение обычно препятствуют возникновению донных противотечений. При длительном существовании таких условий общая соленость водоема прогрессирующее возрастает, что, в конце концов, приводит к садке легкорастворимых солей (сначала сульфатов кальция, а затем хлоридов натрия и даже калия). Благодаря плотностному разделению в низах водной толщи могут даже возникать застойные условия, и в основании мощных соленосных серий отмечаются осадки, обогащенные органическим веществом, например, часто встречаются тонкослоистые битуминозные ангидриды. Постоянный подток морских вод поставляет дополнительные порции солей, объемы соленакопления оказываются весьма значительными, в конце концов соли заполняют существующую ранее глубоководную котловину. В итоге в разрезе образуется мощная, достаточно однородная соленосная толща, залегающая обычно на глубоководных отложениях, в кровле которой нередко формируются и калийные соли. Отдельные распреснения в период формирования таких толщ из-за инертности огромной водной массы обычно не очень значительны и фиксируются появлением сульфатных солей среди галогенных.

Аналогичные осадки возникают и в случае мелководных бассейнов, так как интенсивное испарение при постоянном подтоке новых порций воды с растворенными солями также приводит к их концентрации, а затем и осаждению. Однако в мелководных бассейнах волнение способствует более активному перемешиванию вод, поэтому столь резкой плотностной дифференциации, а следовательно, и застойных условий, не отмечается, что, однако, не влияет на саму возможность выпадения солей, которая обусловлена только соленостью. Поскольку скорость осаждения соли очень

велика и достигает 8-12 см/год, мелководные эпиконтинентальные моря очень скоро оказываются заполненными солями, и отдельные соленосные пачки при значительной площади распространения имеют относительно небольшую мощность. Однако развитие таких бассейнов происходит обычно циклически: в результате тектонического прогибания периодически возобновляются связи с Мировым океаном, восстанавливаются нормально морские условия с обычными морскими осадками, затем водоемы вновь изолируются, начинается садка солей и т. д. В итоге в разрезе отмечается периодическое чередование соленосных отложений с карбонатными, глинистыми и т.д.; образуются не моноциклические, а полициклические соленосные толщи.

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

В мелководных же внутренних морях в результате волнения, которое захватывает практически всю водную толщу, и гравитационного расслоения застойных условий не образуется. Судя по современным и некоторым известным древним водоемам такого типа, в них накапливаются терригенные, глинистые, нередко карбонатные осадки. Опресненный характер этих водоемов устанавливается практически лишь на основе экологического анализа фауны – значительного обеднения видового разнообразия организмов, развития карликовых форм фауны, имеющей в полносоленных бассейнах более крупные размеры, появления солоноватоводных или почти пресноводных организмов и т.д. Достоверно установлены подобные водоемы лишь в кайнозойских отложениях. В более древние эпохи они, вероятно, тоже существовали, но выделение их затруднено, так как нет прямых критериев установления солоноватоводных организмов.

4.5. Фации, переходные от континентальных к морским

Фации, переходные от континентальных к морским, располагаются в прибрежных частях морей и океанов, охватывая прилегающие к часто меняющейся во времени береговой линии участки как суши, так и водоемов. Особую и своеобразную группу прибрежно-морских фаций образуют обстановки и соответствующие им отложения изрезанных берегов, где формируются лагуны, лиманы и эстуарии. Крупным фациальным комплексом переходных фаций являются и дельтовые образования. На характер фаций, переходных от континентальных к морским, большое

влияние оказывает климат. Своебразный характер фаций образуется в условиях аридного климата, которые будут рассмотрены отдельно.

4.5.1. Фации побережья аридных зон и эвапоритов

Эвапоритовые отложения могут формироваться во многих регионах Земли, там, где испарение превышает количество осадков. Это может происходить на континентах, на окраине моря в надлиторальной зоне или в замкнутых крупных и малых водоемах. В каждом из этих мест образуются разрезы с различной последовательностью отложений, и все они являются продуктами единого процесса эвапоритового осадконакопления.

Основным отличием эвапоритов от большинства других осадочных пород является большая степень изменений, которые они испытывают после отложения. Эвапоритовые минералы часто замещаются другими эвапоритовыми или неэвапоритовыми минералами, такими как кальцит, барит и кремень. Они могут быть даже полностью растворены, так что остается лишь остаток от растворения и разрушившиеся слои. Эвапориты могут быть деформированы в процессе захоронения с образованием смятых и брекчированных слоев и диапировых структур. Одним из больших затруднений для понимания древних эвапоритов является то, что, за исключением сульфата кальция (гипс-ангидрит), они редко наблюдаются на поверхности. Изучение галитовых и калиевых отложений реально лишь в подземных выработках и по керновому материалу.

Самые древние из известных эвапоритов появляются в то же время, как и наиболее ранние осадочные породы, в поясе Исуа в Гренландии. Они известны также в виде псевдоморфоз в кремнях Стрелли-Пул в блоке Пилбара, Западная Австралия, сформировавшихся около 3,4 млрд. лет назад. Эвапориты становятся более заметными в протерозойских отложениях и обычны на протяжении большей части протерозоя, хотя их распространение совершиенно нерегулярно во времени и пространстве. В настоящее время отложение эвапоритов происходит в основном в континентальных пустынях и вдоль аридных побережий, что обусловлено сочетанием глобальных климатических особенностей и относительно небольшим распространением мелководных морей на погруженной части земной коры; самые крупные отложения в неморских обстановках обнаружены в Китае. В прошлом крупные отложения эвапоритов формировались также в обширных морских бассейнах, как мелководных, так и глубоководных. Наиболее близкими к современности являются верхнемиоценовые (мессинские) отложения в Средиземноморском регионе возрастом 5-6 млн. лет

С конца XIX в. теория замкнутого бассейна Бишофса и Оксениуса считается наиболее обоснованной и наиболее реалистично объясняющей образование эвапоритовых отложений большой мощности. По этой модели образование эвапоритов происходило из сравнительно глубокой застойной массы рассола, периодически пополняемой океанской водой через барьер.

Так могли образоваться эвапориты большой мощности с выпадением солей все большей растворимости в направлении к центру бассейна.

В 1950-е гг. были изучены некоторые современные прибрежные эвапориты, включая местонахождения в Мексике, Техасе и Перу. Вначале было установлено, что соли с повышенной растворимостью могут формироваться и в направлении к краю бассейна. Однако эти исследования не повлияли на открытие в начале 1960-х гг. формирования гипса и ангидрита на высоких литорально-надлиторальных территориях, или себахах (засолоненных равнинах), на южном побережье Персидского залива. Эти эвапориты осаждаются внутри окраинноморских осадков и являются, таким образом, раннедиагнестическими по происхождению. Так как себхи надстраиваются в направлении моря, они образуют разрез с отчетливым обмелением верх от сублиторальных к литоральным карбонатам, которые перекрываются желваковыми сульфатами - так называемый цикл себхи. Открытие галита в прибрежных солончаках Нижней Калифорнии и в других местах привело к переинтерпретации некоторых галитовых отложений как продуктов надлиторального субаэрального осаждения. Кроме того, большую роль в понимании эвапоритовых обстановок сыграло изучение эволюции химизма поровых вод и диагенеза ассоциирующихся карбонатных осадков. Когда распространение более чем двухкилометровой толщи миоценовых эвапоритов под дном Средиземного моря было подтверждено в 1970 г. глубоководным бурением, стало ясно, что небольшие периферические бассейны в Италии, Испании, на Кипре, Крите и в Северной Африке были лишь краевыми частями обширного «соляного гиганта». Логически это объясняется тем, что Средиземное море представляло собой наполненный рассолом замкнутый бассейн, в котором осаждались глубоководные соли. Однако литология некоторых эвапоритов показывает, что они осаждались в себахах, солончаках и соляных озерах, вызывая казавшееся неестественным объяснение, что Средиземное море высыпало почти полностью. Последующие работы и более полные материалы бурения подтвердили эту теорию, так что в настоящее время установлено, что 5-6 млн. лет назад было несколько эпизодов понижения уровня Средиземного моря. В течение этих периодов частично или полностью закрывался проход в Атлантический океан, а затем следовало почти внезапное новое наполнение бассейна и после него возобновление пелагического осадконакопления. Мессинский кризис солености – так было названо это исключительное и редкое событие – послужил основой для следующей модели эвапоритового осадконакопления, так называемого спуска бассейна (снижения уровня бассейна), или высыхающего глубоководного бассейна.

Таким образом, исследователями морских эвапоритов начиная с 1850-х гг. разработаны три основные модели, которые применимы для большинства древних эвапоритовых отложений: 1) замкнутый бассейн, субаквальное отложение в условиях от мелководных до глубоководных, 2) субаэральное осаждение в прибрежных себахах и солончаках, 3) осаждение в глубоких, частично осущенных бассейнах, как в себахах, так и внутри соленых водных

масс. Эти модели взаимно не исключают друг друга, и многие древние эвапориты отлагались при разнообразном сочетании тесно связанных субаэральных и субаквальных обстановок.

Большинство эвапоритов в геологической летописи являются главным образом морскими по происхождению и образованы путем испарения морской воды. Состав морской воды в Мировом океане колеблется незначительно. Полагают, что состав морской воды мало изменялся в течение последних 2 млрд. лет, хотя все это еще является предметом обсуждения.

Наиболее обычными минералами эвапоритов являются гипс, ангидрит и галит, но обнаружено также много других. Обычно эвапориты, распространенные в одной формации, могут в одних разрезах состоять только из гипса-ангидрита, тогда как в других – из галита с небольшим количеством сульфата кальция.

Как наблюдается в эксперименте, сначала осаждается карбонат кальция, затем следуют сульфат кальция и галит. За галитом оседает значительно более сложная последовательность минералов, что обусловлено фракционным растворением и осаждением заново (обратные реакции).

Эвапоритовые отложения накапливаются очень быстро, в 10-100 раз быстрее, чем большинство других осадков. Хотя такие предельные условия не могут в общем поддерживаться в течение длительного периода геологического времени, скорости 100 м/1000 лет наблюдались в испаряющихся под солнцем соляных прудах.

Эвапоритовые фации хорошо сохраняются в разрезах, служат индикаторами климатических условий осадкообразования.

4.5.2. Фации лагун, лиманов и эстуариев гумидных зон

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

образуя сначала подводные, а затем выступающие над уровнем моря аккумулятивные формы – бары.

Косы, пересыпи и бары обычно незначительно возвышаются над уровнем моря. В сильные штормы волны могут перекатываться через них, в обычное время на их поверхности появляются золовые дюнны образование. В разрезе пересыпи и бары имеют линзовидное строение с плоским основанием и выпуклой поверхностью, массивные и косослоистые текстуры и сложены относительно грубозернистым и хуже сортированным, чем окружающие осадки, материалом.

Все эти аккумулятивные образования отделяют от моря сравнительно узкую, примыкающую к берегу часть. Последняя либо связана с морем редкими проливами, либо полностью отчленяется от него, и морская вода попадает сюда только при сильных штормах, когда волны перекатываются через низкие барьерные острова, или в результате фильтрации через перемычку. Так или иначе, в связи с изоляцией эта часть моря меняет свою соленость и превращается в лагуну. Размеры вдольбереговых лагун чрезвычайно разнообразны, наряду с мелкими в современных условиях известны и очень протяженные, хотя и относительно узкие лагуны.

В настоящее время 13% нынешних берегов ограничены барьерными островами с лагунами за ними. Однако, несмотря на часто крупные размеры, время существования лагун обычно небольшое. Либо они быстро заполняются осадками, либо исчезают перешейки и лагуна вновь сменяется морем. Возможно также неоднократное возобновление лагунных условий примерно в пределах тех же площадей.

По характеру обстановок и осадков близки к лагунам и лиманы. Но если первые отшнуровываются от моря и обычно вытянуты вдоль береговой линии, то лиманы образуются при затоплении морем части речной долины и, как правило, расположены нормально по отношению к берегу. Эстуарии представляют собой узкие заливы, далеко вдающиеся в сушу, образуются в районах быстрого погружения приусьтевых участков рек и представляют собой затопленные морем нижние части речных долин.

Для лиманов и лагун характерна прежде всего спокойная гидродинамика, поэтому осадки их в общем случае тонкозернистые – глины, алевриты, мелкозернистые пески, более крупнозернистые продукты редки и встречаются в зоне волновой активности у пляжей. Отложения отличаются плохой отсортированностью, тонкослоистыми текстурами. Карбонатные разности не характерны и представлены, главным образом, ракушечниками. В связи с недолговечностью самой лагуны характер осадков по площади и в разрезе быстро меняется. Поскольку солевой режим этих водоемов отклоняется от нормально морского, меняется и фауна – она становится весьма однообразна, хотя иногда отмечаются и массовые ее скопления, преобладают эвригалинные формы и организмы, приспособившиеся жить при недостатке кислорода – некоторые группы пелеципод, гастропод, остракод, червей и т. д. Для многих организмов характерна также сильная изменчивость отдельных видов, например, появление карликовости и т. д.

Самой важной спецификой лагун является отличная от морской соленость, причем ее изменение в ту или иную сторону зависит от климата района, степени изоляции лагуны от моря и от наличия впадающих в нее рек. В гумидном климате и при впадении в лагуну рек, постоянно поставляющих пресную воду, лагуна опресняется, здесь пышно развиваются высшие водоросли, растения, которые могут обитать не в пресной, а только в соленой и солоноватой воде, типа мангровой растительности современных тропических побережий. При этом лагуны заболачиваются, появляется торф. Считается, что многие угленосные залежи в параллических угленосных толщах формировались в древних прибрежных лагунах. В аридном климате, когда испарение значительно превосходит приток морских вод, лагуны, напротив, засолоняются и в них идет садка солей.

Классическим примером экстрасоленой лагуны является хорошо известный Кара-Богаз-Гол, соленость которого ныне составляет 300-320% и где идет садка мирабилита, эпсомита, галита. На примере подобных лагун К.Оксениусом и были сформулированы основные принципы так называемой баровой гипотезы осаждения солей. Основное положение, заключающееся в том, что садка соли из насыщенных растворов происходит в полуизолированном водоеме с активным испарением при постоянном подтоке новых порций морской воды, оказалось правильным, хотя относительно небольшие размеры лагун, короткое время их существования обуславливает образование мелких и маломощных солевых пачек. Основное соленакопление при том же механизме осуществлялось в геологической истории в специфических, несуществующих ныне морях.

Надо отметить, что многие лагуны являются биологически весьма продуктивными водоемами и осадки их обогащены органическим веществом. Выше указывались факты активного развития растительности и появление торфа. Кроме того, в лагунах, в том числе и высокосоленых, обитают и часто в значительных количествах планктонные организмы. В современных лагунах отмечаются пышное цветение фитопланктона, периодическое развитие микроскопических раков – артемии. При наличии направленных в лагуну течений в нее из моря втягивается много планктона. Спокойная гидродинамика, отсутствие течений и волнений обуславливают слабое поступление в придонные слои воды кислорода и тем самым способствуют возникновению восстановительной обстановки и сохранению осаждающего органического вещества, которое часто обогащает отложения лагун и имеет сапропелевый характер. Вместе с тем общие объемы подобных отложений, как и вообще лагунных образований, чрезвычайно незначительны. Поэтому нет оснований связывать с ними возможности образования и тем более иммиграции сколько-нибудь заметных количеств углерода.

Таким образом, при выделении древних лагунных образований наряду с отмеченными выше литологическими особенностями отложений обязательно должны учитываться и их закономерные фашиальные соотношения – переход с одной стороны в континентальные (наземные или в некоторых местах аллювиальные), а с другой – обязательно – в морские, от

которых они отделяются барами и пересыпями. Сами лагунные комплексы представляют собой лишь узкую полосу относительно маломощных отложений на границе этих двух основных обстановок. Залегают они на морских илах, в случае лиманов, аллювиальных отложениях, перекрываются либо морскими (при трансгрессии), либо континентальными (при регрессии) образованиями. Возможно циклическое переслаивание лагунных осадков с морскими и континентальными.

Образование осадков в эстуариях определяется смешением или сезонным чередованием пресных или морских вод, подпруживанием речных потоков, и вследствии этого, уменьшением скорости течения. В эстуариях влияние приливов и отливов выражено отчетливо и поэтому некоторая часть отложений периодически осушается.

4.5.3. Фации дельт

Дельта – это область отложения осадков, выносимых рекой, расположенная в ее устье в местах впадения рек в океаны, полузамкнутые моря, озера или лагуны. В общем виде для нее характерна треугольная, веерообразная в плане форма, напоминающая греческую букву Δ , благодаря чему она и получила свое название. В рельефе дельты выражены в виде прерывистых выступов береговой линии, где поступление осадочного материала преобладает над его перераспределением осадочными процессами. Обычно образование дельт связано с хорошо развитыми дренажными системами, объединенными в магистральный поток и поставляющими осадки на ограниченный участок береговой линии, что обуславливает формирование депоцентра. Менее оформленные и незрелые дренажные системы образуют многочисленные близкорасположенные реки, которые вызывают общее продвижение всей прибрежной равнины в сторону моря без формирования депоцентров. В устье реки наносонесущие речные потоки, ограниченные до этого берегами, резко распластываются по площади и замедляют течение при входе в море. В результате происходит рассеивание и осаждение речных наносов, причем грубозернистый влекомый материал накапливается вблизи устья, а более тонкозернистый взвешенный осадок перемещается вглубь бассейна и отлагается на больших глубинах. Внутрибассейновые факторы осадконакопления, такие как волны, приливы и океанские течения, могут участвовать в рассевании осадочного материала, вынесенного реками. Многие черты дельт определяются результатом взаимодействия речных и внутрибассейновых процессов. Различается также тектоническое положение главных дельт мира, но в большинстве случаев они расположены на пассивных континентальных окраинах (например, дельта Нигера), окраинных бассейнах или бассейнах форленда, связанных с горными поясами (дельты Иравади и Ганга-Брахмапутры), и бассейнах кратонов (дельта Рейна).

В дельтах, которые часто являются главными депоцентрами, образуются чрезвычайно мощные осадочные толщи, распознаваемые в геологической

истории. Помимо палеогеографического значения древне-дельтовые комплексы во многих регионах мира представляют интерес как места скоплений нефти, газа и угля.

Разнообразие действующих дельт обусловлено характеристиками питающей суши и приемного бассейна. Так как суша поставляет осадочный материал, ее черты в большой степени отражаются во флювиальном режиме дельт и транспортируемом твердом стоке. Важнейшей особенностью приемного бассейна является его энергетический режим, который воздействует на поступающие речные наносы. Он зависит от формы, размера, батиметрии и климатического положения бассейна и отражает эти черты. Взаимодействие наносонесущего речного потока и бассейновых процессов в устье реки определяет режим дельты, от которого зависят рассеивание и окончательное осаждение осадков в области дельты; поэтому он является центром схемы изучения. Сравнение современных дельт выявляет важную роль соотношения между режимом дельты и ее морфологией. Первоначально классический спектр дельт, включавший дельты типа «птичья лапа», лопастные, дугообразные и фестончатые, объяснялся возрастающим влиянием волновой деятельности на флювиальные процессы. Позднее набор типов дельт был расширен за счет данных о типах современных дельт, формирующихся под влиянием приливно-отливных процессов.

Питающая суша включает в себя дренажный бассейн и флювиальную систему, в пределах которых взаимодействуют такие переменные, как рельеф, геология, климат и тектонический режим, определяющие водный режим и запас осадков, питающих дельту. Применительно к дельтам важными параметрами являются следующие:

1. Отношение общего количества поступающего материала к перерабатывающей способности бассейновых процессов.
2. Размер поступающего осадочного материала, который влияет на рассеивание и отложение осадков в дельте. Грубозернистый влекомый осадок стремится отложиться в непосредственной близости от устья и либо формирует приусьевые бары, либо перерабатывается волновыми и приливными процессами в пляжево-баровые системы или комплексы гряд приливных каналов. Более тонко взвешенный материал перемещается в основном в глубь бассейна, где рассеивается бассейновыми процессами по всей его площади. Отношение влекомых наносов к взвешенным является, таким образом, важным контролирующим фактором дельтовой седиментации, а изменение этого отношения может радикально изменить характеристики дельты и ее фации.
3. Тектонические события также могут определять характер поступления материала с суши. Например, тектонические подвижки в третичное время в Скалистых горах вызвали периодическую крупномасштабную перестройку дренажных бассейнов, питающих потоки, связанные с побережьем Мексиканского залива.

Соотношение плотности речных и бассейновых вод – первоочередной фактор контроля способа рассеивания в бассейне наносонесущего речного стока; частично это является функцией солености морских вод. Если реки впадают в пресноводные бассейны, то либо происходит непосредственное смешение водных тел в устье реки, либо речной сток распространяется ниже бассейновых вод как плотностной поток. Если же реки впадают в бассейн с солеными водами, речные воды растекаются по поверхности морских вод, обладающих более высокой плотностью.

Бассейновый режим включает в себя волновую активность и вызванные ею приливно-отливные процессы и в меньшей степени полурегулярные течения, океанские течения, действия ветров, которые могут временно повышать или понижать уровень моря. Тип бассейна прямо влияет на его режим. Например, на открытых океанских окраинах на дельты воздействует весь комплекс бассейновых процессов. В полузамкнутых и замкнутых морях энергия волн ограничена из-за сокращения возможности их разгона, а влияние приливов минимально. Дельты, расположенные в узких удлиненных бассейнах или заливах, связанных с океаном, испытывают значительное воздействие приливов, которые усиливают приливные течения, способные транспортировать большие объемы осадков (например, дельта Ганга-Брахмапутры). Дельты меньшего размера, выдвигающиеся в лагуны или озера, находятся под преимущественным влиянием флювиальных процессов, так как бассейновые процессы здесь развиты слабо. Глубина вод бассейна и наличие или отсутствие шельфа и континентального склона влияют на его режим через степень затухания волн и распространенность приливных течений.

Наконец, из-за того, что дельты расположены в областях понижения рельефа на окраинах бассейнов, они очень чувствительны к погружениям, изменениям уровня моря и тектонике дна. Области расположения дельт могут подвергаться воздействию тектонических движений фундамента, как в дельте Ганга-Брахмапутры, которая лежит в прогибе с многочисленными активными нормальными разломами.

Размеры современных дельт меняются в широких пределах. Только наземная площадь дельты Волги достигает 13, Нила 22-24, Лены – 28,5 тыс. км^2 . Надо также отметить, что во многих случаях пространственное положение дельт даже за сравнительно непродолжительные отрезки времени не остается постоянным, при изменении положения русла реки образуется новая дельта и общая площадь дельтовых осадков оказывается огромной.

Образование дельты обусловлено сочетанием двух основных факторов – выноса реками значительных масс обломочного материала и его переработки морскими волнениями и течениями. Она формируется в том случае, когда река поставляет обломочного материала больше, чем за это же время волнениями и вдольбереговыми течениями может переработать и унести с побережья море. При этом на характер дельты и ее отложений влияют рельеф дна водоема, тектонические движения и климатическая обстановка.

Схематически формирование дельты можно представить следующим образом. При впадении реки в море или озеро скорость ее течения резко падает, влекомый ею обломочный материал осаждается и образуется аккумулятивная линза осадков, залегающая на морских отложениях и заполняющая водоем практически до уровня его водного зеркала. Поскольку море не успевает разрушить эту линзу, в следующий этап река течет уже по ней, ее поверхность выходит выше уровня воды и покрывается наземными, преимущественно речными отложениями, а основная часть переносимого рекой обломочного материала отлагается на обращенном к морю склоне образованной ранее линзы и прилегающей к ней части морского дна. В итоге море в районе устья мелеет, а затем и осушается, причем со временем дельта растет часто со значительной скоростью: Меконг 60-100 м/год, Миссисипи – 85-100 м/год.

Следует отметить, что протяженность дельт (Волги – 170 км) значительно больше их мощности, поэтому, несмотря на то, что осадкообразование на обращенной к морю стороне дельты идет на первоначально негоризонтальной поверхности, углы падения очень невелики. Вот почему рассмотренное выше представление дельты как серии смещающихся друг относительно друга линз в значительной степени утрировано и наклонных границ наблюдать практически не удается. В пределах нижнего течения рек, дельтах и прилегающих частях моря выделяется ряд геоморфологических и одновременно фациальных элементов: зона нижнего течения реки, плоская и очень слабо наклоненная к морю область наземной дельты, столь же пологое ее подводное продолжение (подводная часть, или авандельта), относительно крутой морской склон авандельты (свал глубин) и, наконец, собственно морской, более глубокий водоем.

Рассмотренный путь образования дельт и их геоморфологическое подразделение были установлены вначале в дельте Нила, затем подтверждены и детализированы на Миссисипи и ряде других рек. В конкретных условиях характер дельт и их геоморфологическое выражение меняются. В случаях значительных глубин приустьевой части моря, высоких скоростей прогибания, наличия мощных морских течений и относительно незначительного твердого стока дельты не образуются, а реки кончаются эстуариями или лиманами – узкими воронкообразными, открытыми в сторону моря заливами с комплексом осадков, характерных для прибрежно-морских резко опресненных условий. Например, у Амура в результате голоценовой трансгрессии четвертичная дельта оказалась затопленной морем и ныне устье его кончается лиманом. При наличии большого количества обломочного материала (например, твердый сток р.Миссисипи, впадающей в глубокий и одновременно прогибающийся Мексиканский залив, составляет по разным оценкам от 200 до 750 млн. т/год) он полностью не разносится, но и не успевает целиком заполнить приустьевую глубокую часть водоема и компенсировать прогибание, а образует отдельные мощные полосы, вдающиеся вглубь водоема, на которых локализуются отдельные

протоки. Со временем часть пространства между ними заполняется осадком, но одновременно и сами полосы выдвигаются дальше в море. Дельты подобной морфологии американские исследователи образно называют «птичьей лапой»; в советской литературе она получила название лопастной. Для этого типа дельт более чем для других характерны относительно крутые свалы глубин. Если река впадает в мелкий водоем с тектонически возвышающейся прибрежной частью, то скорость ее течения в низовьях мала, она распадается на отдельные многочисленные протоки с малой денудационной способностью и даже при очень существенной величине твердого стока (у Волги, например, он составляет всего 25,0 млн. т/год, что вдвое ниже твердого стока Амура – 52 млн. т/год) формируется обширная, очень плоская, с классической треугольной формой дельта, свал глубин на морской стороне которой выражен очень слабо.

Несмотря на различие размеров и типов дельт, в строении и составе их отложений имеется ряд общих моментов. Как правило, это сравнительно тонкозернистые песчано-глинистые осадки. Грубый обломочный материал характерен лишь для дельт горных рек и развит, особенно в ископаемом состоянии, достаточно ограниченно. Дельты отличаются также большой пестротой обстановок и быстрой сменой характера отложений по простиранию и в разрезе. Во всех дельтах выделяются ее надводная и подводная (авандельтовая) части, причем в разрезах, в общем случае, морские отложения перекрываются авандельтовыми, затем надводнодельтовыми наземными образованиями. В наземной части дельты различаются несколько обстановок. Прежде всего, это собственно русла, многочисленные каналы с направленным течением воды, в которых идет накопление практически сходных с аллювиальными русловых мелко- и среднезернистых песков или алевритов, сравнительно хорошо отсортированных, часто с косой слоистостью и знаками ряби течений. Как правило, эти образования врезаны в подстилающие осадки. Между протоками располагается обширная пойма, периодически во время паводков заливаемая водой, с многочисленными мелкими и более крупными, но мелководными озерами. Здесь идет накопление тонкозернистых плохо отсортированных алеврито-глинистых отложений, иногда образуется тонкая, горизонтальная, чаще же неправильная полого-волнистая слоистость. В условиях гумидного климата многие озера заболачиваются, образуются обширные болотистые низины (марши в том числе), формируются линзы и пласти торфа. В засушливом климате, напротив, многие озера засолоняются, в дельтовых комплексах появляются линзы карбонатных пород и даже более растворимых солей. Отличие комплекса отложений надводной дельты от аллювиального заключается, прежде всего, в наличии не одного крупного, а целой серии более мелких веерообразно расходящихся русел и более мелкозернистого с худшей сортировкой обломочного материала.

В авандельтах подводным продолжением наземных русел являются бороздины, более отчетливо выраженные во внутренней примыкающей к суши части авандельты и менее - на ее внешней морской стороне. Осадки

бороздин более тонкозернистые и менее сортированы, чем в наземных руслах, и по мере удаления от береговой линии эрозионное залегание их сменяется аккумулятивными, когда водный поток локализуется среди принесенных им же осадков, образующих косослоистые подводные прирусловые валы. На большей же части авандельты распространены тонкозернистые алеврито-глинистые плохо сортированные отложения с горизонтальной слоистостью, а иногда и знаками ряби. Осадки внешнего склона авандельты и прилегающей части моря могут быть различны. Если склон относительно крутой, а прилегающая часть моря глубокая, то волнения могут вымывать тонкие фракции, и здесь остаются достаточно хорошо сортированные и относительно крупнозернистые отложения, имеющие веерообразное и первично наклонное залегание. Тонкий же материал сносится в море, и осадки, формирующиеся на относительной глубине в спокойной обстановке, тонкозернисты, тонко- и правильно слоисты. На пологом дне в мелководных условиях в обстановке активных вдольбереговых течений тонкозернистые образования дельты, напротив, могут сменяться более грубыми перемытыми морем осадками.

Органические остатки в дельтовых отложениях специфичны. Надводная ее часть часто обильна различными растительными остатками, как принесенными рекой, особенно во время половодий, так и обитавших здесь растений. Остатки пресноводных или наземных животных организмов более редки, но иногда встречаются настоящие «кладбища» наземных млекопитающих. Известны уникальные месторождения остатков древних позвоночных в пермских дельтовых образованиях в районе Малой Северной Двины (В.П.Амалицкий) и др. В авандельтах наряду с сокращением количества принесенных наземных растений появляется сначала солоноватоводная, а затем и морская фауна.

Мощности дельтового комплекса зависят от типа дельт, длительности их существования, скорости прогибания бассейна накопления и т. д.

Дельты состоят из двух основных частей: фронта дельты, который включает в себя береговую линию и наклоненный и простирающийся в сторону моря профиль, и низменной дельтовой равнины позади фронта. Поскольку эти части дельты нередко характеризуются различными режимами как внутри одной дельты, так и в разных дельтах, они описываются отдельно.

Наземные дельтовые равнины – это обширные низменные области, включающие активные и заброшенные русла, разделенные мелководными обстановками и полуосушенными участками. Некоторые дельты имеют только одно русло (например, дельта Сан-Франциско), но обычно дельтовую равнину пересекает серия русел, часто отклоняющихся от основного направления на угол до 60° и более. Между руслами располагается обширный комплекс заливов, пойм, озер, приливных низин, болот и солончаков, которые очень чувствительны к климату. Например, в тропических обстановках лагунная растительность преобладает на больших площадях дельтовой равнины в виде соленых мангровых болот,

пресноводных болот или маршей (дельты Нигера и Миссисипи). Напротив, дельтовые равнины в аридных и с semiаридных областях отличаются отсутствием растительности и характеризуются калькретами (дельта Эбро) и солончаками с гипсом и галитом (дельта Нила). В противоположность гумидным обстановкам в пределах аридных дельтовых равнин широко распространены эоловые дюнные поля, особенно в песчаных, преимущественно волновых дельтах, где песок эродируется из отмерших и активных пляжевых валов (дельта Сан-Франциско). Гидролакколиты, ледяные полигоны и другие криогенные структуры встречаются в пределах дельтовых равнин полярных дельт, а тундровая растительность накапливается в мелководных талых водоемах (дельты Маккензи, Колвилла, Юкона).

Большинство дельтовых равнин подвержено действию флювиальных и приливных процессов, но редко больших волн, так как преимущественно волновые дельты характеризуются пляжево-баровыми побережьями, которые закрывают и защищают дельтовую равнину. Местами в мелководных заливах дельтовой равнине могут действовать вызванные ветрами волны.

Примущественно флювиальные дельтовые равнины или отгорожены пляжевыми грядами по краю моря (например, дельты Роны и Эбро), переходя вниз по течению в преимущественно приливную дельтовую равнину (например, дельты Нигера, Махакама и Меконга), или открыты по краю моря и переходят непосредственно во фронт дельты (дельта Миссисипи).

Флювиальные дельтовые рукава характеризуются односторонним течением воды с периодическими отклонениями и в этом смысле сходны с руслами в собственно речных системах. Им свойственна высокая извилистость, но в некоторых аридных и полярных дельтах со спорадической разгрузкой и высокой долей влекомого материала дельтовые рукава ветвятся и образуют сетчатый рисунок.

Внутридельтовые области преимущественно флювиальных дельтовых равнин – это в основном замкнутые мелководные обстановки со спокойным или даже застойным режимом, но образующиеся местами ветровые волны могут вызывать умеренные волнения и формировать отложения с изолированными отдельными знаками ряби и линзовидной слоистостью. Этот обычно спокойный режим часто нарушается во время паводков, когда резко увеличенный сток воды отводится из рукавов в заливы. Вызванные паводком процессы имеют важное значение в поставке осадочного материала во внутридельтовые области, в результате чего образуются такие формы, как намывные валы, различные типы конусов промыва и промоинных каналов. Они в совокупности заполняют большие площади мелководных заливов.

Примущественно приливные дельтовые равнины образуются в областях умеренно- и высокоамплитудных приливов. Образованные ими приливные течения проникают в дельтовые рукава во время стадий максимальных приливов, переливаются через их берега и затопляют внутридельтовое пространство. Приливные воды временно задерживаются в этих участках, а затем уходят во время отлива. Приливные течения,

следовательно, преобладают в нижних частях дельтовых каналов, и внутридельтовые области обладают чертами литорали.

Дельтовые рукава, подверженные действию приливов, отличаются незначительной извилистостью, разветвленной и иногда воронкообразной формой с высоким отношением ширины к глубине, резко отличной от формы дельтовых рукавов с параллельными профилями берегов областей малых приливов.

Внутридельтовые области приливных дельтовых равнин включают лагуны, мелкие приливные каналы или ручьи и литорали, которые чувствительны к климату.

Фронт дельты – это область, где наносонесущие речные воды вливаются в бассейн и рассеиваются в результате воздействия бассейновых процессов. Радикальные изменения гидродинамической обстановки у устья приводят к тому, что речной поток растекается и замедляет свое течение, что вызывает осаждение твердого стока. Бассейновые процессы или помогают рассеиванию и окончательному осаждению осадка, или размывают и перераспределяют осадок, накопившийся непосредственно в результате рассеивания речного потока.

Дельты часто имеют двухфазную историю развития, состоящую из конструктивной фазы, в течение которой дельта продвигается, и деструктивной фазы, или фазы отмирания, вызванной сокращением количества поставляемого в дельту осадочного материала.

Одной из причин отмирания является изменение направления течения речных или дельтовых каналов в результате удлинения руслоевой системы в процессе выдвижения дельты в бассейн. При этом образуются более короткие и крутые пути стока, и, если размытие берегов увеличивается во время серии паводков, это может стать неотъемлемой чертой сети каналов, которая постепенно принимает возрастающую часть тока главного потока вплоть до отмирания последнего.

При выделении и изучении ископаемых дельтовых комплексов важное диагностическое значение наряду с литологическими особенностями имеют исследование формы осадочных тел, их взаимоотношений друг с другом и фациальных соотношений. Это, прежде всего, установление веерообразно расходящихся узких полосовых зон песчаников, врезанных в подстилающие отложения в пределах наземной части дельты и аккумулятивных в ее подводной части. Важными также являются выявление фациального замещения этого комплекса аллювиальными образованиями, с одной стороны, и бассейновыми – с другой, и, наконец, характерная смена фациальных обстановок в разрезе от морских через авандельтовые к наземным.

Учитывая ряд достаточно надежных критериев идентификации дельтовых образований, последние выделены и подробно изучены во многих угленосных бассейнах различного типа и возраста – в Донбассе и Кузбассе и других районах.

Отложениям древних дельт присущи следующие черты: это мощные, преимущественно терригенные разрезы, которые по мере продвижения дельты изменяются от удаленных от берега бассейновых фаций внизу до континентальных флювиальных фаций вверху.

Для распознавания дельт в геологической истории необходимо установить три принципиальные фациальные ассоциации, которые генетически связаны внутри единой формации: фациальной ассоциации дельтовой равнины, ассоциации фронта дельты и ассоциации отмирания дельты.

Фациальная ассоциация дельтовой равнины отражает накопление осадков в протоках и во внутридельтовых областях между ними. Она может быть флювиальной или приливной. Первая отмечается во всех дельтах, последняя же занимает нижнюю часть дельтовой равнины приливных дельт.

Фациальная ассоциация фронта дельты обычно представлена разрезами регressiveного типа, которые запечатлевают переход от тонкозернистых фаций удаленных от берега участков или продельты к фациям береговой линии, среди которых доминируют песчаники. Эти разрезы образуются в результате продвижения фронта дельты и могут срезаться разрезами флювиальных или приливных каналов по мере ее продвижения. Разрезы сильно изменяются внутри дельт в зависимости от их близости к устью рукава и между дельтами в соответствии с режимом фронта древней дельты.

Фациальная ассоциация отмирания дельты включает те фации, которые накапливаются вследствие отмирания дельты или ее лопасти. Фации отмирания – это тонкие, но латерально выдержаные маркирующие слои, состоящие из фаций, отражающих низкие скорости осадконакопления. Несмотря на их незначительную роль в разрезе, фации отмирания важны по следующим четырем причинам: 1) они позволяют коррелировать разрезы с иными латеральными соотношениями фаций; 2) слои отражают отмирание дельты (или лопасти) и поэтому помогают восстанавливать историю седиментации; 3) слои свойственны только областям отмирания дельты (или лопасти) и, следовательно, определяют ареал их распространения; 4) так как флювиальные процессы наиболее ослаблены в это время, фации отмирания часто являются наилучшими индикаторами «фоновых» условий, таких как климат области осадконакопления и соленость и температура воды приемного бассейна.

Распознавание этих фациальных ассоциаций не только позволяет реконструировать дельтовые обстановки, но и говорить о типе дельт. Ранние попытки определения различных типов дельт в геологической истории сводились главным образом к различению двух типов дельты Миссисипи: лопастной и «птичья лапа». Однако из того факта, что ряд дельт в геологическом прошлом стал предположительно сравнимым, следует, что в древней летописи может быть распознан более разнообразный ряд дельтовых типов.

Типы и характер распределения дельтовых фаций контролируется главным образом действующими в дельте процессами осадконакопления, но

в ряде исследований было показано значительное влияние на фациальную модель синседиментационных деформаций разного уровня. Деформация может быть связана с тектоникой фундамента, как в дельте Ганга-Брахмапутры, но существует отдельный класс деформационных процессов, связанных только с осадочными факторами. Эти факторы определяются в основном нестабильностью илов, быстро осаждавшихся в нижней и средней частях фронта дельты и на континентальном склоне, и их последующей нестабильностью во время раннего захоронения. В дельте Миссисипи эти процессы вызвали целую серию деформационных явлений, таких как иловый диапиризм, ротационные оползни, рытвины фронта дельты, поверхностные потоки илов и глубокорасположенные разрывы. Согласно оценкам, 40% поступающего в дельту осадочного материала после его осаждения вовлекается в некоторые виды движения масс.

Синседиментационная деформация действует в основном в пределах фронта дельты, который слабо наклонен в сторону моря в среднем под углами $0,2\text{--}2^{\circ}$. Поверхностная неустойчивость этих склонов возникает в результате увеличения их крутизны и нагрузки на них, вызванных более высокими скоростями накопления осадков, характерными для верхней части склона. Из-за этой неустойчивости часто происходит движение масс осадка, чему способствуют также удары волн во время штормов, вызывающие короткопериодные и часто интенсивные колебания давления на дно, которые временно могут превышать сдвиговое усилие осадка и инициировать его движение вниз по склону. Действие ударов волн усиливается при высоких концентрациях метана в осадках, образующегося за счет бактериального разложения органического вещества. Наличие газа уменьшает усилие сдвига и может вызвать во время высокого придонного давления дегазацию осадков и их кратковременное разжижение. В результате этих процессов в областях с минимальными углами склонов могут формироваться поверхностные оползни и потоки илов.

Дополнительным свойством илов фронта дельты или продельты является то, что они обладают высоким поровым давлением и низкой плотностью, определяющими их высокую подвижность в приповерхностных условиях по мере продолжения захоронения и действия нагрузки. В начальные стадии уплотнения вода из осадка удаляется легко, но при увеличении уплотнения скорость отжатия воды падает из-за снижения проницаемости. Иногда закономерное удаление воды затрудняется и в глинах развивается высокое поровое давление. В этом случае уплотнение прекращается; глины остаются недоуплотненными, и в них наблюдается повышенное давление. Наличие метана также благоприятствует развитию сверхдавления. Такие глины, находясь в неравновесном состоянии с окружающей средой из-за повышенного давления и, кроме того, обладая низкой вязкостью и прочностью, являются нестабильными и способны к движению при нагрузке. Первоначально считалось, что подобные условия возникали только на значительной глубине погружения, но прямые замеры порового давления в отложениях верхней части дельты Миссисипи дали

высокое значение на глубине 15 м от современной поверхности осадков. Таким образом, условия повышенного давления и недоуплотнения возникают сразу же после захоронения осадка и развиваются в процессе его погружения. Это ведет к заметной нестабильности илов ниже их поверхности, что может вызвать медленный, но постоянный отток глин на глубине из депоцентра внутрь бассейна. Например, в депоцентре Миссисипи глубоко погруженные плейстоценовые илы переместились в глубь бассейна в результате нагрузки современных осадков дельты. Глубинное течение глин с повышенным давлением является главным механизмом погружения в депоцентре, а также создает широкий спектр средне- и крупномасштабных деформационных особенностей, таких как иловый диапиризм и развитие разрывов.

Полезные ископаемые фаций, переходных от суши к морю, достаточно разнообразны. В прибрежно-морских и дельтовых отложениях известны различные россыпи, месторождения железа, иногда бокситов, меди (типа медиистых песчаников). В лагунных и дельтовых образованиях – угли, реже горючие сланцы, различные соли, в том числе достаточно редкие, типа эпсомита, астраханита, глауберита. Песчаные прибрежно-морские и дельтовые осадки часто содержат нефть и газ, причем здесь нередко формируются не только структурные, но и литологические (шнурковые или рукавообразные в дельтах) и палеогеоморфологические (в барах) залежи.

5. МЕТОДИКИ СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Несмотря на широкое применение фациальных и палеогеографических исследований и их большую актуальность, в литературе существуют различные представления о содержании литолого-фациальных карт и соответственно приводятся разнообразные способы их построения. Одной из причин такой неупорядоченности в наименовании карт является отсутствие до сих пор единого понимания термина «фация».

Литолого-фациальные карты могут различаться по масштабам (региональные – от 1:500 000 до 1:1 000 000, местные – от 1:50 000 до 1:200 000, крупномасштабные – 1:50 000 и крупнее). Большое значение имеет выбор стратиграфического интервала, обычно чем меньше временной интервал – тем лучше. Карты строятся для отдельных горизонтов, подъярусов, ярусов, охватывающие временной интервал – до 10 – 12 млн. лет. Если выбранный стратиграфический интервал характеризуется большой фациальной изменчивостью и резкой сменой составов пород, то строятся два комплекта карт – на начало и конец интервала. Построение литолого-фациальных карт при детальном картировании нецелесобрано (из-за большого количества фактического материала идет перегрузка карты и она становится невыразительной). Одним из требований к построению литолого-фациальных карт является количество опорных точек (данные по скважинам и разрезам). Желательно, чтобы расстояние между точками разрезов было не

менее 2 – 3 см и не более 10 – 12 см на картах любого масштаба или в каждом квадратном дециметре карты было не менее 2 – 3 разрезов. В некоторых случаях перед построением карт целесобрано построить несколько литолого-фациальных профилей главным образом вкрест простирации фаций для выяснения особенностей взаиморасположения различных типов пород. Фациальные профили имеют и большую самостоятельную ценность, так как отражают миграцию фаций на разных этапах развития осадконакопления.

Одна из методик построения литолого-фациальных карт разработана Н.А.Михайловой в Лаборатории палеогеографии имени В.П. Батурина. Под литолого-фациальной картой понимается такая карта, на которой представлено распределение типов пород данного стратиграфического интервала без нанесения условий образования пород. Карты могут содержать генетические данные, касающиеся происхождения пород, основанные только на литологических признаках пород (структура, текстура, петрографический состав обломочной части и др.). Именно крупномасштабные литолого-фациальные карты, построенные по предложенной Н.А.Михайловой методике, отвечают грессливскому понятию «фация». Надо отметить, что в основе предложенной методики большее значение уделяется не признакам фаций, а литологическому (то есть вещественному) составу отложений, и поэтому построенные по этой методике карты более объективно отражают геологическую реальность.

Как правило, при построениях крупномасштабных литолого-фациальных карт все литологические типы отложений, участвующие в строении выбранной стратиграфической единицы, сводят к трем основным комплексам, для характеристики которых используют способ литологического треугольника. Этот способ, являющийся одной из разновидностей метода изолиний, основан на строгой количественной градации картируемых объектов, на положении о непрерывности и постепенности литологических изменений. Он предусматривает картирование толщ, в которых все слагающие их разности пород могут быть сведены в три близких по составу и генезису группы пород. Это не исключает возможности картирования способом треугольника одно- и двухкомпонентных разрезов, а при некоторых дополнительных построениях и более, чем трехкомпонентных. В последнем случае при каждой вершине основного треугольника, в которой могут быть объединены несколько типов пород, можно построить дополнительный треугольник для индивидуализации каждого из типов, если они представляют для этого какой-либо интерес.

Существуют несколько способов разбивки треугольников на отдельные литологические поля (по Ч.Пельпо, по В.Крумбейну и Л.Слоссу, по системе ВНИГРИ). При фациальных реконструкциях исходят из того, чтобы выделенные градации литологических типов разрезов наглядно показывали бы наиболее характерные фациальные изменения в составе толщи и помогли выявить с наибольшей полнотой источник осадконакопления изучаемой

территории. Поэтому один и тот же способ разбивки не может дать одинаково ценные результаты при составлении карт разного масштаба, при разных задачах исследования и разном строении изучаемой толщи. При построении литологических карт учитывается, что ввиду непрерывности и постепенности литологических изменений соседними на картах могут быть лишь такие зоны, которым соответствуют смежные поля в литологическом треугольнике, хотя вопрос о необходимости размещения соседних зон литологического треугольника на картах рядом можно оставить открытым в связи с резкими фациальными изменениями типов пород на сравнительно близком расстоянии. В процессе работы разбивка треугольника подбирается таким образом, чтобы изолинии коэффициентов ограничивали пространства, в которых толща была бы практически однородна по литологическому составу, то есть почти целиком слагалась породами одного типа, и пространства, в которых один из выбранных компонентов составлял больше 50% или меньше 50%, хотя возможна и более дробная разбивка треугольника. Применяемый вариант стандартного треугольника с разбивкой на девять полей удобен для интерпретации фациальных обстановок и практически может быть применен почти всегда для изучения отложений в пределах платформенных областей. Удачно подобранные значения коэффициентов позволяют выделить на картах следующие области:

- 1) поля, сложенные почти целиком породами одного типа;
- 2) поля, состоящие из пород двух типов, причем всегда легко можно сказать, который тип составляет более 50%;
- 3) поля, образованные породами трех типов, причем по значению коэффициентов (больше или меньше единицы) легко сказать, какая часть приходится на долю каждого из выделенных типов.

На основании предложенной методики литолого-фациальных реконструкций возможно строить карты как общего типа (без изображения вертикальной изменчивости пород), так и с изображением вертикальной изменчивости отдельных пластов. Такие карты характеризуют размещение и количество пластов не только по площади, но и на различных глубинах в выбранном стратиграфическом интервале разреза. Преимущества данной методики заключаются в детальной характеристике отложений, при построении карт используются все типы пород, слагающие разрез. Отмечается большая наглядность изображаемого материала, четко прослеживаются тренды изменчивости литологических типов пород, возможна более полная индивидуализация каждого из вида пород, слагающих разрез (построение дополнительных треугольников при вершинах основного), возможность статистических обработок материала.

При построении литолого-фациальных (точнее – литолого-палеогеографических) карт фациями обозначают отложения определенных условий (ландшафтов), то есть геологические тела различных ландшафтно-генетических типов, например прибрежно-морских, лагунных, дельтовых. При этом ясно виден дуалистический подход (фация – это одновременно и отложения, и условия образования), но из-за широкого применения этой

методики в настоящее время как в России, так и за рубежом это считается допустимым. В основе применения литолого-фациальных реконструкций лежит анализ тектонического режима как наиболее общего фактора, обуславливающего распределение древних ландшафтов, а также изучение генетических признаков пород как основных критериев для восстановления древних обстановок. Литолого-фациальные карты тесно связаны с реально существующими сегодня материальными объектами и характеризуют размещение в пространстве отдельных литологических пластов и пачек, являющихся как бы отображением в камне исчезнувших обстановок.

При построении таких карт требования по распределению фактического материала и выбору стратиграфического горизонта остаются теми же. При изображении состав пород учитываются их изменения при последующих процессах литогенеза, то есть показывается первичный состав породы. При изображении на карте состава отложений учитываются количественные соотношения отдельных из них (различным типам пород соответствуют полосы определенного цвета на карте). Если содержание какой-либо породы не превышает 10% от общего состава толщи в данной точке (скважине, разрезе), эта порода, как правило, не показывается. Однако, если она представляет особый интерес, присутствие ее отмечается среди поля преобладающих пород в виде редких полосок.

При переслаивании полос двух типов выделяются следующие количественные градации: 1) если одна порода преобладает (больше 60%), то даются две полосы этой породы и одна полоса другой; 2) если оба типа пород присутствуют примерно в равных пропорциях (от 40 до 60%), то дается по одной полосе для каждого из них. При переслаивании пород трех типов удваивается число полос тех пород, содержание которых более 40%, и т.д. Последовательность полос на карте должна соответствовать последовательности, наблюдающейся при ритмичном чередовании слоев в разрезах.

При распадении интервала разреза на две или более частей (пачек), резко различающихся по составу, можно строить как два и более комплектов карт, так и наносить по специальной методике информацию на одну карту.

При построении литолого-фациальных карт наносятся аутигенные минералы, включения, конкреции, красноцветность отложений, изображается состав вулканогенных пород, флора и фауна, полезные ископаемые, а также другие признаки пород (типы слоистости, геохимические модули, гранулометрические особенности осадков и др.). Необходимо тщательно подходить к нанесению этой информации, стараясь по возможности не перегружать карту, наносить лишь особо характерные признаки пород, остатки фауны и флоры, позволяющие судить о палеогеографической среде, климате, глубинах, солености бассейнов и т.д.

Часто литолого-фациальные карты совмещают с картами изопахит, сечение которых для платформенных территорий 10 – 20 м для толщ мощностью до 100 м и 25 – 50 м для толщ мощностью более 100 м; в

складчатых областях изопахиты проводятся через 50 – 100 м для толщ мощностью до 500, а для толщ мощностью более 1000 м – через 500 м. В местах сильного сближения изопахит некоторые из них могут быть пропущены. Изопахиты обычно следуют контурам крупных древних тектонических структур, что может помочь при проведении изопахит в местах, плохо охарактеризованных фактическим материалом.

Литолого-фациальные карты, построенные по «классической» методике, наряду с достоинствами (выделение морских, континентальных и переходных фаций, представление различных типов пород, а также их признаков, включающих состав, акцессорные минералы, остатки флоры и фауны и т.п.) обладают и недостатками, а именно: большие временные затраты на построение, перегруженность фактическим материалом, приводящая к трудности восприятия, не четкое наблюдение тренда изменчивости состава пород, невозможность применения методов математической обработки. И хотя при литолого-фациальных реконструкциях больших территорий эта методика себя хорошо зарекомендовала и полностью оправдывает, так как позволяет всесторонне изучать признаки пород, их состав и условия залегания, для работы на небольших участках (небольшие месторождения, рудопроявления, доизучение флангов месторождений и т.п.) более приемлема методика построения крупномасштабных литолого-фациальных карт, предложенная Н.А.Михайловой.

6. СВЯЗЬ ФАЦИЙ С ТЕКТОНИКОЙ

На характер развития и распространения фаций главным образом влияют два фактора – климат и особенности тектонического режима. Влияние климата проявляется в существовании отдельных климатических типов литогенеза. Характер тектоники определяет фациальные обстановки наиболее отчетливо через создаваемый рельеф, кроме того, темп и амплитуда тектонического прогибания влияют на состав и строение осадочных толщ. Ярче всего характер тектонического режима проявляется в глобальном масштабе и обусловлен тектоникой литосферных плит (субдукционные, коллизионные, спрединговые зоны Земли), а также связанными с ними крупными структурами земной коры.

Большой практический интерес представляют фациальные изменения в пределах более мелких тектонических структур – сводовых поднятий и впадин, на флексурах, в зонах дислоктивных нарушений разных порядков. Различие фаций здесь также зависит от геоморфологического выражения этих структур. Если влияние структур на фации проявляется локально, то конседиментационные разломы и осложняющие их флексуры определяют появление рельефа и изменение глубин в узкой, но протяженной полосе, поэтому и изменение фаций происходит довольно резко. Чаще всего на приподнятом блоке или крыле флексуры формируются более мелководные отложения, чем в опущенном. Зоны разломов с развитием в их пределах

интенсивной трещиноватости в наибольшей степени подвергаются денудации, и по ним нередко закладываются речные долины.

Зоны конседиментационно развивающихся разломов не только разделяют различные по глубине фации, но и характеризуются повышенной сейсмической активностью. Поэтому здесь нередки срыва осадков с верхней кромки склона и образование подводных обвалов, оползней и мутевых потоков.

Влияние тектоники на характер фаций через рельеф является универсальным, прямым и наиболее отчетливо установленным. Однако стиль тектоники, амплитуда, скорость прогибания или воздымания также воздействуют на характер отложений. Особенно четко реагируют на темп тектонического прогибания рифы, форма и размер которых позволяют определять интенсивность тектонических движений.

Закономерные связи фаций с тектоническим режимом территории позволяют использовать изучение фаций как один из важнейших методов тектонического и палеотектонического анализа.

Для заметок

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Фролов В.Т. Литология. /В.Т.Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1995. - Кн. 3.- 352 с.

Дополнительная

2. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород/Л.Н.Ботвинкина//Труды ГИН АН СССР. – 1962. – Вып. 59. - 543 с.
3. Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований/ Н.Н.Верзилин – Л.: Недра, 1979. - 247 с.
4. Дафф П.Цикличность осадконакопления/П. Дафф, А.Халлам, Э.Уолтон. - М.: Мир, 1971. – 284 с.
5. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях/Г.Ф. Крашенинников. – М.: Недра, 1971. - 368 с.
6. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации/А.П.Лисицын. – М.: Наука, 1978. - 392 с.
7. Михайлова Н.А. Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных карт/Н.А. Михайлова. – М.: Наука, 1973. – 54 с.
8. Наливкин Д.В. Учение о фациях/Д.В.Наливкин.– М.: Изд-во АН СССР 1955.- Т.1 – 534 с.; 1956.- Т.2 – 393 с.
9. Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Х.Рединга.– М.: Мир, 1990. Т.1 – 352 с.; Т. 2. – 384 с.
- 10.Прошляков Б.К. Литология и литолого-фациальный анализ/Б.К. Прошляков, В.Г. Кузнецов. – М.: Недра, 1981. - 284 с.
- 11.Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии/Л.Б.Рухин.-Л.: Гостоптехиздат, 1962. – 628 с.
- 12.Рухин Л.Б. Основы литологии/ Л.Б.Рухин. – Л.:Недра, 1969. – 703 с.
- 13.Славин В.И. Методы палеогеографических исследований/В.И. Славин, Н.А. Ясманов. – М.:Недра, 1982. – 254 с.
- 14.Справочник по литологии/Под ред. Н.Б. Воссоевича. – М.:Недра, 1983. – 512 с.
- 15.Страхов Н.М. Основы теории литогенеза/Н.М.Страхов. – М., Изд-во АН СССР.- 1962.-Т.1. –212 с.; Т.2.-574 с.; Т.3.- 550 с.
- 16.Тимофеев П. П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений/П.П.Тимофеев//Угленосные формации и угольные месторождения. – М., 1968. – С.12-25.
- 17.Условия древнего осадконакопления и их распознание/Под ред.Дж.Ригби, У.Хемблин. – М.: Мир, 1974. – 328 с.
- 18.Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР/М-во геологии, АН СССР, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ГЕОХИ. – М., 1962. – 46 с.

Авторы: Сиротин Виктор Иванович,
Шатров Владимир Анатольевич,
Бунеев Владислав Николаевич,
Войцеховский Геннадий Вячеславович

Редактор Тихомирова О.А.