SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AND FACIES

Edited by H.G. Reading

Department of Earth Sciences
University of Oxford

Second Edition

BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS
OXFORD LONDON EDINBURGH
BOSTON PALO ALTO MELBOURNE

ОБСТАНОВКИ ОСАДКО-НАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ

Под редакцией
Х. РЕДИНГА

В двух томах

Том 1

Перевод с английского
д-ра биол. наук И. С. Барскова
канд. геол.-мин. наук Л. Н. Индолева
д-ра геол.-мин. наук И. О. Мурдмаа
канд. геол.-мин. наук В. М. Сорокина

под редакцией
чл.-корр. АН СССР П.П. Тимофеева

МОСКВА «МИР» 1990

ББК 26.3
025
УДК 551.3.051

Авторы: Рединг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф. А., Эллиотт Т., Шрейбер Б. Ш., Джонсон Г. Д., Болдуин К. Т., Селлвуд Б. У., Дженкинс Х. К., Стоу Д. А. В., Эдуардз М., Митчелл А. Х. Г.

Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1: Пер.
025 с англ./Под ред. Х. Рединга. — М.: Мир, 1990. — 352 с., ил.

ISBN 5-03-000924-8

В книге известных геологов Великобритании, США, Норвегии и Филиппин приводятся результаты фундаментальных исследований и обширный новейший материал по главным типам осадочных обстановок верхней оболочки Земли. Рассматриваются соотношения различных фациальных типов осадков в разрезе и на площади, контакты и переходы между фациями, комплексы фаций и объединение фаций в группы и серии, а также факторы, контролирующие природу и распространение фаций. Анализируется взаимосвязь между осадкообразованием и тектоникой. В русском переводе выходит в 2-х томах. В 1-м томе освещены обстановки и свойственные им процессы и фации: аллювиальные, дельтовые, озерные, пустынь и прибрежные мелководные морские.

Для литологов и геологов, занимающихся изучением осадочных пород, а также для преподавателей и студентов геологических специальностей.

0 $\frac{1804020300—070}{041(01)—90}$ 87—90 ББК 26.3

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-000924-8 (русск.)
ISBN 5-03-000923-X (русск.)
ISBN 0-632-02123-4 (англ.)

© 1978, 1986 by Blackwell Scientific Publications
© перевод на русский язык, Барсков И. С., Индолев Л. Н., Мурдмаа И. О. и Сорокин В. М., 1990

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Предлагаемая монография представляет собой первый подобного рода обобщающий, хорошо иллюстрированный коллективный труд ряда известных ученых в области седиментологии и литологии; среди них Дж. Д. Коллинсон, Ф. А. Аллен, Т. Эллиотт, Б. Ш. Шрейбер, Х. С. Дженкинс и др., а также редактор издания, профессор Оксфордского университета Х. Г. Рединг. Каждая из 15 глав книги посвящена определенным типам осадочного процесса и имеет своих авторов. В конце монографии приведен список использованной литературы, содержащий около 2700 названий, который сам по себе представляет определенную научную ценность.

Авторы поставили перед собой весьма сложную и всегда актуальную задачу — обобщить огромный фактический материал по осадконакоплению в современных озерах, морях и океанах, появившийся за последние 20—25 лет. Рединг пишет в гл. 1, что целью данной книги является анализ того, как можно реконструировать древние обстановки путем интерпретации прежде всего процесса или комплекса процессов, приводящих к образованию фаций, воссоздавая затем обстановки, в которых протекают эти процессы. Авторы особо обращают внимание на динамику процессов осадкообразования и осадконакопления: то, что мы видим в данный момент в современном водоеме, еще не есть окончательный результат, и требуются особые условия, которые обеспечат переход осадков в ископаемое состояние.

Подобную постановку задачи можно только приветствовать, поскольку лишь через познание генезиса отложений можно подойти к познанию закономерностей возникновения того или иного фациального типа осадков, причем газо-водная среда образования, да и сам осадок как носитель комплекса первичных признаков имеют большое значение для восстановления последующих процессов — породо- и рудообразования, т.е. литогенеза.

Определяя задачи седиментологии, или современной литологии, Рединг пишет, что это наука о составе и происхождении осадков и осадочных пород. В этом определении очень важно, что автор обращает особое внимание на генезис осадков и пород — оно отвечает современному уровню развития науки об осадочных образованиях. Детализируя это определение, можно сказать, что под современной литологией (генетической литологией) понимается один из фундаментальных разделов геологической науки, занимающийся выяснением состава, строения и, самое главное, происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований, а также связанных с ними полезных ископаемых и установлением закономерностей формирования последних и их распределения в земной коре. Наиболее характерной чертой литологических исследований в настоящее время является комплексный и более глубокий, чем раньше, генетический подход к изучению природных объектов с целью познания процессов образования осадка, его последующего преобразования в породу и выяснения причин этих процессов. Все эти вопросы в той или иной мере нашли отражение в данной коллективной монографии.

Особый интерес представляет рассмотрение (гл.2) вопросов, связанных с определением понятия «фация», которое, как известно, трактуется не совсем однозначно. Большое внимание уделено соотношениям различных фациальных типов осадков в разрезе и на площади, контактам и переходам между осадками фаций, комплексам фаций, или циклам, объединению фаций в группы и серии. Изложены гипотезы, различного рода модели и их теоретическое обоснование. Особое внимание обращено на факторы, контролирующие природу и распространение фаций. К их числу относятся процессы осадконакопления, тип осадка, климат, тектоника, изменение уровня бассейна осадкообразования, биологическая активность, химия вод и вулканизм.

В целом следует отметить, что этот коллективный труд является наиболее полным по многообразию рассмотренных в нем осадочных образо-

ваний — от типично континентальных до глубоководных океанических. В нем сведены материалы прежде всего по современной седиментации. Положительной и весьма важной является попытка авторов каждой группы современных осадков найти ископаемые аналоги. Книга снабжена большим количеством рисунков, схем, таблиц, карт и других иллюстраций, что весьма способствует лучшему пониманию излагаемого материала.

Монография соответствует лучшим традициям генетических школ в осадочной геологии и является хорошим примером подобных изданий. Она может стать настольной книгой каждого литолога-седиментолога. Кроме того, ее следует рекомендовать геологам самого широкого профиля, занимающимся как общими, так и частными проблемами геологической теории. Она также будет хорошим методическим руководством для научно-исследовательских институтов, профессоров, преподавателей и студентов высших учебных заведений.

Книгу переводили доктора геол.-мин. наук И. С. Барсков (главы 7—10) и И.О. Мурдмаа (главы 2, 11) и кандидаты геол.-мин. наук: Б.В. Баранов (главы 12, 15), Л.Н. Индолев (главы 3—5, 13), М.А. Левитан (глава 14) и В.М. Сорокин (главы 1,6).

П. Тимофеев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Идея подготовки первого издания этой книги возникла в 1974 г. Нашей главной целью было — дать единое исчерпывающее описание современных и древних обстановок осадконакопления и фаций, которое могло бы быть полезным студентам старших курсов , исследователям и геологам-практикам. Для компетентного и полного освещения избранной темы была создана группа авторов, которые хорошо знали друг друга и придерживались одинаковых взглядов. Таким образом, они могли критиковать, улучшать и дополнять статьи друг друга, сохраняя индивидуальность стиля и ответственность каждого за свою статью.

Как и в случае других изданий такого рода, главная задача состояла в том, чтобы соблюсти равновесие: достаточно полно раскрыть тему и не превысить разумного объема и стоимости книги. Многие главы пришлось сократить почти вдвое и исключить часть библиографии. Неизбежные при этом потери мы попытались компенсировать тщательным отбором данных и четкостью изложения.

Ни одна книга не бывает результатом деятельности только ее авторов, и в нашу тоже вошли факты, идеи, взгляды и предрассудки многих других специалистов. Некоторые из них упоминаются с благодарностью и цитируются, а мысли и идеи других — наших преподавателей, коллег, друзей и студентов — питали нас на протяжении многих лет. Большое влияние на авторский коллектив оказал покойный Мориц де Раф, бывший профессор Утрехтского университета. Он учил сочетать тщательный анализ фаций и каждой детали породы с обязательным распознаванием процессов, которые их сформировали, постоянно сомневаться в своих гипотезах и не превращаться в догматиков. Надеемся, что такую философию примут на вооружение все, кто изучает породы и будет читателем этой книги.

Первое издание книги читали по частям Д. Грехэм Белл, Эд. С. Белт, К. Г. Беннет, Барнард М. Бесли, Джеффри С. Боултон, Пол Х. Бриджес, Джон К. Кроуэлл, Роберт У. Далримпл, Грейем Эванс, Альфред Г. Фишер, Роберт Э. Гаррисон, Джозеф Х. Хартсхорн, Аллан П. Хьюард, Франклин Б. ван Хаутен, Колин М. Джоунз, Майк Р. Лидер, Алан Лис, Брус К. Левелл, И. Ник Маккейв, Алейн Стрит, Дэвид Б. Томпсон, Роджер Вернон, Роджер Г. Уокер, Н. Луис Уоттс, Э. Л. Уинтерер и Эндрю Вуд.

Во втором издании план книги сохранился в основном таким же, каким был в первом, хотя каждая глава существенно переработана, а большинство рисунков заменено на новые.

Мы хотим поблагодарить Ларса Б. Клемменсона, Кена А. Эрикссона, Аллана П. Хьюарда, Джеймза Ингла, Керри Келтса и Брайена Е. Лока за написание критического обзора по первому изданию и за советы, как улучшить второе. Отдельные главы или части глав прочли Джон Р. Л. Аллен, Джон Б. Андерсон, Гейл М. Ашли, Питер Дж. Барретт, Бернард М. Безли, Майкл Е. Брукфилд, Виктор фон Брюнн, Николас Айлз, Конрад Грейвнор, Фил Р. Хилл, Джон Д. Хадсон, Питер К. Джексон, Линда Джоунз, Керри Келтс, Джим Д. Маршалл, Альберт Маттер, Джулиа М. Г. Миллер, Найджел Х. Платт, Кевин Т. Пикеринг, Росс Д. Пауэлл, Кэрол Дж. Падси, Анди Дж. Пулем, Марк Т. Ричардз, Роберт Райдинг, Норман Д. Смит, Ричард П. Стил, Дэвид Э. Сагден, Джон К. М. Тейлор, Дэвид Б. Томпсон и Иэн М. Уэст. На последних этапах выпуска книги очень помогла Кэрол Дж. Падси. Кроме того, мы хотим выразить благодарность тем, кто перепечатывал отдельные главы, и особенно Дженни Л.Д. Хоулсби, которая печатала черновики нескольких глав и заключительную часть окончательного варианта рукописи. Однако ответственность за пропуски, оплошности или ошибки остается на нашей совести.

Особую признательность мы выражаем многим авторам, обществам и издательствам, которые разрешили использовать иллюстрации из своих статей, журналов и книг как основу для иллюстративного материала нашей книги; особо хо-

чется отметить Американское геологическое общество, Лондонское геологическое общество, Общество прикладной палеонтологии и минералогии, Международную ассоциацию седиментологов, Американскую ассоциацию геологов-нефтяников, Американский геофизический союз.

Наконец, ни одну книгу нельзя завершить без помощи и поддержки семей и друзей, которым пришлось «посвятить» так много вечеров этой книге.

Оксфорд, июль 1985 г. *Харолд Г. Рединг*

ГЛАВА 1

ВВЕДЕНИЕ

Х.Г. Рединг

1.1. РАЗВИТИЕ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

Седиментология — это наука о составе и происхождении осадков и осадочных пород. В нее входит осадочная петрография, изучающая природу и взаимоотношения составных частиц. Отличие седиментологии от стратиграфии заключается в том, что время не играет в ней главную роль, за исключением случаев, когда она имеет дело с разрезами, в изучении которых главным является определение последовательности напластования. Седиментология частично пересекается с другими геологическими науками, такими, как геохимия, минералогия, палеонтология и тектоника. Она использует достижения химии, биологии, физики, геоморфологии, океанографии, почвоведения, инженерной геологии, климатологии, гляциологии и гидродинамики, и сама также вносит вклад в развитие этих наук.

Современная седиментология, изучающая процессы, началась, можно сказать, с публикации статьи Кюнена и Мильиорини [1422] о мутьевых потоках, как о причине возникновения градационной слоистости (см. разд. 12.1). До этого времени стратиграфия, касающаяся в основном вопросов корреляций и широких палеогеографических реконструкций, и осадочная петрография, занимающаяся главным образом микроскопическим изучением осадочных пород, развивались более или менее независимо, за исключением немногих особых случаев, описанных Сорби [2295, 2296].

Концепция турбидитов развилась из гипотезы Дейли [561], согласно которой мутьевые потоки, возможно, являются агентом эрозии подводных каньонов, и из искусственных лотковых экспериментов Кюнена [1416, 1417]. С помощью этой концепции геологи, многие годы изучавшие флиш, начали понимать, что механизм действия потока может объяснить транспортировку материала и осаждение градационных песчаных слоев. Геологи смогли, наконец, взглянуть на осадочные породы, как на осадки, имеющие современные аналоги, некоторые черты которых можно воспроизвести экспериментально. Появилась возможность исследовать под новым углом зрения близкие по составу породы, а такие черты, как подошвенные знаки, ранее в основном не определявшиеся из-за непонимания их природы, были описаны и достаточно уверенно объяснены.

За последние 30 лет накоплено много данных о составе, структуре и текстуре осадочных пород. Анализу этих данных и пониманию процессов отложения осадков во многом способствовали наблюдения и эксперименты, проводимые учеными негеологами, например гидравликами. Кроме того, многие исследователи прямо сравнили свои наблюдения над осадочными породами с тем, что можно было предсказать по результатам изучения отдельных процессов и современных обстановок. Хотя многие из сравнительных моделей основаны на наблюдениях современных энергетических обстановок, некоторые являются результатом творческого синтеза эксперимента и воображения. Трудно бывает соединить процесс с соответствующим осадочным продуктом. Современные процессы легко доступны для изучения и количественного описания, но данные о результатах их действия собираются с трудом. В древних же отложениях состав, структура и текстура обычно легко наблюдаемы, но процессы, их образующие, нельзя прямо воспроизвести, поэтому основной задачей седиментологии является сближение знаний о современных процессах и о древних продуктах, чему во многом должно способствовать понимание диагенеза.

Многие книги по седиментологии, появившиеся в течение двух последних десятилетий, отражают возникновение новых гипотез. Роль осадочных текстур и их значение для реконструкций были подчеркнуты Поттером и Петтиджоном [1922]. Физические процессы осадконакопления и их значение для понимания осадочных текстур впервые были предложены вниманию геологов в кни-

H.G. Reading. Department of Earth Sciences, Parks Road, Oxford, U.K.

ге Мидлтона [1660], а более глубокое понимание некоторых процессов было развито Алленом [29, 38]. Краткое описание и объяснение процессов формирования осадочных текстур выполнены Коллинсоном и Томпсоном [499]. Первая книга о карбонатах, отразившая прогресс в объединении процесса с продуктом в 1950-е годы, была написана Хэмом [1017]. Однако в ней едва упомянут диагенез, понимание которого быстро продвинулось вперед в 1960-е годы, что нашло отражение в книге Батерста [164, 165], посвященной карбонатным отложениям. Большинство седиментологов недооценивали значение биологических процессов, и в немногих учебниках организмы упоминаются иначе, чем источники и разрушители осадка. Однако немецкие авторы, такие, как Зейлахер, ученые из Тюбингенской школы и Шефер [2101], развили учение об анализе фауны и воздействии ее живых и отмерших представителей на осадки. Генезис осадков особенно детально рассмотрен Блаттом, Мидлтоном и Мерреем [247], которые обратили внимание на механизмы и процессы физического и химического осадконакопления.

В этих руководствах не обсуждался подробно анализ обстановок. Однако Рейнек и Сингх [1999] рассмотрели физические и биологические осадочные процессы и текстуры, а также современные обстановки с обломочной седиментацией, обратив особое внимание на мелководные морские обстановки, а Уилсон [2629] сделал то же для карбонатных фаций, подчеркнув влияние эволюции органического мира на карбонатные постройки. Селли [2180] написал прекрасную книгу для старшекурсников, в которой показал возможность использования фациального анализа для восстановления древних обстановок, в то время как Хармс, Саутхард и др. [1051] остановились на интерпретации и пользе современных осадочных текстур и разрезов, указав, как они могут быть использованы для понимания фаций некоторых обломочных обстановок. Большое значение имеют тома, опубликованные Обществом палеонтологов и минералогов, занятых в индустрии, и Международной ассоциации седиментологов. Многие из них касаются особых осадочных обстановок и фаций; список этих работ для дополнительного чтения дается в последующих главах. Книга, охватывающая все осадочные фации и дающая наиболее полное представление о них, была написана Уокером ([2529]; 2-е изд., 1984). Американская ассоциация геологов-нефтяников, чьи многочисленные тома записок в течение нескольких лет способствовали развитию наших знаний в области седиментологии, особенно сейсмофаций и тектоники (в частности, работы Уоткинса и Дрейка, [2554]), выпустила два прекрасно иллюстрированных тома, один из которых [2135] посвящен обстановкам осаждения песчаников, а другой — обстановкам осаждения карбонатов [2133].

1.2. СОДЕРЖАНИЕ И ФИЛОСОФСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ КНИГИ

Цель данной книги — показать, как можно реконструировать древние обстановки путем интерпретации сначала процесса или процессов, приводящих к образованию фаций, а затем обстановки, в которой процессы действуют.

Для реконструкции обстановок требуется следующее:

1. Полное полевое описание пород и результатов лабораторной обработки собранных образцов для ответа на специальные вопросы. Описание породы из-за недостатка времени неизбежно является выборочным с подчеркиванием одних черт, пропуском других и отказом от третьих, как совершенно второстепенных. Выбор зависит от здравого смысла, опыта и намерения исследователя. Здравый смысл и опыт приобретаются в результате просмотра большого количества пород. Часто отсутствие определенных черт так же важно, как и их наличие. Например, отсутствие признаков мелководности, вернее, чем свидетельство большой глубины, убеждают седиментологов в том, что большинство турбидитов отлагалось на большой глубине. Однако использование отрицательного признака требует знания широкого спектра осадочных пород и обстановок.

2. Знание процессов для того, чтобы одновременно с описанием породы рассматривать силу и направление течения или тип потока, несущего и отлагающего каждое зерно. Могут также возникнуть вопросы: «Какими были окислительный потенциал, соленость и pH воды?» или «Какие формы жизни существовали?». Следует также рассмотреть последующие преобразования, или диагенетические процессы, которые способны изменить не только цвет пород, но и их гранулометрию и состав. Отдельные процессы редко действуют лишь в одной обстановке, хотя в каких-то могут отсутствовать. Следовательно, в разных обстановках могут формироваться сходные породы.

3. Понимание взаимоотношения пород с их вертикальными и латеральными «соседями», форм фациальных тел и их контактов с соседними фациями (гл. 2). Эти взаимоотношения используются как ограничители, чтобы исключить неко-

торые обстановки и таким образом сократить число выборок. Фациальные разрезы заключают в себе элемент времени и изменения обстановок.

4. Знание современных обстановок и процессов, действующих внутри них. Мы нуждаемся в знании того, как эволюционируют обстановки по мере изменения уровня моря, климата, тектонической активности или питания осадочным материалом. Наше понимание обстановок сдерживается не только ограниченными знаниями сегодняшнего дня, когда целые регионы все еще фактически не исследованы, но также уникальностью современных обстановок. Например, недавний подъем уровня моря позволяет нам легко создать модели трансгрессивного осадконакопления в мелководных морях, но вызывает затруднения в построении моделей относительно стабильного или падающего уровня моря. Нетрудно представить себе, как сложно было бы создать модель гляциального осадконакопления, если бы человечество развивалось в безгляциальный период. Нужно было обладать смелым воображением ученого, чтобы из ограниченного познания морского льда и снегопадов постулировать гипотезу о больших ледовых покровах и ледниках, которые могли эродировать и отлагать большие количества осадков.

Итак, в книге акцент сделан на: 1) *обстановки* — обзор современных обстановок и связанных с ними процессов и продуктов; 2) *процессы* — внимание сконцентрировано на тех из них, которые встречаются в любой обстановке, и показано также их соотношение с образующимися осадками. Они не обсуждаются как таковые, так как уже существует несколько хороших руководств о процессах и генезисе осадочных пород и текстур; 3) *фации* — подчеркивается значение полевых данных, фациальных взаимоотношений, разрезов и ассоциаций; 4) *геологическое приложение* — иллюстрации того, как осадочные породы соотносятся с геологическим фоном и как распознавание осадочных процессов и обстановок освещает наше понимание прошлых климатов, химии океана и суши, развитие жизни и тектоники.

1.3. СТРОЕНИЕ КНИГИ

Не существует единого деления обстановок, так же как нет простого соответствия между обстановкой и фацией. Обстановка является географической единицей с особым набором физических, химических и биологических переменных; фация — это тело горной породы со специфическими характеристиками (см. гл. 2). Так как подбор обстановки для каждой фации является непростым делом, то при написании книги необходимо было решить, по какому принципу вести описание — на основе классификации обстановок или фаций? В большинстве случаев предпочтение было отдано обстановкам. Поэтому некоторые фации проходят через несколько частей главы или даже несколько глав. Особую трудность представляют эвапориты, которые, как известно, встречаются почти в столь же многих обстановках, как и песчаники, — от пустынь до озер, прибрежных мелководий и глубоких морей, и поэтому глава об аридных побережьях включает глубоководные эвапориты, так же как эвапориты себх.

Отдельные главы книги объединяют произвольно выбранные обстановки с искусственными границами. В некоторых случаях упор сделан на фации, как в главах «Мелководные моря с терригенной седиментацией» и «Мелководные морские карбонатные обстановки». В обоих случаях процессы, вызывающие перенос и осаждение осадков, почти одинаковы, но фациальные типы и формы сильно различаются, так как осадок в первом случае образуется в результате эрозии главным образом внебассейновых источников, а во втором формируется из биохимических внутрибассейновых источников. В главах «Пустыни» и «Гляциальные обстановки» главным фактором в подразделении является климат с последующими отличными процессами. То же самое справедливо для глав «Побережье с терригенной седиментацией» и «Побережья аридных зон и эвапориты», которые разделены на основе различий климата и, следовательно, фаций. Кроме того, обстановки могут перекрываться, и в этом случае читатель нуждается в установлении связей по оглавлению и указателю. Перекрестные ссылки между главами сведены к минимуму, чтобы избежать перерывов при чтении текста.

Так как нет двух похожих обстановок, о которых наше познание было бы одинаково, так как оно зависит от различных видов данных, трактовка в книге различается от главы к главе в рамках общего направления. Например, объединение фаций является более легким в обломочных осадках, чем в органогенных, где время и эволюция делают стратиграфический контекст более важным. Поэтому древние пелагические осадки рассматриваются более широко под историческим углом зрения. Наше знание глубоководных кластитов идет от изучения древних отложений в большей степени, чем современных, и поэтому они обладают длительной историей их изучения. Мелководные кремнистые кластиты были изуче-

ны менее подробно, и создание основных моделей, применимых к древним осадкам, затруднительно.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Galloway W.E, and Hobday D.K. (1983) Terrigenous Clastic Depositional Systems, pp. 423, Springer-Verlag, New York.

McKerrow W.S. (Ed.) (1979) The Ecology of Fossils, pp. 383. Duckworth, London.

Reineck H.E. and Singh I.B. (1973) Depositional Sedimentary Environments — with Reference to Terrigenous Clastics, pp. 439, Springer-Verlag, Berlin.

Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H. (Eds.) (1983) Carbonate Depositional Environments, pp. 708, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 33, Tulsa.

Scholle P.A. and Spearing D. (Eds.) (1982) Sandstone Depositional Environments, pp. 410. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 31, Tulsa.

Walker R.G. (1979, 1984) Facies Models, pp. 211, 317. Geoscience, Canada Reprint Series 1, Geol. Ass. Canada, Toronto.

ГЛАВА 2

ФАЦИИ

Х.Г. Рединг

2.1. СТРОЕНИЕ ФАЦИЙ

2.1.1. Определение фации. Понятие «фация» применяется с тех пор, как геологи, инженеры и горняки поняли, что отличительные особенности пород можно использовать для корреляции и прогнозирования месторождений угля, нефти или минеральных руд. Термин введен Грессли [989] и стал предметом ожесточенных споров, суть которых обобщена в работах Тейчерта [2429], Крамбейна и Шлосса ([1413], с. 316-331) и Мидлтона [1664].

Фация — это тело горной породы со специфическими особенностями. При описании осадочной породы в обнажении или в керне скважины фация может быть выделена по цвету, характеру слоистости, составу, структуре, ископаемым остаткам, осадочным текстурам. Биофации выделяют в первую очередь по составу остатков организмов. Если ископаемые отсутствуют или мало показательны и упор делается на физические и химические характеристики породы, то используют термин «литофация».

С развитием косвенных методов изучения стали выделять новые виды фаций, не определяемые классическими параметрами горных пород. По конфигурации, протяженности, амплитуде, частоте отражений и пластовым сейсмическим скоростям в сочетании с формой тел выделяют *сейсмические фации*. При каротаже фации выделяют по электрическим, акустическим и радиоактивным свойствам. Такое расширение понятия «фация» вполне закономерно, поскольку оно основано на наблюдаемых характеристиках, по которым данная фация отличается от окружающих. Однако подобные фации обычно прямо не сопоставимы с породами. Сейсмические фации, в частности, выделяются для тел, мощности которых по крайней мере на порядок больше, чем те, с которыми геолог имеет дело при традиционном полевом описании фаций пород.

Понятие «фация» и в прошлом использовалось в разном смысле: 1) как чисто описательное понятие для обозначения пород, например «фация песчаника»; 2) в генетическом значении для продуктов предполагаемого процесса формирования породы, например «турбидитная фация» для отложений турбидных потоков; 3) для характеристики предполагаемой обстановки, в которой отлагалась горная порода или совокупность пород, например «речные фации» или «мелководные морские фации»; 4) как тектонофация, например «посторогенные фации» или «молассовые фации».

Столь различное применение термина допустимо, если мы точно определяем каждый раз смысл, вкладываемый в это слово. Мы можем стремиться объективно определить осадочное образование, например «фация красного косослоистого песчаника», или субъективно интерпретировать процесс, скажем «турбидитная фация», что означает лишь наше *предположение* об образовании отложений в результате деятельности турбидного потока, но не факт отложения из такого потока. Следует избегать применения терминов вроде «речная фация» для обозначения самой обстановки аллювиальной седиментации и использовать их только для продуктов этой обстановки.

Отбор признаков для определения фации и вес, присваиваемый каждому из них, зависят от субъективной оценки геолога, которая вырабатывается с учетом характера материала, подлежащего опробованию, типа обнажения, сроков и задач исследования. При этом каждая фация должна все же быть определена объективно по наблюденным, а по возможности также количественно измеренным характеристикам. Очень трудно установить какие-то строгие правила выделения фаций, поскольку наборы пород различны и соответственно выбранные фациальные границы могут меняться. Но для получения сопо-

H.G. Reading. Department of Earth Sciences, Parks Road, Oxford, U.K.

ставимых результатов при групповых исследованиях и производственных работах все же необходимо добиваться унификации.

В идеальном случае фация представлена четко различимой породой, образовавшейся в определенных условиях, и отражает особый процесс или обстановку. Фации могут быть разделены на субфации или сгруппированы в ассоциации или комплексы.

2.1.2. Взаимоотношения фаций. Ценность интерпретации отдельных фаций различна. Почвенный слой и угольный пласт, например, указывают на отложение в непосредственной близости от уровня воды или выше. Песчаник со знаками ряби течения свидетельствует о том, что накопление происходило в нижней части потока, текущего в определенном направлении при режиме малой энергии. Однако в нем содержится мало информации о глубине, солености или обстановке осадкообразования.

Даже по почвенному слою нельзя однозначно судить об обстановке. Он мог образоваться в пойменном болоте, на аллювиальном конусе выноса, на прирусловом валу или у береговой линии моря. Следовательно, мы должны сознавать ограниченность информации, получаемой из отдельно взятых фаций. Прежде чем вынести заключение об обстановке, необходимо иметь сведения о соотношениях данной фации с соседними.

Значение взаимоотношений фаций было понято давно, по крайней мере с времени формулирования *закона фаций* Вальтера [2537], согласно которому «различные отложения одного фациального ареала и совокупность пород разных фациальных ареалов формировались друг за другом в пространстве, но в геологическом разрезе мы видим их залегающими одно над другим... Основной закон, имеющий принципиальное значение, гласит, что только те фации и фациальные ареалы могут перекрываться друг с другом без перерыва, которые наблюдаются рядом в настоящее время» (по английскому переводу Мидлтона и Меррея, 1972, с. 177—178). Закон Вальтера показывает, что фации, залегающие согласно в вертикальном разрезе, формировались в латерально соседствующих обстановках и что фации, контактирующие по вертикали, должны быть продуктами расположенных географически рядом друг с другом обстановок. Этим принципом геологи пользовались долгое время для объяснения причин погрубения кверху отложений проградирующей (продвигающейся) дельты (см. рис. 6.20, *А*).

Отсюда вытекает, что вертикальная последовательность фаций, отлагавшихся на склоне дельты, отражает латеральное наложение обстановок. Наоборот, можно предсказать разрез скважины через современную проградирующую дельту или себху, зная географическое положение составляющих ее обстановок осадконакопления.

Однако, как отмечает Мидлтон [1664], Вальтер подчеркивал, что этот закон действует только в случае отсутствия крупных перерывов. Перерыв последовательности, выраженный эрозионным контактом, может означать выпадение любого числа обстановок, продукты которых были впоследствии размыты. Подобное наблюдается иногда в проградирующей дельте (см. рис. 6.24), а в трансгрессивных сериях шансов на сохранение полного разреза еще меньше (см. рис. 7.34, *А*, 7.36).

Контакты. Когда геологам не удается описать контакты между фациями, они нередко игнорируют предостережение Вальтера. Неэрозионные контакты указывают на то, что фации непосредственно сменяют друг друга во времени, скорее всего, в результате миграции обстановок. Если же контакты резкие, то даже при отсутствии доказательств эрозии соседние по вертикали фации могли образоваться в обстановках, далеко отстоящих друг от друга в пространстве.

Различают три главных типа контактов — постепенный, резкий и эрозионный, хотя иногда можно отдельно выделять быстрые постепенные контакты, при которых переход от одной фации к другой осуществляется на протяжении нескольких сантиметров. Некоторые контакты нарушаются интенсивным воздействием роющих организмов, следами ползания червей и др., конседиментационными деформациями или диагенезом нижележащих осадков, так что осадки смежных фаций смешиваются или даже меняются местами.

Циклы. Идея повторяемости фаций во времени или концепция цикличной седиментации оказалась одной из самых плодотворных в осадочной геологии. Она позволила геологам установить порядок в видимом хаосе и описать в сжатом виде мощные толщи сложно переслаивающихся осадочных пород. Геологи смогли сравнивать между собой циклы, циклотемы, или ритмы (термины применяются здесь как синонимы), наблюдаемые в разных районах. Это в свою очередь вызвало споры о причинах цикличности. Возник вопрос: чем она обусловливается: повторными опусканиями дна бассейна, подъемами источника сноса, изменениями климата, колебаниями уровня моря или ритмичностью поставки осадочного материала?

Концепция цикличной седиментации, однако, подвергается критике по двум направлениям. Во-первых, слишком часто циклы устанавливаются

субъективно, без достаточно тщательного анализа разрезов [677]. Во-вторых, несмотря на усовершенствование методики выявления циклов, сосредоточение внимания только на отдельных характеристиках разреза или стремление выявить «идеальные» циклы приводит к тому, что некоторые важные для седиментологической интерпретации факты отбрасываются. В результате цикл становится для геолога более важным, чем породы, из которых он состоит.

Поскольку использование циклов основано на представлении об упорядоченности осадочных разрезов и о нормальном стационарном ходе седиментации, то явно случайными событиями обычно пренебрегают, хотя в некоторых фациальных обстановках последние могут играть преобладающую роль в осадконакоплении.

Ассоциации и последовательности. Ценным результатом концепции цикличности было сосредоточение внимания на взаимосвязи фаций, т.е. на тенденции определенных фаций встречаться вместе (в виде ассоциаций), и на осадочные последовательности. Она показала перспективность интерпретации фаций через изучение их ассоциаций и лежит в основе восстановления условий среды по фациям.

Фациальные ассоциации представляют собой группы фаций, встречающиеся вместе и считающиеся генетически или по условиям седиментации связанными между собой. Например, толстослоистые турбидиты могут переслаиваться с конгломератами, оползневыми отложениями и аргиллитами, тогда как тонкослоистые турбидиты содержат только прослои аргиллитов. Каждую такую группу можно рассматривать как определенную ассоциацию. Ассоциация дает дополнительные признаки, облегчающие интерпретацию обстановок седиментации, по сравнению с изучением каждой фации в отдельности.

В одних разрезах фации внутри ассоциации расположены, насколько мы можем судить, случайным образом. В других фации залегают в предпочтительном порядке с закономерными вертикальными переходами, встречающимися чаще, чем в случайных последовательностях. Там, где на первый взгляд наблюдается только случайное переслаивание, применение более тонких методов позволяет иногда выявить закономерность последовательности. Однако случайное переслаивание часто бывает «врожденным», вызванным случайными событиями.

Фациальная последовательность состоит из ряда фаций, закономерно сменяющих друг друга. Последовательность может быть ограничена сверху и снизу резкими или эрозионными контактами либо перерывами в осадконакоплении, выраженными в виде корненосного слоя, горизонта цементации или раннего диагенеза. Последовательность может встречаться в разрезе единично либо повторяться (циклично). В то время как концепция цикличности основывается на подчеркивании черт сходства внутри последовательности, понятие о последовательностях опирается на малые различия в пределах сходных в целом разрезов (разд. 6.2).

Для условий седиментации обломочных осадков характерны два вида закономерного изменения гранулометрического состава: 1) размер зерен становится грубее кверху от резкого или эрозионного нижнего контакта (последовательности с погрублением кверху) и 2) гранулометрический состав становится кверху от резкого или эрозионного контакта более тонкозернистым (последовательности с утонением кверху). Оба вида легко различимы и могут быть объективно установлены при полевом описании разрезов и кернов скважин, а также по данным электрокаротажа. Процессы их формирования интерпретируются просто. Гранулометрия осадков является обычно мерой, хотя и упрощенной, силы потока в момент отложения, а следовательно, последовательность с погрублением кверху, как правило, указывают на усиление потока, хотя переотложение и перемыв могут дать тот же результат. Последовательности отражают: 1) седиментологический контроль, например, локальные изменения обстановки, вызванные продвижением (проградацией) дельты, что создает последовательность с погрублением кверху, либо латеральной миграцией меандрирующей реки, что обусловливает возникновение последовательного утонения осадков кверху в разрезе бара; 2) внешний контроль, такой, как колебание уровня моря, климатические изменения, тектонические движения в областях питания или в бассейне седиментации, которые приводят к изменениям транспортирующей силы водных потоков, а значит, и гранулометрического состава переносимого материала. Однако масштаб гранулометрических последовательностей погрубения или утонения кверху бывает различным, вплоть до пределов единичного градационного слоя турбидитов. В последнем случае уменьшение размеров зерен кверху является результатом быстрого уменьшения силы катастрофического потока, а не длительного изменения фациальной обстановки. Такой слой поэтому следует считать *не утончающейся кверху последовательностью*, а *градационным слоем* (graded bed). Различие это имеет принципиальное значение для интерпретации

фаций (см. разд. 2.2.2, рис. 2.5). Подобным же образом нельзя смешивать обратно построенные градационные слои с последовательным погрублением кверху.

Некоторые карбонатные породы можно истолковывать так же, как обломочные отложения, поскольку в них хорошо выражены седиментационные структуры и текстуры. Однако последовательности фаций строятся здесь не столько по гранулометрии, обусловленной физическими процессами, сколько по всей совокупности биологических, химических и физических факторов, связанных со специфическими фациальными обстановками (см. разд. 10.2.2 и 10.5). К тому же многие карбонатные породы настолько изменены в ходе диагенеза, что фации удается выявить только путем петрографического изучения и определения микрофаций.

Установление фациальных взаимоотношений. Визуальное выделение последовательностей в поле или по данным каротажа скважин является простейшим способом установления фациальных взаимоотношений. Однако, там, где один исследователь находит последовательности, другой может их и не обнаружить. Следовательно, необходимо определить, действительно ли данная фация имеет тенденцию переходить в другую чаще, чем следует ожидать при естественном случайном наборе. Этот прием помогает не только выявить и определить цикличность чередования фаций, но также установить генетические взаимоотношения между фациями, которые иначе могут быть упущены.

При обработке большого объема данных, когда визуальное изучение журналов описания становится невозможным, ценную помощь могут оказать статистические методы. Они полезны также при решении вопроса о последовательных или непоследовательных взаимоотношениях фаций. Простейшим визуальным приемом является диаграмма взаимоотношений фаций (рис. 2.1). Де Раф, Рединг и Уокер [1959] использовали ее, чтобы показать, сколько раз фация находится в вертикальном разрезе в контакте друг с другом. Это послужило основанием для построения ансамбля последовательностей, показанного на рис. 2.2.

Рис. 2.1. Диаграмма взаимоотношений фаций для дельтовой формации Абботсхэм, показывающая, сколько раз фации находятся в вертикальном контакте друг с другом, и типы границ между ними (по [1959]). *1* — резкий контакт между фациями, встречен дважды; *2* — постепенный переход между фациями, встречен один раз.

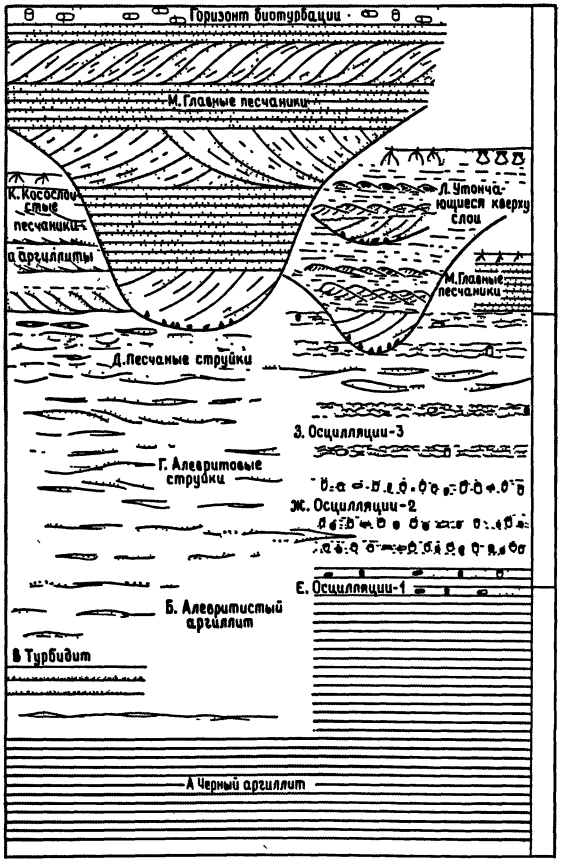


Рис. 2.2. Наглядное изображение фаций формации Абботсхэм и их взаимоотношений, показанных на рис. 2.1 [1959].

Фации можно расположить таким образом, чтобы получилось наглядное представление о последовательности или нескольких последовательностях и о типе контактов между фациями. На приведенной схеме ясно видны резкие контакты под слоями черных аргиллитов, утончающихся кверху пачек, массивных и косослоистых песчаников в отличие от постепенных контактов между остальными фациями. Эти различия между последовательностями были позже использованы Эллиоттом [714] для построения детальной модели древней преимущественно аллювиальной дельты (см. рис. 6.34).

Селли [2179] описал сравнительно простой метод записи данных в таблицу, где наблюдаемые переходы между слоями сравниваются с рядом данных, предсказанным исходя из предположения о случайном порядке литологических типов пород. Затем выявляются различия между наблюдаемыми и предсказанными цифрами (рис. 2.3). Можно также построить диаграмму взаимоотношений фаций для выявления переходов, встречающихся чаще или реже ожидаемого при случайном процессе.

Сравнительно простым статистическим методом выявления повторяющегося в пространстве и во времени процесса является цепной анализ Маркова. Он использовался для анализа циклотем гипотетического угольного разреза [656], аллювиальных [418, 933, 1655] и дельтовых отложений [1980]. Марковским процессом первого порядка считается такой, «в котором вероятность процесса, находящегося в определенное время в данном состоянии, можно вывести из сведений о непосредственно предшествовавшем состоянии» ([1036], с. 98).

Майалл [1655] приводит яркий пример марковского анализа разнообразия осадочных фаций, отложенных в ряду обстановок от аллювиальных конусов до прибрежно-морских. Он показывает, как, зная общие черты обстановки и процессов формирования фациальных ассоциаций, с помощью этого метода удается определить причины седиментации и сделать выбор между альтернативными гипотезами.

Против статистических методов в фациальном анализе можно выдвинуть три критических замечания: 1) тип контакта между фациями, имеющий первостепенное значение, часто не учитывается, хотя некоторые методы включают его в анализ (например, [2179]). Таким образом, остаются вне рассмотрения непоследовательные разрезы и перерывы в осадконакоплении; 2) необходимость ограничить число фаций для статистического анализа может привести к упрощению первичных данных до такой степени, что седиментологический смысл будет принесен в жертву методу; 3) роль чаще встречающихся последовательностей усиливается, тогда как статистически незначимые соподчиняются или исключаются из рассмотрения, даже если они геологически важны.

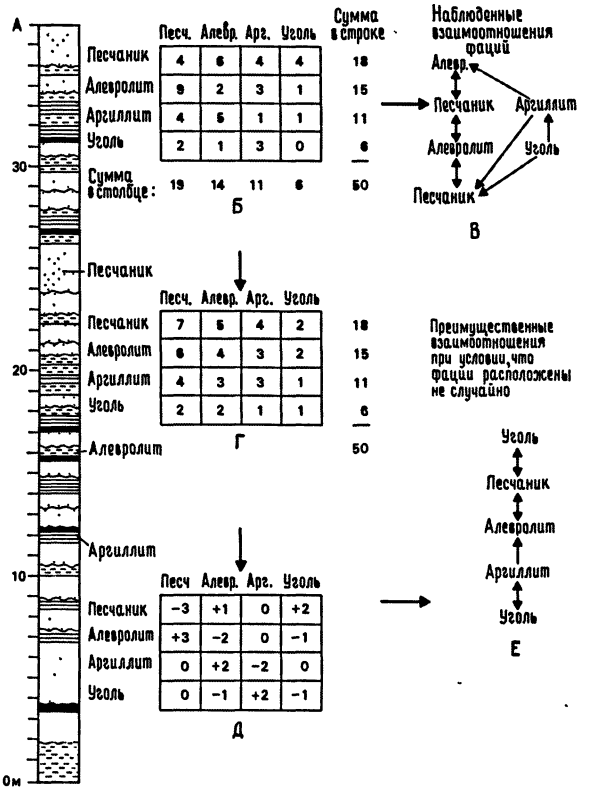


Рис. 2.3. Диаграммы взаимоотношений фаций, основанные на данных о гипотетической последовательности угольных пластов в разрезе (по [2179]). *А* — литологическая колонка. *Б* — данные о наблюденных переходах между пластами. Литологические типы пород, обозначенные над столбцами, перекрывают типы пород, приведенные в строках. *В* — диаграмма взаимоотношения фаций, показывающая наиболее частые переходы вверх и вниз для каждого литологического типа. *Г* — данные, предсказанные исходя из предположения о случайной последовательности литологических типов. Рассчитаны путем перемножения сумм строк и столбцов и деленные на 50 (общее количество проб). *Д* — таблица, показывающая разность между числом переходов — наблюденным (*Б*) и рассчитанным исходя из случайной последовательности (*Г*). *Е* — диаграмма взаимоотношений фаций, показывающая наибольшее число переходов вверх и вниз для каждого литологического типа, после вычитания числа предсказанных исходя из случайной последовательности.

А

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		0,800	0,133	0,067				
A	0,154		0,462	0,231		0,077		0,077
B	0,308	0,077		0,154	0,154	0,077	0,077	0,154
C		0,286	0,571		0,143			
D	0,333						0,667	
E				0,500			0,500	
F	0,667							0,333
G	1,000							

Б

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		0,320	0,245	0,151	0,075	0,038	0,075	0,094
A	0,280		0,260	0,160	0,080	0,040	0,080	0,100
B	0,259	0,315		0,148	0,074	0,037	0,074	0,093
C	0,237	0,268	0,220		0,068	0,034	0,068	0,085
D	0,222	0,270	0,206	0,127		0,032	0,063	0,079
E	0,215	0,262	0,200	0,123	0,062		0,062	0,077
F	0,222	0,270	0,206	0,127	0,063	0,032		0,079
G	0,226	0,274	0,210	0,129	0,065	0,032	0,065	

В

	SS	A	B	C	D	E	F	G
SS		+0,480	−0,112	−0,084	−0,075	−0,038	−0,075	−0,094
A	−0,126		+0,202	+0,071	−0,080	+0,037	−0,080	−0,023
B	+0,049	−0,238		+0,006	+0,080	+0,040	+0,003	+0,061
C	−0,237	−0,002	+0,351		+0,075	−0,034	−0,068	−0,085
D	+0,111	−0,270	−0,206	−0,127		−0,032	+0,804	−0,079
E	−0,215	−0,262	−0,200	+0,377	−0,062		+0,438	−0,077
F	+0,445	−0,270	−0,206	−0,127	−0,063	−0,032		+0,254
G	+0,774	−0,274	−0,210	−0,129	−0,063	−0,032	−0,065	

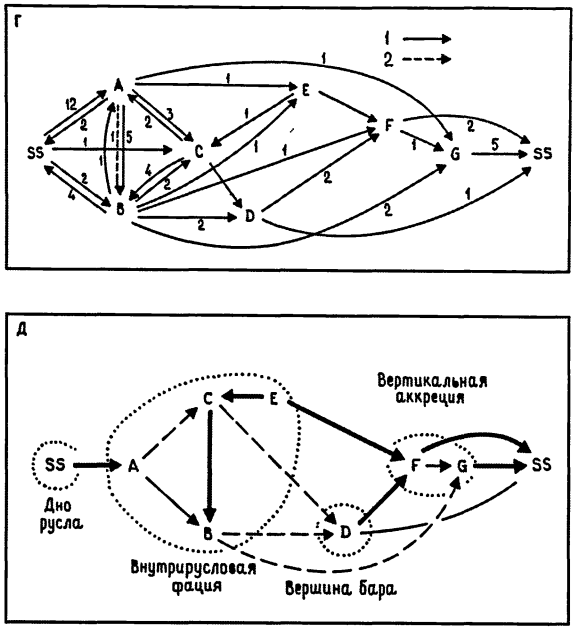


Рис. 2.4. Диаграммы взаимоотношения фаций речных песчаников Баттери-Пойнт, построенные по матрицам вероятности переходов ветвящихся русел (по [418]). Описание фаций см. на рис. 3.5. *А* — наблюденные вероятности переходов. *Б* — вероятности переходов для случайной последовательности. *В* — разница между наблюденными и случайными вероятностями переходов. *Г* — наблюденные взаимоотношения фаций; *1* — резкие контакты; *2* — постепенные переходы. *Д* — преимущественные взаимоотношения при условии, что фации расположены не случайно.

Эти недостатки удается в значительной мере ликвидировать путем возвращения после завершения анализа к первичным или полуобработанным данным. Таким образом можно выявить статистические аномалии и данные, принесенные в жертву в ходе анализа, высветив геологические процессы.

Кроме того, Кенту и Уокеру [418], которые изрытую поверхность на контакте вместе с интракластами в вышележащем слое рассматривали как отдельную фацию (рис. 2.4 и 3.51), удалось частично преодолеть трудности, связанные с отсутствием данных о переходах между фациями. Поскольку они наблюдали только один постепенный переход, а все остальные контакты были резкими или эрозионными, этот прием в их случае сработал, но невозможность показать тип перехода остается серьезным возражением против использования матриц вероятности переходов. Кент и Уокер выделили четыре ассоциации, имеющие значение для фациальных обстановок, и, хотя в их распоряжении было лишь несколько переходов, они показали, как этим методом можно было бы пользоваться в будущем для вычленения фациальных ассоциаций и последовательностей из исключительно сложного и внешне случайного набора фаций.

2.2. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЦИЙ

2.2.1. Гипотезы, модели, теории. Гипотеза — это непроверенное объяснение наблюденного явления, которым мы временно пользуемся, чтобы наметить критические факты, необходимые для проверки ее ценности. Она должна иметь значительные предсказательные возможности. Научная теория представляет собой координированную систему взаимно согласованных, подвергавшихся специальной проверке гипотез, для кото-

рых не известны исключения. Следовательно, она является пока еще не опровергнутым объяснением, охватывающим или заменяющим ряд гипотез. Модели — это идеализированные упрощения, выдвинутые для того, чтобы облегчить наше понимание сложных природных явлений или процессов. Масштабные экспериментальные модели помогают определить факторы, обусловливающие возникновение определенных свойств у объекта изучения. Сюда относится, например, моделирование переноса и осаждения осадочного материала в лотках в контролируемых условиях. Математические модели воспроизводят сложные геологические процессы. С их помощью можно, например, предсказать влияние подъема уровня моря или увеличения количества атмосферных осадков на поставку осадочного материала. Визуальные модели фациальных обстановок помогают нам наглядно представлять взаимоотношения разных обстановок, а также процессы и ожидаемые результаты их действия в этих обстановках. Они являются всего лишь зрительными изображениями рабочих гипотез. Мы можем разработать либо *актуалистическую модель* исходя из современной обстановки, скажем «модель Северного моря», либо *индуктивную модель*, основой которой служит Северное море — «модель мелководного моря с преобладанием приливных процессов». В основу нашей модели может быть положена фациальная ассоциация или фациальная последовательность древних осадочных пород. В таких моделях подчеркиваются обстановки, процессы или их продукты (фации).

Использование седиментационных моделей в геологии уходит корнями в те давние времена, когда господствовало убеждение, что настоящее может служить ключом к прошлому. Модели применяются как для интерпретации распределения фаций, так и для предсказания мест вероятного нахождения еще необнаруженных фаций. При помощи *статических моделей* пытаются изобразить латеральную картину размещения фаций в определенное время подобно тому, как на палеогеографических реконструкциях показывают распространение обстановок. Они являются прогностическими в том смысле, что по этим моделям можно предсказать расположение источников сноса или других обстановок осадконакопления, о которых пока что нет данных. Модель проверяется путем поиска фактов, которые подтверждают или опровергают ее и ведут к преобразованию или усовершенствованию.

Динамические модели охватывают меняющиеся условия или процессы. Когда их строят в локальном масштабе, в качестве показателя эволюционного ряда обстановок берется, например, вертикальная последовательность фаций продвигающегося барьерного острова (рис. 7.10) или мигрирующей косы (рис. 3.22). Но можно построить также модели регионального масштаба, например для циклов в океанских осадках, считающихся результатом регулярных климатических колебаний (разд. 11.4.6).

Создание упрощенных или типовых моделей внесло большой вклад в седиментологию. Было разработано ограниченное число фациальных моделей, каждая из которых представляет определенную обстановку. Например, Селли ([2181], с. 253—313) в своем превосходном обзоре осадочных фаций и моделей сопоставляет каждую крупную обстановку осадконакопления с одной моделью седиментации. Уокер [2527] разработал фациальные модели, из которых локальные детали «исключались» (удалялись) до тех пор, пока не оставалась «чистая сущность» обстановки осадконакопления. Итоговая модель служит нормативом для сравнения и как каркас, или путеводитель, при будущих наблюдениях. Она применима также в прогностических целях в новых геологических ситуациях и является основой гидродинамической интерпретации обстановки седиментации. Отклонение от нормы можно затем использовать для прояснения наших представлений об отдельных формациях.

На некоторой стадии седиментологического исследования сложных разрезов существенное значение приобретают упрощенные фациальные модели или *типовые* модели, помогающие понять то, что прежде казалось случайным и незакономерным переслаиванием. Установление последовательности Боумы [308] послужило основой для объяснения текстур турбидитов режимом потока [1049, 2522] и для концепции проксимальности Уокера [2524] (разд. 12.5.2). Последовательности напластования дельтовых отложений были поняты благодаря концепции циклотем, которая помогала проводить стратиграфическую корреляцию и выявлять условия осадконакопления (разд. 6.2).

Установление утончающейся кверху последовательности отложений косы меандрирующей реки привело к предположению, что кажущиеся сплошными покровы осадков могли отлагаться в процессе латерального наращивания в пределах речной долины, борта которой в ископаемом состоянии не сохранились [23, 2509] (разд. 3.4.2). Открытие последовательности себхи в Аравийском заливе привело к полному пересмотру генезиса эвапоритовых фаций, поскольку стало ясно, что некоторые из них формировались в ходе самых ранних стадий диагенеза, а не в результате пря-

мого выпадения из рассолов [2216] (разд. 8.1.2).

Выделяются три стадии интерпретации древних разрезов. Первая заключается в разработке *начальных рабочих гипотез*, сходных с типовыми моделями. Предположим, имеется лишь одна скважина или одно описание разреза в обнажении; текстура сложная; измерения палеотечений отсутствуют; стратиграфический контроль между точками слишком неопределенный, чтобы выявить фациальную изменчивость. Оправдана постановка лишь очень ограниченных задач. Модель не привязывают к какой-либо конкретной обстановке или к определенному времени, может также отсутствовать ориентировка в пространстве.

Следующая стадия заключается в *палеогеографической интерпретации* или выработке *локальной модели* [377], в которой показаны ориентировка и приблизительное расположение поясов фациальных обстановок. Например, может быть установлено генерализованное положение рифов или русел, но не точное местоположение отдельных рифовых массивов или русел.

Конечной стадией является разработка *реалистической интерпретации* или *истинной фациальной модели* [377], которая в идеальном варианте воссоздает точную обстановку седиментации в данной точке в определенный момент времени. Очевидно, что достичь этого невозможно, но следует стремиться.

Для выработки предварительного представления о районе в начале его седиментологического изучения сравнительно легко создаваемые типовые модели могут оказать неоценимую услугу. Они служат путеводителями при выполнении наблюдений, результаты которых могут привести к видоизменению этих моделей или к отказу от них. Однако, если слишком жестко придерживаться какой-либо отдельной модели либо догматически отстаивать ее применимость, можно пройти мимо фактов, с ней не согласующихся. Субъективное мнение начинает оказывать влияние на наблюдения, препятствуя дальнейшему объективному сбору фактов. Отличить ходы илоедов от следов корней легче, если исследователь знает, какие из них должны в данном случае встречаться.

Геолог должен пользоваться методом множества рабочих гипотез, так как он имеет дело с неполным набором данных, а к тому же конечный продукт может быть результатом действия нескольких различных процессов. В данной книге подчеркиваются разнообразие фациальных моделей и сложность фациальных обстановок. Чтобы в полной мере оценить значение многообразия совместно действующих процессов, формирующих фации, авторы сосредоточили внимание не столько на сходстве, сколько на различиях изучаемых объектов.

В природе каждая обстановка, как современная, так и древняя, уникальна. Мы наблюдаем современные примеры и создаем актуалистические модели. Мы можем также создать модели путем интерпретации фаций древних пород. Однако в природе ситуации точно никогда не повторяются. Каждая обстановка характеризуется своими уникальными фациальными признаками, которые управляются уникальным набором процессов и условий. Она может иметь черты сходства с другими подобными обстановками, но никогда не бывает точно такой же.

Модели древних обстановок малопригодны для каких-либо современных, поскольку определенные условия прошлого не имеют современных аналогов. Следует создавать неактуалистические модели, так как происходит эволюция живых организмов, изменялись химический состав океанов и ранней атмосферы, наклон оси Земли и длительность суток. Нужны они также потому, что комбинации палеогеографических условий отличались весьма существенно от любых, наблюдаемых нами в настоящее время.

2.2.2. Нормальная и катастрофическая седиментация; часто и редко встречающиеся осадки; исключительные явления. До появления современной седиментологии геологи приписывали образование большинства осадочных фаций и последовательностей ненормальным катастрофическим событиям вроде наводнений, землетрясений и тектонических подвижек. Происхождение циклотем в карбоне объяснялось обычно, по крайней мере в Европе, действием каких-то перемежающихся тектонических движений (например, [2462]). Переслаивание песчаников и аргиллитов во флишевых толщах интерпретировалось большинством исследователей как результат многократной смены глубоководных (аргиллиты) и мелководных (песчаники) условий осадконакопления, вызванной крупными колебательными тектоническими движениями (например, [2501]).

Усиленное изучение современных процессов за последние 30 лет привело седиментологов к убеждению о преобладании нормальных процессов седиментации. Большинство осадочных фаций и последовательностей слоев стали относить к сравнительно медленно действующим явлениям, которые можно наблюдать в настоящее время.

Например, цикличность дельтовых отложений карбона Мур [1696] объяснил перестройкой

дельты, а утончающиеся кверху речные циклы древнего красного песчаника Аллен [24] отнес к отложениям мигрирующих кос меандрирующей реки.

В настоящее время признается важность как нормальной, так и катастрофической седиментации и возникла необходимость различать их. Это не всегда легко, поскольку мы регистрируем результат, а не сам процесс. Можно наблюдать соотношение объемов отложений нормальной и катастрофической седиментации, а не длительность процессов или частоту событий. Соотношение же объемов зависит от скорости прогибания, эродирующей способности нормальных и катастрофических процессов, а также от относительных скоростей осадконакопления. Например, в проксимальных зонах аллювиальных или подводных конусов выноса (фенов) каждое, пусть даже редкое катастрофическое событие приводит к накоплению мощного осадочного тела, тогда как процессы нормальной седиментации протекают очень медленно и их отложения позже оказываются, как правило, смытыми. В результате получается, что отложения катастрофической седиментации слагают основную часть разреза и катастрофические процессы кажутся преобладающими.

Чтобы разрешить эти трудности, нужно рассматривать типы процессов отдельно от типов отложений, возникающих в результате их действия. *Нормальная* седиментация более продолжительна во времени. Собственно осадконакопление обычно медленное. Оно может быть нулевым или даже отрицательным, если эрозия превалирует над осаждением. К нормальным относятся процессы пелагической седиментации, рост организмов, диагенез, деятельность приливных и речных потоков. Скорости осадконакопления при некоторых из этих процессов очень небольшие; при других они высоки, но, из-за того что размывается почти столько же, сколько откладывается, суммарные скорости аккумуляции все равно низки. В одних случаях нормальные процессы отлагают значительную часть всей массы осадка, в других — нет.

Катастрофические процессы седиментации происходят почти мгновенно. Нередко в них заключена энергия на несколько порядков превышающая ту, которая управляет нормальными процессами. Они могут отлагать небольшую долю от всей массы породы и образовать лишь случайный пласт, но могут создавать и основную массу пород, становясь таким образом доминирующим процессом седиментации.

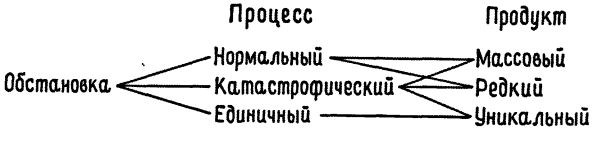
Осадочные фации можно разделить на *массовые* и *редкие*. К *массовым* относятся фации, слагающие основную часть осадочной толщи. Они могут образоваться в результате нормальной седиментации как пелагические илы абиссальных равнин, или под действием катастрофических процессов вроде турбидных потоков на подводных фенах. *Редкие* фации могут быть продуктами катастрофических процессов, как, например, турбидиты на абиссальной равнине, или нормальных процессов, например пелагические илы подводных фенов.

Наконец, выделяются еще *единичные* (исключительные) процессы или события, которые создают один единственный слой с уникальными характеристиками. Несмотря на то что такой процесс, как правило, катастрофический, отложенный им слой резко выделяется на фоне массовых катастрофических отложений, часто являясь хорошим маркирующим горизонтом. Например, внутри толщи нормальных пелагических илов или катастрофических турбидитов могут появляться мощные пласты или мегапласты (рис. 12.43, *в*). Бентонитовые горизонты в невулканической в целом толще указывают на единичные, случайные, пеплопады.

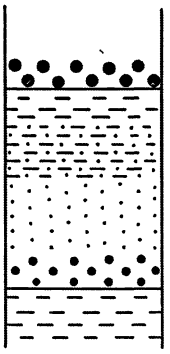
Таким образом, термины *нормальный* и *катастрофический* дают характеристику процессов или осадков, образованных этими процессами. *Массовый* и *редкий* указывают на относительную роль фаций в разрезе. Термин *единичный* применяют к событию, процессу или уникальному слою.

Эти вопросы обсуждаются здесь потому, что нормальные, катастрофические и единичные процессы образуют вместе фациальную обстановку, и проблема сводится на практике к попыткам отличать эти процессы один от другого. Если массовые отложения легко отличить от редких путем измерения относительной доли, то установить тип процесса труднее, поскольку сначала нужно генетически интерпретировать отдельные отложения.

Таблица 2.1. Соотношения терминов, применяемых к процессам седиментации и к их продуктам



Когда при изучении разреза обнаруживается изменение литологии, встает вопрос: «Смена фаций указывает на катастрофическое событие, происходившее геологически мгновенно без всякой перестройки нормального процесса осадконакопления или обозначает смену физико-



Флиш		Аллювиальная равнина		Приливные моря	
До 1950 г.	После 1950 г.	Вариант 1	Вариант 2	Вариант 1	Вариант 2
Нормальная, глубоководная	Нормальная, глубоководная	Нормальная, береговая	Нормальная, береговая	Нормальная, осаждение ила	Нормальная, осаждение ила
Нормальная, мелководная	Катастрофическая глубоководная	Нормальная, русловая	Катастрофическая, покровное наводнение	Нормальная, суточные приливные течения	Катастрофическая, штормовые и приливные течения
Нормальная, глубоководная	Нормальная, глубоководная	Нормальная, береговая	Нормальная, береговая	Нормальная, осаждение ила	Нормальная, осаждение ила
Быстрая смена глубоководных и мелководных обстановок	Постоянно, глубоководная обстановка с внезапными вторжениями песка, переносимого турбидными потоками	Чередование обстановок на пойме в результате миграции реки	Постоянная обстановка аллювиального конуса выноса с эпизодическими покровными наводнениями	Постоянные условия чередования приливных течений и осаждения взвеси	Катастрофические штормовые течения, накладывающиеся на приливные течения

Рис. 2.5. Различная интерпретация градационных слоев и утончающихся кверху последовательностей во флише, отложениях аллювиальных равнин и приливных морей в зависимости от разграничения между нормальной и катастрофической седиментацией.

географической обстановки?» Если контакт между сменяющими друг друга фациями постепенный, то, вероятнее всего, процессы осадкообразования менялись постепенно вместе с обстановкой. Если же слой, представляющий данную фацию, уникален, имеет резкие контакты сверху и снизу и перекрыт фацией, аналогичной подстилающей, то он отложен, скорее всего, в результате катастрофического или единичного события, которое не изменило обстановку.

Однако во многих случаях, например при наблюдении утончающейся кверху последовательности, давать правильную интерпретацию исключительно сложно, поскольку сходные по облику осадочные разрезы могут образоваться как в результате смены обстановок, так и под действием катастрофических потоков (рис. 2.5). Геолог, таким образом, сталкивается с проблемой: либо нормальные процессы действуют в изменившейся обстановке, либо катастрофические процессы действуют в неизменной обстановке. Хотя давать определенный ответ удается не всегда, сама постановка вопроса заостряет внимание на проблеме.

2.2.3. Возможность сохранности. Лишь немногие отложения сохраняются в ископаемом состоянии. Большая часть осадков удаляется размывом вскоре после отложения, и во многих обстановках большинство из них имеет мало шансов сохраниться.

Следовательно, возможность сохранения или захоронения [952] является важнейшим фактором при любой интерпретации, особенно если дело касается мелководных или субаэральных обстановок. Способность отдельных фаций сохраниться в ископаемом состоянии существенно различна, а значит, при сравнении современных осадков и древних пород необходимо давать оценку вероятности их захоронения. Если для установления значения разных процессов пользуются количественным подсчетом относительной доли отдельных фаций в составе толщи, то учет возможности захоронения обязателен.

Вероятность захоронения определяется главным образом величиной и частотой «энергетических» уровней обстановки или в масштабе длительного времени скоростями прогибания и осадконакопления.

Скорость прогибания непосредственно контролирует возможность захоронения в таких обстановках, где в отличие от глубоководных бассейнов существует базис аккумуляции. В большинстве из таких обстановок осадки не могут накапливаться выше определенного уровня, а значит, избыточные количества поступающего осадочного материала отлагаются на более обширных территориях, т.е. расширяются площади осадконакопления.

Хотя в таких обстановках вероятность захоронения в целом небольшая, в случае быстрого про-

гибания бассейна она резко возрастает за счет сохранения тех осадков, которые при медленном прогибании были бы переотложены или смыты. Сохранение мощных толщ отложений предгорных конусов выноса вдоль линий сбросов составляет резкий контраст тонким покровам гравия — всего, что сохранилось при отступлении конуса в более стабильные районы.

2.3. ФАЦИИ, СКРЫТЫЕ ПОД ПОВЕРХНОСТЬЮ

За последнее десятилетие достигнуты столь большие успехи в получении и обработке сейсмических данных, что стало возможным не только идентифицировать по сейсмическим записям отдельные фации, но также определить трехмерную форму тел фаций и их пространственные взаимоотношения с другими фациями. Вместе с усовершенствованной методикой каротажа и лучшим использованием кернов это теперь нередко позволяет строить для подповерхностных горизонтов трехмерные модели обстановок осадконакопления более совершенные, чем по данным геологической съемки поверхности. Появилась возможность не только получить цельное представление о всей системе седиментогенеза и о заполнении бассейна осадками, но, как правило, и рассмотреть также палеогеологию подстилающих горизонтов и изучить ее влияние на вышележащие фации. Это позволяет оценить влияние на развитие фаций одновозрастных тектонических движений, седиментационных деформаций и дифференциального уплотнения подстилающих осадков.

Возможности фациального анализа подповерхностных толщ ограничены большими расстояниями между скважинами, небольшим диаметром кернов, что препятствует наблюдению особенностей крупномасштабной слоистости, а также трудностями при сопоставлении крупномасштабных сейсмических фаций и данных каротажа с более мелкомасштабными фациями, выделяемыми по кернам скважин. Сейсмические фации с разрешением в десятки, сотни или даже тысячи метров можно сопоставить с каротажем, но их нельзя соотнести с кернами, где фации измеряются обычно сантиметрами или самое большее первыми десятками метров. В то же время данные каротажа вполне сопоставимы с кернами.

2.3.1. Сейсмические фации. Сейсмическая фация представляет собой картируемую трехмерную сейсмическую единицу (unit), устанавливаемую на основании конфигурации, протяженности, амплитуды, частоты и пластовой скорости сейсмических отражений [1685].

Самым выразительным признаком сейсмических фаций является конфигурация отражений (рис. 2.6), которая дает информацию о характере напластования, о процессах осадконакопления и эрозии, о заполнении русел и о сингенетических деформациях. Непрерывность отражающих границ позволяет судить о протяженности площадей осадконакопления. Амплитуда свидетельствует о контрастности фаций по вертикали. Большая амплитуда отраженных сигналов, например, свойственна крупномасштабному переслаиванию аргиллитов с мощными пластами песчаников или карбонатных пород; малая амплитуда отражений указывает на монотонность фациального разреза.

В отличие от фациального анализа по обнажениям, где форму фациальных тел часто бывает трудно установить, в анализе сейсмических фаций важна именно трехмерная форма тел. Самыми распространенными формами являются покровы (sheets), клинья (wedges) и насыпи (banks) (рис. 2.7). Постройки, образованные ростом живых организмов, аккумуляцией терригенного или вулканогенного материала и выраженные в рельефе, известны под названием холмиков (mounds). Имеются разные формы заполнения (русел, трогов, котловин, фронта склонов), которые характеризуются разнообразной внутренней конфигурацией отражающих границ (рис. 2.8).

Сейсмостратиграфические фации группируются в пакеты или сейсмические комплексы (последовательности) внутренне согласных отражающих границ, отделенные поверхностями перерывов или угловых несогласий, которые определяются по окончаниям отражающих границ (рис. 2.9) [1686]. Такие сейсмические комплексы эквивалентны последовательностям или системам осадконакопления [364, 800], которые охватывают широкий набор взаимосвязанных обстановок осадконакопления и фаций в обычном смысле слова. Масштабы, с которыми имеет дело сейсмогеолог, часто на порядок крупнее, чем масштабы работы седиментолога, а размеры сейсмофациальных единиц сопоставимы с пачками и даже с формациями полевого геолога. Сейсмические последовательности являются эквивалентами формаций или даже групп.

2.3.2. Подповерхностные породы. Буровая мука со стенок скважин и керны пригодны для литологических и микропалеонтологических исследований, но ценность их для фациального анализа ограничена. Керны скважин, наоборот, ценны, особенно если они отобраны непрерывно и

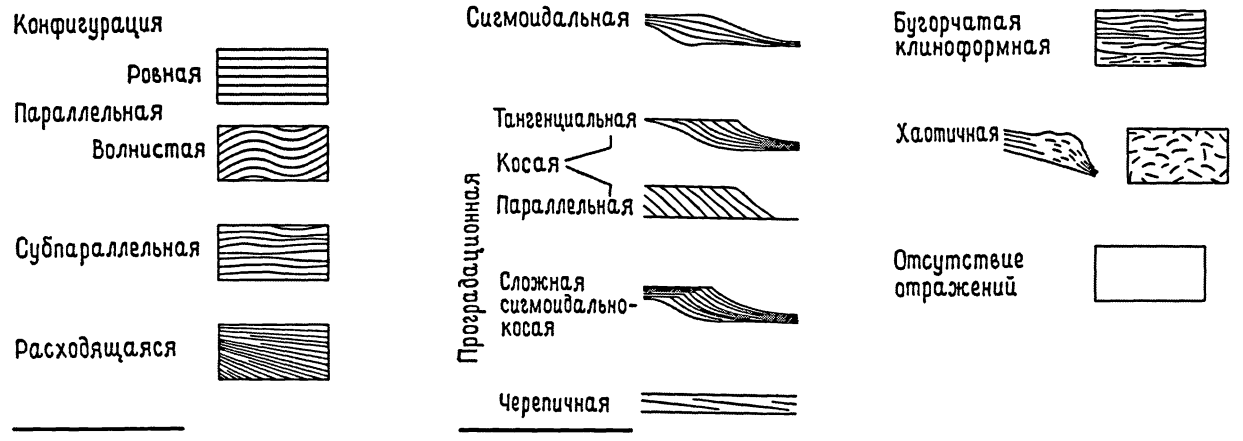


Рис. 2.6. Конфигурации сейсмических отражений [1685]. Интерпретация конфигураций отражений: *параллельная* (ровная и волнистая) и *субпараллельная* — равномерные скорости на однородно прогибающемся шельфе или на стабильном выровненном дне бассейна; *расходящаяся* — латеральные вариации скоростей осадконакопления или наклонение поверхности аккумуляции; *сигмоидальная* — быстрое погружение бассейна и/или подъем уровня моря при слабом поступлении осадочного материала, допускающем наращивание верховых пластов одновременно с проградацией передовых; *косая* (тангенциальная и параллельная) — относительно медленное погружение бассейна, спокойное стояние уровня моря и интенсивное поступление осадочного материала; *сложная сигмоидально-косая* — чередование сигмоидальной и косой проградационных конфигураций; *черепичная* — сходная с параллельной косой конфигурацией, за исключением того, что мощности сейсмостратиграфических единиц находятся на пределе разрешающей способности сейсмопрофилирования и что они указывают на проградацию в мелководные условия; *бугорчатая клиноформная* — отражает небольшие взаимопроникающие лопасти; *хаотичная* — структуры конседиментационной деформации, русловые комплексы и сильно смятые или разбитые разломами зоны; *отсутствие отражений* — гомогенные неслоистые, сильно искривленные или крутопадающие единицы получаются от масс изверженных пород, соляных тел, сейсмически однородных сланцев или песчаников.

вскрывают контакты между фациями. Фациальный анализ кернов сходен с анализом обнажений. Он представляет собой наиболее надежный метод изучения подповерхностных фаций, интерпретации данных геофизики и каротажа с целью выявления обстановок осадкообразования. Трудности заключаются в том, что скважин мало, они дороги и отбор керна проводится обычно лишь при проходке интервалов, представляющих экономический интерес (например, в нефтепродуктивных толщах). В результате теряется важная информация о соотношениях этих толщ с соседними.

2.3.3. Каротаж. При помощи каротажа скважин измеряются электрические, радиоактивные и акустические свойства пород. Эти свойства сопоставляются с литологией, гранулометрическим составом, плотностью, пористостью и содержанием поровой жидкости. Поскольку каротажные записи непрерывны по всей длине скважины, они представляют особую ценность для выявления фациальных последовательностей в масштабах от метров до сотен метров. Эти данные можно использовать при последовательном анализе смены обстановок, если, конечно, измерения отражают седиментологические параметры пород, а не свойства поровой жидкости или другие вторичные характеристики.

Главными видами каротажа являются нейтронный, плотностной, гамма-излучения и естественных потенциалов, в сочетании с акустическим, электрическим и наклонометрическим каротажем (рис. 2.10). Их можно использовать по отдельности для определения литологических переходов, но лучшие результаты дает совместное использование. *Нейтронный* каротаж обнаруживает содержание водорода и дает отрицательные величины в пористых породах, содержащих водород в виде воды, нефти или газа, а также в углях и обогащенных органическим веществом сланцах. Следовательно, угли и горючие сланцы показывают высокую «нейтронную» пористость; плотные коллекторы, ангидриты и соли имеют низкую «нейтронную» пористость; пористые песчаники, известняки, доломиты и умеренно уплотненные аргиллиты характеризуются промежуточными величинами. При *плотностном* каротаже из-

Рис. 2.7. Внешняя форма некоторых сейсмических фаций [1685].

Рис. 2.8. Примеры конфигурации сейсмических отражений от заполнений отрицательных форм рельефа в подстилающих слоях. Нижележащие отражающие горизонты могут быть либо срезаны, либо залегать согласно с отражателями заполнения [1685].

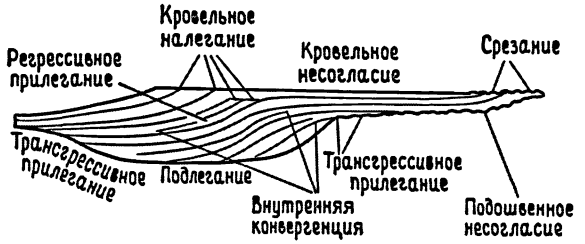


Рис. 2.9. Окончания сейсмостратиграфических отражающих горизонтов [1685]. Кровельные несогласия включают эрозионный срез и кровельное налегание (toplap). Кровельное налегание представляет собой окончания отражающих горизонтов, интерпретируемые как слои, примыкающие к подошве вышележащих отложений в результате отсутствия накопления осадков и слабой эрозии. Менее выраженные границы такого налегания обычно включаются в последовательность отложений. Подошвенные несогласия или подошвенное налегание (baselap) включают трансгрессивное прилегание (onlap) и подлегание (downlap), которые трудно различимы при наличии последующих деформаций.

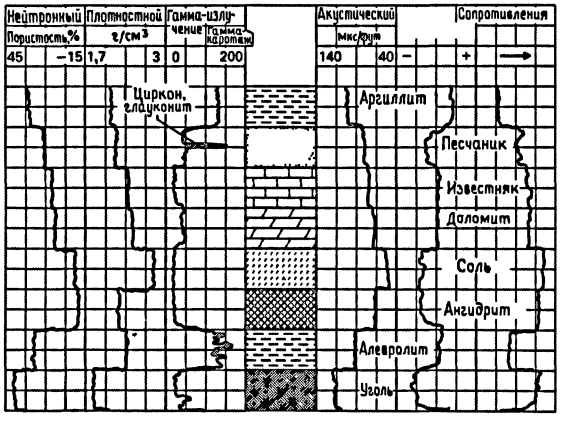


Рис. 2.10. Типичные каротажные графики характерных литологических комплексов (публикуется по разрешению G. Al-Murani и D. A. V. Stow из разных источников). Отметим, что реакция на отдельные литологические типы пород не однозначна. Например, поскольку нейтронный, плотностной и акустический каротаж отражают по существу пористость, то их реакция на песчаники, известняки и доломиты зависит в значительной мере от того, пористые это породы или плотные.

меряется электронная плотность пород, поэтому он показывает плотность как твердой, так и жидкой фаз. Он применяется обычно вместе с нейтронным каротажем. Электронная плотность пересчитывается на эквивалентную плотность в монолите породы (объемную массу). Соль и уголь имеют низкую плотность; ангидрит и компактные породы коллекторов обладают высокой плотностью; пористые песчаники, известняки и доломиты, а также умеренно литифицированные аргиллиты характеризуются промежуточными значениями плотности. При *гамма-каротаже* измеряется естественное гамма-излучение толщ пород, указывающее на концентрацию калия, а местами урана и тория. Обычно данные гамма-каротажа принимаются как показатели гранулометрического состава пород, поскольку высокие значения обычно соответствуют глинам. Однако следует учесть, что 1) богатый калием иллит дает высокие значения гамма-излучения, но каолинитовые глины и аргиллиты не дают; 2) хотя кривая гамма-каротажа может служить показателем содержания глинистой составляющей (присутствия или отсутствия глины), различия гранулометрического состава песчаников, лишенных глины, этим методом не фиксируются. К тому же при высоких концентрациях определенных радиоактивных минералов в песчаниках (например, слюд, циркона, глауконита) или при наличии глинистой гальки в конгломератах получается запись «глины». Эвапориты дают либо очень низкие (ангидрит, каменная соль), либо очень высокие (калийные соли) значения. Гамма-излучение углей обычно довольно низкое, тогда как черные сланцы, если они содержат уран, имеют исключительно высокую гамма-активность. *Естественный потенциал* является мерой пористости и используется в качестве индикатора соотношения песков и глин. Однако уплотненные песчаники, известняки и доломиты имеют на каротажных записях такие же характеристики, как непроницаемые глины. При *акустическом* каротаже меряется скорость продольных звуковых волн (волн сжатия), проходящих через толщу пород и реагирующих как на зерна, так и на жидкую фазу. Его применяют для изучения пористости и литологии пород. Регистрируется время прохождения продольных звуковых волн через определенный интервал толщи пород, что позволяет получить скорость прохождения звука. Песчаники, известняки и доломиты характеризуются малыми временами прохождения (высокими скоростями); угли и аргиллиты, особенно если они слабо уплотнены, имеют большие времена прохождения; ангидрит дает низкие, а соль — промежуточные значения. Каротаж *электросопротивления* регистрирует сопротивление пород

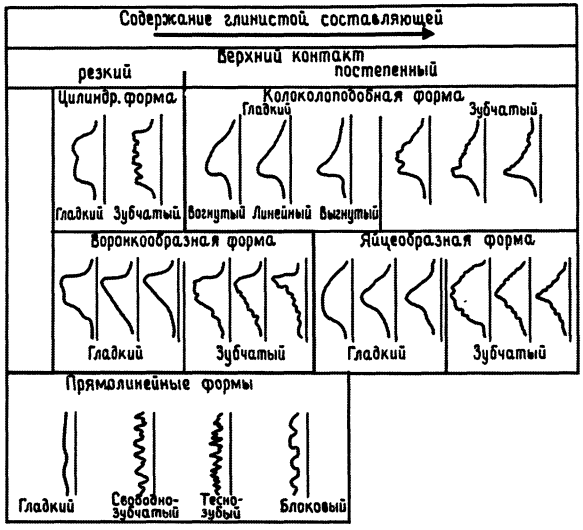


Рис. 2.11. Примеры профилей гамма-каротажа и естественного потенциала, зависящие от содержания глинистой составляющей. Обратите внимание на верхние и нижние контакты [2195].

электрическому току. В целом аргиллиты и пористые породы, пропитанные солеными водами, обладают низким сопротивлением; плотные и заполненные углеводородами формации, а также угли характеризуются высоким сопротивлением.

Картина фациальных последовательностей выявляется на всех типах каротажных графиков, но особенно ясно на записях каротажа естественного потенциала, гамма-излучения, плотностного и нейтронного (рис. 2.11). Их можно использовать для выявления взаимоотношений фаций и эволюционирующих обстановок осадконакопления. Если рассматривается содержание глинистой составляющей или гранулометрический состав, то цилиндрическая форма записей гамма-каротажа или естественного потенциала указывает либо на мощную толщу относительно однородных осадков, ограниченную слоями глин, либо на заполнения каналов с резкими кровлями. Колоколоподобные формы профиля свидетельствуют об утончающихся кверху осадках, возможно при заполнении каналов. Воронкообразные формы являются индикаторами погрубения осадков кверху, вероятно обусловленного проградирующими системами вроде дельт, лопастей подводных конусов выноса, регрессивных мелководных баров, барьерных островов или карбонатных рифов, наступающих на илистые осадки котловин. Яйцеобразные формы могут отражать либо утончающиеся кверху заполнения каналов с базальными конгломера-

тами из глинистых обломков, либо брекчии, регрессивно-проградирующие серии и системы каналов и лопастей подводного конуса выноса. Прямолинейные профили могут относиться к мощным толщам аргиллитов, возможно с прослоями песчаников или алевролитов, к межрусловым отложениям, к маршевым углям и сланцам.

Для фациального анализа можно использовать также профили наклономера. Они основаны на измерениях угла и направления наклона пластов. В первую очередь по этим графикам судят о структурах, как тектонических, так и сингенетических седиментационных. При фациальном анализе структурные эффекты должны быть сначала сняты. Очень небольшие однородные наклоны свойственны аргиллитам и толстослоистым отложениям. Однородные большие углы наклона указывают на отложения крутого склона, характерные для эоловых дюн. Уменьшающиеся кверху наклоны служат показателем утончающихся кверху заполнений каналов. Возрастающие кверху наклоны свидетельствуют о проградирующих толщах. На редких профилях, представленных рифовыми карбонатными породами, отложениями гравитационных потоков и конгломератами, отчетливое напластование отсутствует.

При фациальной интерпретации нужно использовать данные всех имеющихся видов каротажа, включая наклонометрические. В качестве дополнительного метода данные разных видов каротажа сопоставляются друг с другом и с кернами. Таким путем удается создать ценные фациальные модели, которые можно экстраполировать на интервалы скважин, пройденные без отбора керна в том же районе (см. например, [2027]).

2.4. ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ХАРАКТЕР И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФАЦИИ

Хотя для многих целей восстановление в результате фациального анализа обстановок осадконакопления и палеогеографических условий прошлого может быть достаточным, геологам, занимающимся динамикой Земли, палеоклиматами и эволюцией жизни, приходится, кроме того, иметь дело с факторами, контролирующими формирование фаций и их вертикальное и латеральное распространение.

В прошлом делались неоднократные попытки достичь этого. Стараясь объяснить причины цикличной седиментации, геологи обычно отстаивали какую-нибудь одну теорию, будь то прерывистое тектоническое прогибание, климатический контроль, эвстатические колебания уровня моря или влияние роста и гибели растительности [616]. Фации в пределах геосинклинальных поясов связывались с тектоникой: флиш считался синорогенным, а моласса — посторогенной.

Современные седиментологи относятся критически к этим попыткам объяснить фации действием подобных всеохватывающих факторов, поскольку в них редко учитывались действительные процессы осадконакопления и детали природных обстановок. Сосредоточение внимания на этих вопросах в течение последних 20 лет ознаменовало существенную стадию развития седиментологии, поскольку оно дало возможность понять процессы и идентифицировать обстановки с достаточной определенностью. Теперь стало возможным использовать седиментологический анализ для изучения более широкого круга геологических процессов.

Распространение фаций и его изменения зависят от большого числа взаимосвязанных контролирующих факторов, таких, как 1) процессы осадкообразования, 2) поступление осадочного материала, 3) климат, 4) тектоника, 5) изменения уровня моря, 6) биологическая активность, 7) химия вод, 8) вулканизм.

Относительная роль каждого из этих факторов в разных фациальных обстановках различна. Пожалуй, универсальными являются два фактора — климат и тектоника. Климат имеет решающее значение для континентальных и мелководных морских фаций. Его влияние на глубоководные морские бассейны не столь непосредственно. Тектонический фактор очень важен в континентальных и глубоководных морских обстановках. Седиментологические факторы лучше всего изучены в дельтовых и аллювиальных обстановках. Колебания уровня моря неизбежно воздействуют на мелководные моря и береговую линию более сильно, чем на континентальные и глубоководные морские обстановки, хотя и в последних их влиянием нельзя пренебрегать.

2.4.1. Процессы осадкообразования. Процессы, характерные для седиментации в данной обстановке, могут сами контролировать распространение фаций и фациальные изменения. Проградация рукавов вытянутой дельты настолько уменьшает уклон, что река в конце концов находит более крутой и короткий путь к морю, давая начало новому «циклу» осадконакопления (разд. 6.6). Сильно извилистые реки надстраивают прилегающие поймы, поскольку аккумуляция осадков сосредоточена главным образом в руслах и прирусловых валах. Рано или поздно они прорывают свои берега, чтобы найти новое русло. На склоне дельты или подводного конуса выноса накопление осадков может вызвать отклонение по-

тока или оползание, когда нагрузка осадочных масс превысит предел их прочности.

Эти изменения заложены в самой природе обстановок осадконакопления, хотя точное время их проявления контролируется обычно исключительно сильными паводками, штормами или сейсмическими толчками. Такие «спусковые» механизмы необходимо отличить от основных причин явлений — проградации дельты, аггредации реки или неустойчивости осадочных масс.

Неравномерное уплотнение различных подстилающих отложений и подповерхностные движения осадочных масс вроде тех, которые связаны с соляными куполами или конседиментационными разломами, приводят к дифференцированному прогибанию (разд. 6.8). Это оказывает на вышележащие осадки такое же воздействие, как вертикальные тектонические движения. Процессы, связанные с соляными куполами и конседиментационными разломами, протекают иногда в течение столь длительных отрезков времени, что могут переходить постепенно в структуры, созданные тектоникой, и становятся неотличимыми от последних.

2.4.2. Поступление осадочного материала. Характер имеющегося осадочного материала имеет принципиальное значение для формирования фаций. Если в исходном материале отсутствуют некоторые гранулометрические фракции, то определенные осадочные текстуры не могут возникать, ибо их образование зависит не только от режима потока, но также от гранулометрического состава осадка. Будет ли в некоторой фациальной обстановке отлагаться песок или ил, зависит от наличия соответствующего материала в такой же мере, как и от действующих в данной обстановке процессов. Это положение, очевидное в современных обстановках, особенно в глубоководных морских, нередко забывается при восстановлении древних обстановок. Имеет значение также состав материала. В сходных обстановках в пределах стабильных кратонов и активных орогенных регионов с мощной вулканической деятельностью могут образоваться петрографически совершенно различные осадки.

Поступление осадочного материала является одним из факторов, контролирующих мощности осадочных фаций; оно может также влиять на глубину и условия осадконакопления. Осадочный материал поступает из двух источников: 1) внебассейнового, главным образом терригенного, тип материала зависит от геологического строения, рельефа, климата и тектоники; 2) внутрибассейнового, преимущественно биогенно-хемогенного, поставляющего материал путем химического осаждения, в результате жизнедеятельности растений или животных, эрозии ранее отложившихся в бассейне осадков или экструзии на дно снизу песчаными и грязевыми вулканами.

В любой обстановке осадкообразования влияние поставки осадочного материала зависит от его наличия, от прогибания и от изменений уровня моря (см. также гл. 7 и 10). Рассмотрим две ситуации.

1) Трансгрессивные условия: прогибание и подъем уровня моря превалируют над поступлением терригенного материала, обстановка испытывает дефицит осадков. Это приводит к перемыву, эрозии и диагенезу отложений, к трансгрессии и увеличению глубины, которое сопровождается возрастанием роли хемогенных и биогенных осадков.

2) Регрессивные условия: поступление терригенного материала превалирует над прогибанием и подъемом уровня моря, в результате чего имеют место проградация и возрастание относительной роли континентальных фаций.

При построении моделей выбираются разные ограничения для случаев, когда поступление осадочного материала обильное, достаточное для заполнения любого непокрытого осадками участка и случаев прерывистой поставки, при которой определенные участки испытывают временами дефицит осадочного материала.

На поймах, как правило, рыхлых осадков достаточно. Междуречья со сравнительно скудным питанием локальны и недолговечны; осадконакопление на них быстро возобновляется. Тем не менее локальный дефицит осадочного материала может привести к формированию озер и торфяных болот.

В крупных дельтах поступление осадочного материала очень интенсивное, но его воздействие локализовано, поскольку прогибание также значительно. Следовательно, вопрос о наличии осадочного материала имеет решающее значение при разработке седиментационных моделей (гл. 6).

Современные мелководные моря обычно лишены активного терригенного питания из-за недавнего подъема уровня моря. В прошлом, однако, мелководные моря были, по-видимому, в течение длительных периодов стабильными и получали большие количества осадков (гл. 9).

2.4.3. Климат. На фации влияют главным образом температура и количество атмосферных осадков, хотя местами может иметь значение также уровень ветров. Важны не только средние значения температур и атмосферных осадков, но также их сезонные экстремумы и спорадические флуктуации. Индикаторами температуры служат

эвапориты, ископаемые почвы, растительность, тиллиты, некоторые типы оолитов и обычно фауна. Показателями количества атмосферных осадков являются растительность, ископаемые почвы, эвапориты, эоловые песчаники с дюнной слоистостью, провинции глинистых минералов, морфология рек и озер. Озера и лагуны особенно чувствительны к климату, а следовательно, лагунные и озерные фации служат превосходными климатическими индикаторами. В некоторых регионах климат питающей провинции существенно отличается от климата бассейна осадконакопления и крупные реки, подобно современному Нилу, могут течь через пустыни.

Теплый климат оказывает сильное влияние на образование известняков, эвапоритов и углей. Такие осадки накапливаются внутри осадочного бассейна и поддерживают положение поверхности дна вблизи уровня озера или моря, несмотря на отсутствие терригенного питания. В неблагоприятных для образования известняков или углей климатических условиях углубление бассейна протекает легче.

Климат является также мерой палеоширoты, и интерпретация фациальных обстановок должна согласовываться с известными данными о палеоширотах. Однако нужно помнить, что 1) на климаты влияют океанические течения, соседство, размеры и расположение массивов суши; в настоящее время в диапазоне широт до 20° по обе стороны от Атлантики наблюдаются сходные температуры; 2) распространение климатов могло в прошлом сильно отличаться от современного; например, в юре климат был более равномерным, чем сейчас (по этому вопросу см. [202]).

2.4.4. Тектоника. Воздействие тектоники на осадконакопление выражается в том, что, формируя картину распределения возвышенностей и бассейнов, она создает географические предпосылки поставки осадочного материала, контролирует климат и условия среды. Эти вопросы рассмотрены в гл. 14 при описании глобальной тектоники. Тектоника вызывает также локальные фациальные изменения, наиболее красочно проявляющиеся на профилях поперек линий сбросов (например, рис. 3.31).

Более тонкие фациальные изменения, такие, как разделение на фации валов и впадин и в глубоководных, и в мелководных морях, контролируются относительным прогибанием земной коры (гл. 10 и 11). Подповерхностные разломы, не проявляющиеся на поверхности, определяют расположение крупно- и мелкомасштабных центров аккумуляции (depocentres), например дельт и подводных конусов выноса.

2.4.5. Колебания уровня моря. Изменения уровня моря могут быть локальными или глобальными (эвстатическими) и по-разному влияют на осадкообразование. Береговые линии и мелководные морские осадки отражают непосредственно трансгрессии и регрессии (гл. 7, 9), которые являются частично результатом эвстатических изменений уровня. Однако регрессия береговой линии может иметь место также в ходе глобального подъема уровня моря, если поступление осадочного материала достаточно интенсивно, а трансгрессия может происходить во время глобального понижения уровня моря, если скорость тектонического или изостатического погружения суши больше скорости падения уровня. В глубоководных осадках эффекты колебания уровня не столь явны. При трансгрессии поступление обломочного материала в глубоководные бассейны сокращается за счет осаждения его на шельфах и прибрежных равнинах, которые служат ловушками, так что только тонкозернистый материал достигает глубоководных областей. Наоборот, поступление в них грубозернистого материала может отражать регрессию. В настоящее время палеоокеанологи, имеющие дело с пелагическими осадками, улавливают и более тонкие эффекты; например, анаэробные осадки могут быть связаны с трансгрессиями (раздел 11.4.6).

Локальные изменения уровня моря могут быть вызваны поступлением осадочного материала, нагрузкой осадочных масс на земную кору, вертикальными тектоническими движениями, наклонением блоков коры, изостатическим погружением или воздыманием, а также эвстатическими подъемами и опусканиями.

Глобальные или эвстатические колебания уровня моря обусловлены изменениями либо объема океанских вод, либо вместимости океанских бассейнов, вызванными главным образом тектоническими механизмами [647].

Объем океанских вод может меняться из-за захвата и замерзания части воды в полярных ледовых шапках либо за счет внезапного затопления или высыхания малых океанических бассейнов, таких, как миоценовое Средиземное море и, возможно, меловая Южная Атлантика. При таянии льдов последнего материкового оледенения уровень моря поднимался со скоростью 10 м/1000 лет в период 15 000—5000 лет назад, причем максимальная скорость подъема достигала 2,4 м/100 лет. Однако в некоторых районах из-за изостатической компенсации снятия ледниковой нагрузки суша поднималась даже быстрее эвстатического подъема уровня и море местами отступало. Скорости изостатического подъема суши составляют обычно около 10 м/1000 лет, но могут достичь

4 м/100 лет, как на западном побережье Баффиновой Земли [1914].

Объем океанических бассейнов может меняться в результате действия различных тектонических механизмов [647, 1913]. 1) Объем срединно-океанических хребтов может измениться за счет субдукции существующих хребтов, возникновения новых хребтов или изменения скоростей спрединга: увеличение скорости спрединга приводит к возрастанию объема, уменьшение скорости спрединга — к убыванию объема. 2) Столкновение континентов сокращает площадь континентов, увеличивая тем самым площадь океанов, а следовательно, вызывает падение уровня моря. 3) Поступление осадочного материала с континентов в океан может поднять уровень моря, хотя этот эффект обычно гасится изостатическим прогибанием под осадочными призмами. 4) Внутриплитное термически обусловленное воздымание океанического ложа может также уменьшать вместимость океанов и вызвать эвстатический подъем уровня моря [2120]. В те периоды, когда средний возраст ложа Мирового океана относительно велик, уровень моря будет низким и наоборот [205].

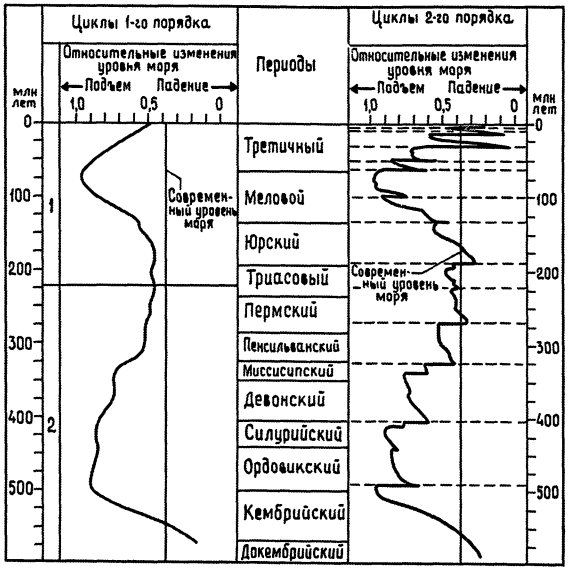


Рис. 2.12. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря первого и второго порядка в фанерозое [2493].

Эвстатические колебания уровня моря, обусловленные флуктуациями оледенений или затоплением малых океанических бассейнов, происходят со скоростью на три порядка выше скорости изменений, обусловленных глобальной тектоникой. Максимальная суммарная скорость для разных тектонических механизмов составляет 1,7 см/1000 лет, к тому же маловероятно, чтобы они все действовали согласованно [1913]. Глобальные тектонические процессы могут привести к крупным трансгрессиям и регрессиям, воздействующим на системы в целом, но вряд ли они способны вызывать частые быстрые колебания уровня моря, выраженные, например, в виде циклотем дельтовых или прибрежно-морских отложений. Такие колебания могут быть результатом флуктуаций поставки осадочного материала или локальных тектонических движений, максимальная известная скорость которых около 10 м/1000 лет [3]. Если циклотемы имеют глобальное распространение, то они почти наверняка ледникового происхождения.

Имеются еще глобальные циклы изменения уровня моря, выявленные не только по данным изучения обнажающихся на поверхности пород и кернов глубоководного бурения, но и по материалам сейсмической стратиграфии [2493]. Крупные региональные несогласия, ограничивающие сейсмические последовательности (разд. 2.3.1), интерпретируются как хроностратиграфические поверхности, маркирующие сперва падение, а затем подъем уровня моря. Составлено несколько шкал таких циклов (рис. 2.12, 2.13, 11.49). Если длительные циклы могут быть результатом глобальных тектонических процессов, то более краткопериодные циклы третьего порядка (1—10 млн. лет) вряд ли, поскольку их амплитуда составляет десятки, а то и сотни метров. Это значительно больше тех величин, которые предполагаются полевыми геологами, наблюдающими эффекты колебаний уровня моря, вероятно глобальных, с амплитудой несколько метров или самое большее несколько десятков метров.

Быстрые изменения уровня моря, выведенные из данных сейсмической стратиграфии, могут быть результатом гляциоэвстатических колебаний или осушения малых океанических бассейнов.

Либо рисунок трансгрессивного и регрессивного прилегания, использованный Вейлом с соавторами для выявления соответственно подъемов и опусканий уровня моря, не всегда отражает изменения этого уровня, либо уровень частично менялся из-за тектонических процессов, а не из-за эвстазии. Колебания уровня могли быть результатом прогибания пассивной континентальной окраины вследствие термического сжатия и под тяжестью осадочных масс [2557], что при одновременном рифтообразовании на далеко отстоящих окраинах могло дать хроноло-

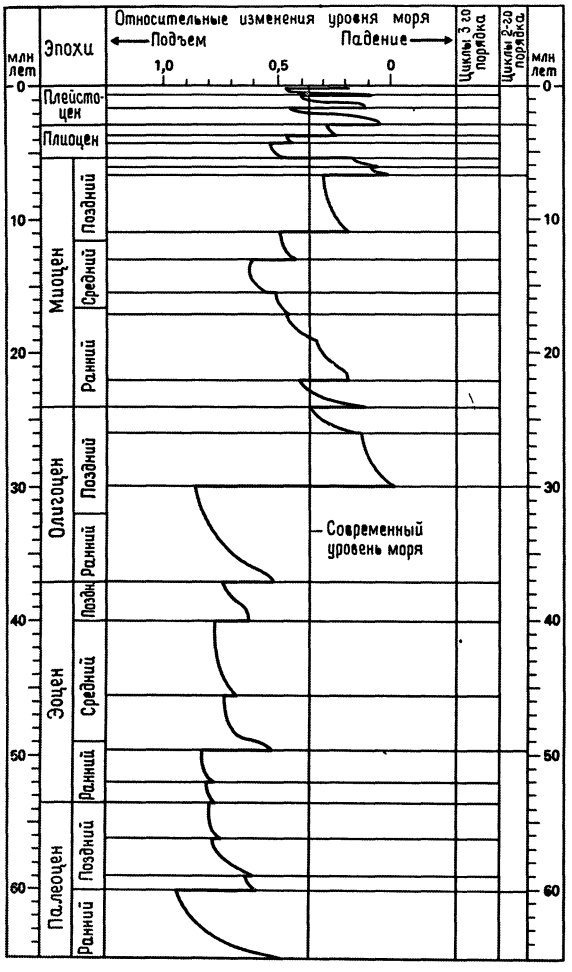


Рис. 2.13. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря второго и третьего порядка в кайнозое [2493].

гически сходную картину трансгрессивного прилегания. Флексурообразование может вызвать также колебания уровня моря во внутренних частях континентов. Однако оно не в состоянии удовлетворительно объяснить большие быстрые кратковременные падения уровня моря, постулированные Вейлом с соавторами [2492].

Изменения уровня моря имеют различные временные масштабы и бывают глобальными, региональными или локальными. Их нужно иметь в виду при построении любых фациальных моделей.

2.4.6. Биологическая активность. Коралловые, мшанковые, водорослевые и иные рифы (гл. 10), так же как накопления мощных толщ растительных остатков, представляют собой основные конструктивные элементы органогенной седиментации. Животные и корни деревьев, тормозя водные потоки и ослабляя эрозию, способствуют удержанию осадков. Растительный покров на суше участвует в формировании почвы и подавляет эрозионную деятельность дождевых вод, плоскостного смыва и ветров. Такие микроорганизмы, как фораминиферы, радиолярии и водоросли, в их числе диатомеи, обитающие преимущественно в приповерхностных водах, обеспечивают постоянный «дождь» пелагического осадочного материала в океанах и озерах. Бактерии имеют особенно большое значение в формировании почв как агенты выветривания, окисления и восстановления железа, а также восстановления сульфата.

С организмами тесно связано химическое осаждение. Они сильно влияют на pH и Eh поровых вод осадков. Корни растений разрыхляют почву и концентрируют вокруг себя растворы, способствуя образованию конкреций. Таким же образом роющие организмы не только разрушают седиментационные текстуры и гомогенизируют осадки, но действуют как седиментационные и химические сортировщики. Многие конкреции являются результатом сортировки осадков при облицовке ходов илоедов.

Поскольку организмы в ходе геологической истории эволюционировали, характер, интенсивность и места проявления биологической активности постоянно менялись. При сравнении древних и современных фаций или древних фаций из разных систем необходимо знание современной биосферы. Хотя биота в какой-то мере влияет на все обстановки, биологический фактор имеет первостепенное значение при изучении как пелагических обстановок, так и карбонатных отложений мелководных морей (см. гл. 10 и 11).

2.4.7. Химия вод. Соленость и химический состав морских и озерных вод изменяются от места к месту и с течением геологического времени. Химический состав вод контролирует формирование карбонатов и других хемогенных или биохемогенных осадков. Вариации температуры и солености определяются в значительной мере климатической зональностью и колебаниями климата. Океаническая циркуляция, приводящая к подъему богатых питательными веществами вод, обусловливает локальное накопление некоторых типов биогенных илов, фосфатов и диатомитов (гл. 11). Уровень насыщения вод карбонатом кальция определяет, будут ли карбонатные скелеты организмов корродироваться и растворяться, или будут сохраняться, возможно с дополнитель-

ным выпадением хемогенного карбоната. Химические свойства вод являются главным контролирующим фактором фаций озерных отложений (гл. 4).

2.4.8. Вулканизм. Вулканическая деятельность служит локальным внутрибассейновым источником твердого и растворенного осадочного материала. В пелагических обстановках значительную роль в седиментогенезе играют выщелачивание горячих пиллоу-лав под действием морской воды, формирование глинистых минералов путем химического обмена между вулканитами и морской водой, разгрузка обогащенных металлами гидротермальных растворов (гл. 11). В озерах может наблюдаться прямая связь отлагающихся осадков с составом вулканических продуктов (гл. 4). Кроме того, возникновение вулканических гор и островов приводит к быстрой смене фациальных условий, в первую очередь к изменению глубины моря.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H. (Eds.) (1983) Carbonate Depositional Environments, pp. 708. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 33, Tulsa.

Scholle P.A. and Spearing D. (Eds) (1982) Sandstone Depositional Environments, pp. 410. Mem. Am. Ass. Petrol., 31, Tulsa.

Walker R.G. (1984). Facies Models, pp. 317. Geoscience Canada Reprint Series 1, Geol. Ass. Canada, Toronto.

ГЛАВА 3

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Дж. Д. Коллинсон

3.1. ВВЕДЕНИЕ

То, что реки — важнейшие переносчики осадков, было установлено давно. Однако представление о том, что они непосредственно принимают участие в формировании разрезов осадочных горных пород, относится к достижениям последних лет. Вплоть до 1960-х годов отложения интерпретировались как речные или предпочтительнее как дельтово-речные только в тех случаях, когда устанавливались русловые формы (например, следы промоин в угленосных толщах), а при их отсутствии осадочные комплексы, которые мы теперь интерпретируем как речные, рассматривались как озерные.

Геоморфологические исследования русловых процессов и типов русел, проводившиеся в 1950-х годах [2380, 1486], не сразу были применены к древним отложениям. Однако уже в своих пионерских работах Берсье [219], Бернард и Мейджор [210] и Аллен [23] установили в древних толщах наличие песчаных слоев с уменьшением размеров зерен вверх по разрезу, которые имели большую протяженность по латерали, и соотнесли их с миграцией речных русел. Упор, который сначала делался на важную роль латерального наращивания осадков, в особенности мигрирующих меандровых кос, привел к недооценке других русловых процессов. Комплексы отложений с уменьшением размеров зерен вверх по разрезу и с резкими контактами с размывом в основании связывались по существу некритически с миграцией кос (отмелей), а попыток установить какие-то другие типы русел, за редким исключением (например, [1834]), почти не делалось.

С углублением понимания роли донных форм в гидродинамике, в особенности тех из них, которые образуются песками, а также в связи с изучением геологами слабоизвилистых рек стала очевидной сложность руслового осадконакопления. Теперь стало ясно, что меандрирующие реки способны образовывать разнообразные комплексы, часть которых постепенно изменяется и перекрывается отложениями слабоизвилистых рек. Кроме того, сейчас изучаются ветвящиеся речные системы, характеризующиеся немигрирующими руслами, которые раньше почти целиком упускались из виду. Почвообразующие процессы, действующие на межрусловых и пойменных участках, рассматриваются не только как средство познания преобладающего климата, но и как материал для сопоставления и понимания характера развития речных систем в продолжение длительного времени [43].

Широкие и более сбалансированные представления об аллювиальных отложениях, которые приняты в настоящее время, позволяют лучше понять особенности речных систем. Четкое понимание сложности речных систем делает все менее приемлемыми упрощенные модели и ведет к неопределенностям и разночтению интерпретаций древних рек и их отложений. Оказывается, древние комплексы зачастую дают большую по сравнению с современными системами информацию, позволяющую проникнуть в суть долговременных изменений и факторов контроля речных систем. Изучение упорядоченного строения стратиграфических разрезов пролило свет на процессы, контролирующие поведение русел, и помогли построить основу для прогнозирования форм песчаных залежей.

В данной главе мы прежде всего будем иметь дело с процессами и продуктами современных аллювиальных систем, которые для удобства рассмотрения подразделены на четыре группы, а именно: *реки с твердым донным стоком, аллювиальные конусы выноса, меандрирующие реки* и *разветвленные реки*. Межрусловые процессы и продукты, которые во многих системах оказываются аналогичными, рассмотрены отдельно. Затем мы по порядку проанализируем фации, встречающиеся в древних аллювиальных комплексах, и исследуем, как они построены. Все это дает

J. D. Collinson. Geologisk Institutt, Bergen, Norway.

основу для интерпретации геологической летописи в понятиях современных систем, а также покажет, чем некоторые древние системы должны были отличаться от современных. Это также даст основу для прогнозной оценки древних толщ, в которой нуждаются прикладная геология и геология полезных ископаемых.

3.2. СОВРЕМЕННЫЕ РЕКИ С ТВЕРДЫМ ДОННЫМ СТОКОМ

Реки с твердым донным стоком — это такие реки, в отложениях которых преобладают относительно крупнозернистые фракции, представленные гравием и песком и транспортировавшиеся главным образом в форме твердого донного стока, а мелкозернистые осадки, транспортировавшиеся в виде взвеси, не принимают значительного участия в осадконакоплении, несмотря на то что в общем твердом стоке этот материал может составлять большую часть. Эти реки резко отличаются от меандрирующих рек с взвешенным твердым стоком (разд. 3.4, 3.5), у которых мелкозернистые осадки слагают значительную часть всего объема отложений, присутствуя в виде паводковых отложений и в форме «пробок» отмерших русел. Реки с твердым донным стоком обычно имеют русла, характеризуемые слабой извилистостью и значительной латеральной мобильностью. Подвижные русла сами подразделяются на подрусла (русла второго порядка), быстро меняющие свое расположение, и бары, что в целом дает картину разветвленных русел, которая наиболее четко проявлена при низком стоянии воды. Некоторые реки имеют большую извилистость и переходят в меандрирующие типы. Таким образом, этот тип рек образует непрерывный ряд переходов по размерности зерен осадка и по извилистости.

Внутри этой крупной группы рек возможно подразделение на галечный и песчаный типы, каждый из которых характеризуется несколько отличающимися донными формами и процессами. Во многих природных системах галечные реки вниз по течению переходят в песчаные, причем оба типа расположены в пределах одной долины или в менее резко очерченных обстановках аллювиальных конусов выноса и зандровых равнин (разд. 3.3.4).

3.2.1. Формы и процессы образования донных галечниковых отложений. Наши представления о разветвленных реках, переносящих галечный материал, большей частью получены при изучении районов прогляциальных (перед фронтом ледников) зандровых отложений с вполне предсказуемым характером сезонного расхода воды в них. Аналогичные реки в обстановках теплого полуаридного климата отличаются менее определенно прогнозируемыми внезапными наводнениями. На сезонное распределение расхода вод в прогляционных обстановках накладываются более кратковременные изменения, связанные с преобладающим типом погоды. Там, где основным источником воды служит таяние снегов и льда, колебания расхода воды зависят от суточных или более долговременных колебаний температуры. Мелкомасштабные формы довольно чутко реагируют на колебания расхода воды, а система относительно крупных русел и баров изменяется лишь при крупных паводках.

Имеется большое количество описаний районов ледниковых зандровых отложений, прежде всего зандров Исландии (по-исландски sandur — пески) [1131, 1407, 255, 1374], и субарктических и горных районов Северной Америки [2618, 281, 284, 286, 452, 2288, 2070]. Такие зандровые конусы выноса и равнины обнаруживают сложный характер расположения русел и баров. Основной поток на каждый данный отрезок времени бывает сконцентрирован в сравнительно четкой зоне или зонах, тогда как остальная площадь образована отмершими руслами и барами, а не отделенной и прерывистой самостоятельной поймой (рис. 3.1).

Система ветвящихся русел образуется в результате сложного взаимодействия между привносом осадка и расходом воды. Высокие скорости поступления осадка приводят к перегрузке им потоков и росту крутизны склонов до тех пор, пока не достигается приблизительное равновесие между переносом и поступлением осадка. Донные формы и система русел в этом сложном равновесии принимают участие в создании трения, приводящего к сопротивлению течению. Вдоль рек этого типа, в особенности тех, которые ограничены долинами, наблюдается чередование постоянных и более мобильных отрезков русел [452], соответственно связанных с переносом и накоплением осадков твердого донного стока. В пределах мобильных отрезков обычно развиты довольно сильное ветвление и смещение русла. В случае конусов выноса с незначительным пространственным ограничением русловая система полностью разветвлена и неустойчива.

Русловое ветвление возникает из-за развития баров, которые рассекают поток с образованием сложной многомасштабной системы [960]. Эти бары имеют разнообразную форму, обусловленную сложным чередованием размыва и отложения и превращением одних типов в другие. Леопольд и Вольман [1486] экспериментально показали, что

Рис. 3.1. Разветвленная система гравийных баров и русел. Долина фьорда Алакратиак, Земля Вашингтона, Гренландия. Главное течение сосредоточено в зоне, ограниченной с боков участками отмерших русел и баров. Разномасштабные бары и русла наложены друг на друга.

ветвление рек может возникнуть при росте баров при постоянном расходе воды, хотя в природных условиях в большинстве случаев оно происходит при выходе участков дна на поверхность благодаря колебаниям расхода воды. Существует несколько различных классификаций баров [1407, 451, 2288, 777]. Хотя ниже мы будем рассматривать три разных типа, следует иметь в виду, что эта классификация является произвольной, так как между ними существует взаимные переходы и превращения одного типа в другой во времени.

Продольные бары имеют ромбовидную форму и являются наиболее четко выраженными во многих разветвленных реках, в которых накапливается галечниковый материал (рис. 3.1). Первоначально они образуются путем обособления крупнообломочного материала в виде маломощных гравийных покровов, имеющих в плане ромбовидную форму. Такие плоские бары развиты в верхних (по течению) частях некоторых зандровых конусов выноса и, по-видимому, формируются в продольные бары с более высоким рельефом при сочетании вертикальной аккреции гравийников, образования вниз по течению склона скатывания зерен (наклонной поверхности) и эрозии и врезания боковыми руслами [281]. Поверхность баров поперечно-ребристая с невысоким рельефом, что связано с черепитчатой укладкой гравия [1621, 284]. Длинные оси обломков вытянуты поперек течения. На поверхности баров наблюдается также постепенное уменьшение размеров зерен вниз по течению. Так, если размер зерен на вершине бара в его верхнем по течению конце такой же, как в боковом русле, в которое он переходит, то в нижнем конце бара осадок на вершине заметно мельче, чем на дне соседнего русла. Когда вершины баров постепенно выходят на поверхность, что обычно происходит в фазы падения уровня воды, гравий может частично покрываться песком, образующим участки с песчаной рябью, вытянутые, как правило, по течению в виде «песчаных теней» на защищенной стороне более крупных обломков.

Вниз по течению края баров в зависимости от размера зерен и глубины реки перед баром выглядят либо как фронтальные поверхности лавинного скатывания, либо как перекаты. Последние представляют собой отрезки русла с более крутым уклоном, где течение реки быстрое и более турбулентное. Образованию перекатов благоприятствуют мелкая вода и относительно крупный размер зерен. Они также образуются при слиянии двух русел непосредственно ниже замыкания продольного бара. При низкой воде края бара могут быть окаймлены песчаными клиньями, которые растут в условиях ослабления сдвигового напряжения после того, как движение гравия остановлено (рис. 3.2) [2070]. Края других баров, когда межбаровые русла смещаются вбок, могут быть эрозионными.

Внутреннее строение продольных баров характеризуется массивной или горизонтально-слоистой текстурой из гравия с черепитчатой укладкой обломков. Вверх по разрезу может наблюдаться уменьшение размеров зерен, а гравийный каркас может заполняться песчаным матриксом. Смит [2288] предполагает, что чередование слоев с таким матриксом и без него отражает нормальное (суточное?) колебание расхода воды. Фронтальные поверхности лавинного скатывания зерен приводят к образованию пачек косослоистых гравийников, которые могут перемежаться с поверхностями регенерации [493], отражающими эпизодический рост бара. Такие несогласия могут фиксироваться также клиньями песка, переслаивающимися с передовыми слоями гравия. При постепенном росте бара выше по течению косослоистых гравийников, последовательно перекрывая их, должны залегать горизонтально-слоистые гравийники. Однако многие бары обнаруживают более сложное внутреннее

Рис. 3.2. Песчаный клин на боковой окраине гравийного бара рассечен водой на мелкие промоины, дренировавшие бар во время падения уровня воды. В настоящее время вода в соседнем русле стоячая и песчаная рябь покрыта оторочкой глины. Река Донджек, Юкон, Канада [2070].

строение, отражающее многочисленные моменты размыва и отложения.

Прикрепленные к берегу бары в извилистых руслах. Бары могут быть прикреплены к тому или другому берегу изогнутого колена реки [1407]. Некоторые из них служат продолжением более крупных продольных баров или видоизмененными участками их флангов, и их нижние по течению окончания сильно отклоняются от направления русла (рис. 3.3). Такие диагональные бары могут развиваться из продольных баров или преобразовываться в них, а другие обнаруживают постепенные переходы в меандровые бары [777]. Там, где верхний конец бара прикреплен к берегу, течение сосредоточивается у противоположного берега русла. Если гребень бара пересекает русло, течение перемещается к другому берегу, пересекая при этом верхушку бара.

Нижний конец бара обычно представляет собой длинный непрерывный перекат или серию более мелких перекатов, разделенных отрезками выходящей на поверхность верхушки бара, которые расщепляют течение реки (рис. 3.3, Б). Перекаты являются важными местами аккумуляции осадка, образующего слои гравия, вытянутые параллельно гребню бара, но имеющие, по-видимому, ограниченные размеры в направлении роста [256]. Обращенные вниз по течению поверхности

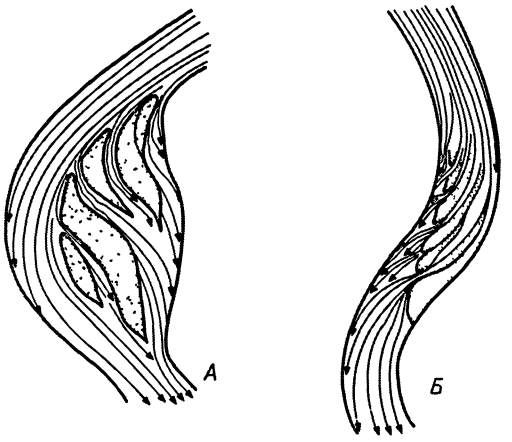


Рис. 3.3. Прикрепленные к берегу бары в извилистых руслах *А* — бар, прикрепленный к внутреннему берегу и обнаруживающий некоторые признаки косы (отмели); *Б* — бар, прикрепленный к внешнему берегу, но фактически пересекающий русло в виде сплошного очень косого и расчлененного переката [1407].

этих баров местами могут становиться фронтальными поверхностями лавинного скатывания зерен, а не перекатами.

Если основная часть потока расположена у внешней стороны излучины, а гравийный бар ограничен выпуклым берегом, ситуация оказывается сродни бару меандрирующей реки (рис. 3.3, *А*, 3.4). Однако и в этом случае при высоком стоянии воды часть потока переливается через гребень бара в виде мелководных русел второго порядка. Эти потоки впадают в основное русло у выпуклого берега и несут незначительную часть воды, часто только в большую воду. Такое русло обычно имеет перекат на участке своего соединения с основным руслом ниже по течению. Оно также несет более слабое течение во время низкой воды и ведет себя как *заболоченное русло*, место со спокойной водой, где из взвеси выпадает тонкозернистый осадок. Из остаточных потоков, переливающихся через бар, могут возникать небольшие песчаные и гравийные языки, растущие в сторону русла, а большая часть дна русла покрывается тонкозернистым осадком, залегающим на кровле гравийников, отложенных во время высокого стояния воды.

Во всех этих случаях перекаты являются основным местом аккумуляции, где формируются покровы или вытянутые тела гравия, мощность которых отражает поперечный рельеф переката. Во внутреннем строении они, по-видимому, лишены какой-либо структуры, хотя иногда вверх по разрезу обнаруживают слабую градационную слоистость с изменением размера зерен, а также черепитчатую укладку галек. Кроме того, в них может наблюдаться слоистость, падающая полого по течению или в случае развития фронтальных поверхностей лавинного скатывания серии обычных крутопадающих передовых слоев.

Широко проявленный подвижный характер рек с гравийным ложем и многократные смещения как баров, так и русел приводят к фрагментарной сохранности отложений, и различить продольные бары и бары, прикрепленные к берегам, чаще всего невозможно.

Поперечные бары, которые впервые были выделены Ором [1834] и Смитом [2287], являются распространенными структурами песчаных слабоизвилистых рек, хотя могут также встречаться в реках с гравийным ложем, где они переходят в более протяженные бары. В галечных прогляциальных реках Смит [2288] выделил дополнительную группу поперечных баров с лопастными или волнистыми гребнями. Их нижние концы обычно представляют собой поверхности скатывания зерен, что объединяет их с поперечными барами песчаных рек. Поперечные бары становятся более важной формой в низовьях рек за счет уменьшения роли продольных баров. Эта смена связана с уменьшением размера зерен и градиента. Поперечные бары, по-видимому, образуют крупные косослоистые серии, которые могут подчеркиваться поверхностями регенерации (см. разд. 3.2.2).

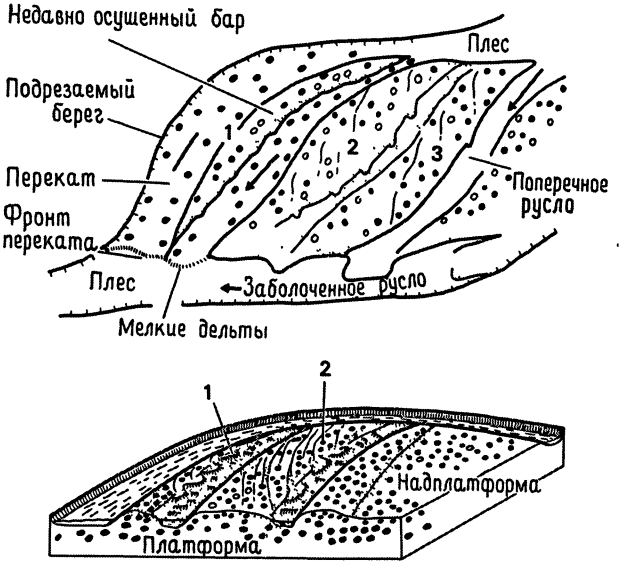


Рис. 3.4. Морфология, внутреннее строение и наименование составных частей прикрепленного к берегу бара. *1, 2, 3* — отдельные элементы бара: *1* — наиболее современная выступающая часть бара, которая в конце концов должна нарости на *2* [255].

Русла. Некоторых сторон взаимоотношений между руслами и соседствующими с ними барами мы уже коснулись выше. Русла проявляют активность более длительное время, чем бары, и могут врезаться в них или подавляться продвигающимися барами. Активные русла вблизи баров выстланы наиболее крупным гравием, который переходит на верхушки баров в их верхних по течению концах. Когда обломки плоские, их укладка характеризуется резко выраженной черепитчатостью. Когда русла отмирают либо временно в периоды низкой воды, либо более или менее постоянно при отводе русла, они могут играть роль заболоченных русел (см. выше). Тогда их гравийное ложе покрывается более мелкозернистым осадком, сначала песком, который после заполнения гравийного каркаса может продолжать мигрировать в форме ряби и даже дюн, а затем алевритом и глиной из взвеси [2618]. В конце концов оно пересыхает с образованием обломков глины при растрескивании и закручивании или может подвергнуться ветровой дефляции.

Свойства, обусловленные направлением течения рек. Разномасштабные текстурно-структурные особенности, регистрирующие направленность течения, бывают связаны с разнообразным осадочным материалом и различным размером зерен. Главными текстурами и структурами, имеющими большую вероятность сохраниться, являются русла, черепитчатая текстура обломков, косая слоистость, знаки ряби, перекрестная слоистость ряби и линейная форма залегания песков. Поперечная ребристость гравия также может сохраняться [2074]. Самые крупные формы дают русла, которые имеют самую слабую изменчивость ориентировки [28, 255]. Более мелкомасштабная текстура — черепитчатость обломков, связанная с ранней стадией развития баров, кровли баров и ложа русел, — обнаруживает одномодальное простирание при довольно слабой изменчивости (рис. 3.5, 3.6) [2070, 255]. Вытянутые гальки крупнее 2—3 см обычно ориентированы длинными осями поперек течения [1621, 2070, 2071]. Ориентировка косой слоистости, образующейся на нижних концах баров, отличается довольно сильной изменчивостью при вероятно бимодальном распределении относительно направления течения; это является следствием скошенности фронтальной поверхности большинства баров. Рост песчаных языков на фронтальных поверхностях баров при относительно низком стоянии воды способствует еще большей изменчивости и приводит к образованию в песке таких форм, как песчаная рябь и песчаная линейность, которые продолжают перемещаться по поверхности обнажившихся баров и по ложу русел. Эти формы обладают большим разнообразием, отражающим прихотливые пути движения воды при уменьшении ее расхода [495].

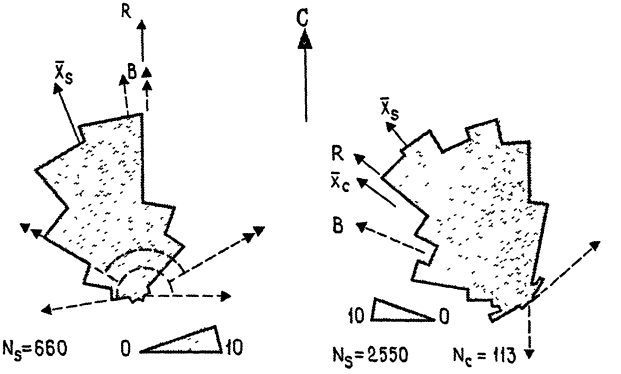


Рис. 3.5. Данные ориентировки для двух участков разветвленной галечной реки Донджек, Канада. Гистограммы построены для мелкомасштабных структур. *R* — простирание реки, $\bar{x}_s$ — векторное среднее значение для мелкомасштабных структур; $\bar{x}_c$ — векторное среднее значение для ориентировки русла; *B* — биссектриса излучины. Двойные стрелки относятся к руслам, одиночные — к мелким структурам [2070].

3.2.2. Формы и процессы образования донных песчаных отложений рек. Между песчаными разветвленными, слабоизвилистыми реками и описанными выше реками с более крупнозернистыми

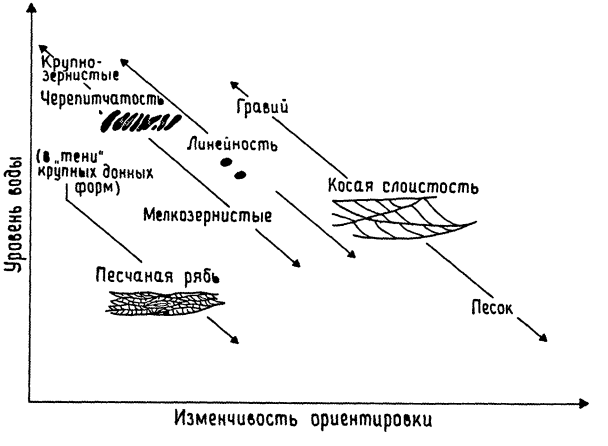


Рис. 3.6. Вероятные соотношения между отметкой воды в реке и типом и изменчивостью ориентировки активных структур на дне смешанного песчано-гравийного русла. Следует обратить внимание на то, что песчаная рябь расположена на графике в стороне от главного тренда. Она, как правило, попадает в троги крупных русел, и ее ориентировка определяется ими [255].

осадками, а также меандрирующими реками наблюдаются постепенные переходы. Многие крупные песчаные слабоизвилистые реки становятся разветвленными благодаря развитию в них срединно-русловых баров различных типов. Это разветвление обычно более четко выражено в периоды с низким расходом воды, когда из-под воды выходят большие площади ложа реки (рис. 3.7). Что касается галечных разветвленных рек, то они характеризуются большой мобильностью русел. Отсутствие глинистых пробок, которые возникают при заполнении отмерших русел, означает, что сопротивляемость боковой эрозии незначительна. Аналогичным образом склонность к размыву песка означает, что имеет большое значение процесс вертикального размыва и заполнения, протекающий с начала до конца паводковых циклов. Это особенно наглядно иллюстрируется сравнительными эхограммами реки Брахмапутра, представленными в работе Колемана [482] (рис. 3.8). Подобные изменения наблюдается также в более мелких реках, в особенности во время исключительно крупных наводнений.

Большая часть сведений, которыми мы обладаем по песчаным слабоизвилистым рекам, получена при изучении сравнительно небольших рек, таких, например, как реки Среднего Запада США Луп [340], Платт [2288, 2289, 249], Ред-Ривер [2151] и более высоких широт Ред-Дир [1764], Тана [493] и Саут-Саскачеван [416, 418]. Однако существуют также и крупные реки этого основного типа: Нигер [1761], Брахмапутра [482], Хуанхэ [444] и большие реки, дренирующие равнины Южной Америки и Сибири.

Сравнительно небольшие, но лучше изученные реки обычно расположены в обстановках только с эрозией и ограничены террасами или бортами долины. Но реки этого же типа встречаются также в обстановках только с отложением, иногда связанных с крупными конусами выноса [960], по-

Рис. 3.7. Песчаные волны (языковидные или поперечные бары) на реке Тана, Финляндия и Норвегия, обнажившиеся при промежуточном расходе воды во время падения ее уровня. Вместе с барами возникают крупные сложно построенные песчаные отмели. От ровной линии гребня затопленного бара на переднем плане резко отличаются неправильные в плане, изрезанные обнаженные бары.

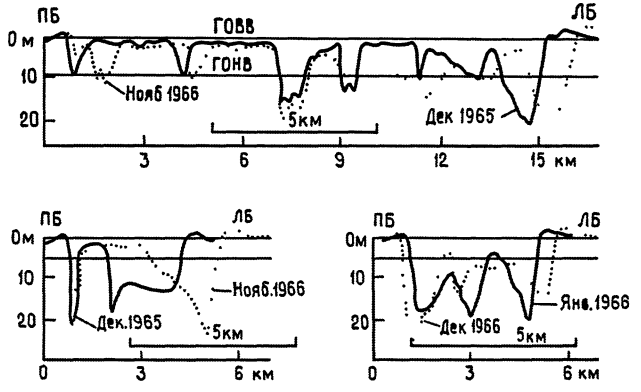


Рис. 3.8. Профили дна реки Брахмапутры, поперечные к направлению течения, измеренные до и после отдельно взятого муссонного наводнения. За эти короткие отрезки времени были размыты и отложены громадные объемы осадков, что привело к радикальному изменению рисунка русла [482]. *ПБ* — правый берег; *ЛБ* — левый берег; *ГОВВ* — годовая отметка высокой воды; *ГОНВ* — годовая отметка низкой воды.

этому представляется оправданным применение наших знаний о малых реках для изучения древних отложений.

На первый взгляд песчаные слабоизвилистые реки ставят в тупик своим громадным диапазоном типов и масштабов донных форм, что приводит к большой путанице в номенклатуре и понимании гидродинамики этих форм [2289]. Для каждой реки в отдельности еще можно выстроить

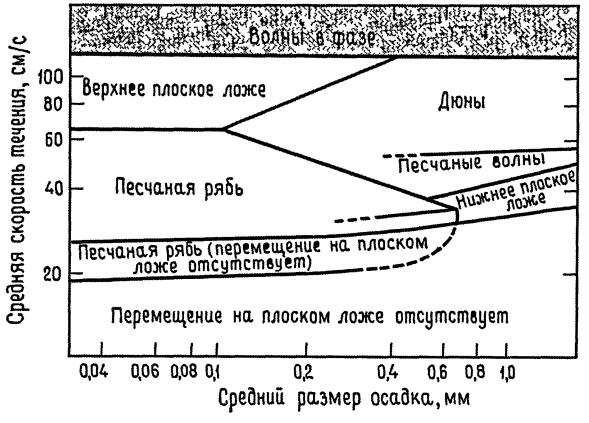


Рис. 3.9. Расположение полей наиболее распространенных песчаных донных форм на диаграмме скорость течения — размер зерен. Следует обратить внимание на выклинивание полей песчаной ряби и дюн при критических значениях размеров зерен [1051].

иерархию донных форм, но составить общепримени мую схему гораздо труднее. Типы, описываемые здесь, охватывают большую часть всех структур. Гидродинамическая значимость более мелких повторяющихся форм хорошо установлена и иллюстрируется рис. 3.9.

Песчаная рябь присутствует на дне почти повсеместно, если размер зерен осадка соответствует крупному песку или мельче. Из-за своих небольших размеров знаки ряби быстро меняют ориентировку в ответ на изменяющийся рисунок течений, связанный с изменением расхода воды. На обнаженных участках они дают правильное представление о картине расположения течений непосредственно перед выходом этого участка на поверхность.

Дюны. Эти крупные повторяющиеся структуры широко распространены на дне рек, особенно в относительно глубоких руслах или субруслах. Менее развиты они на приподнятых участках дна, в частности в тыловых частях поперечных баров и на песчаных плоских поверхностях.

Поперечные бары. По сравнению с дюнами поперечные бары представляют собой более крупные структуры. Они обычно имеют фронтальные поверхности скатывания зерен, обращенные вниз по течению, и пологую верхнюю поверхность при гораздо меньшем отношении высоты к длине, чем в дюнах. Их можно считать песчаными аналогами поперечных баров разветвленных рек, сложенных галечным материалом (галечные реки). В зависимости от формы и протяженности линии гребня они образуют разнообразные взаимопереходы из одного типа в другой.

а. Пересекающие бары — разновидность поперечных баров, широко распространенная в относительно узких руслах. В простейшем случае и на ранней стадии своего развития их гребни пересекают русло от берега до берега более или менее перпендикулярно к направлению течения (рис. 3.10). Однако небольшие неровности гребня пересекающего бара приводят к расщеплению потока у вершины гребня, особенно во время падения уровня воды [419]. Вниз по течению от гребня отходят «крылья», развивающиеся по бокам обнажившегося отрезка бара, увеличивающие скошенность и искривленность его гребня и дающие начало росту срединной русловой песчаной отмели (см. ниже).

б. Языкообразные бары — это поперечные бары с линией гребня резко выпуклой вниз по течению [29, 493]. Они образуют серии повторяющихся структур, особенно в более глубоких участках русла, и рассматриваются как главные компоненты роста песчаных отмелей (рис. 3.7). В реке Тана они имеют обычно длину 200—300 м, ширину

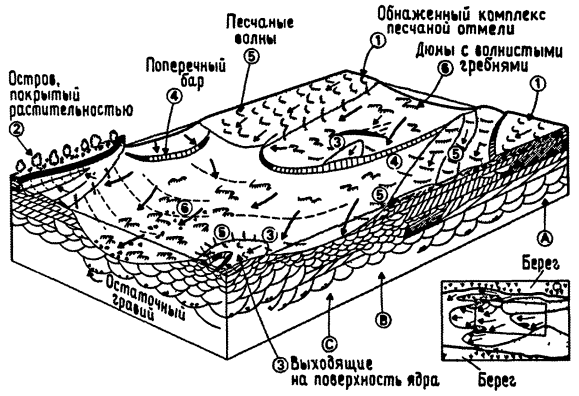


Рис. 3.10. Сводная блок-диаграмма основных морфологических элементов реки Саут-Саскачеван, Канада, показывающая ожидаемые разрезы внутреннего строения, возникающие в разных частях русла. Цифра показывает проявление одного и того же элемента в разных местах. *A* — разрез, типичный для крупной песчаной отмели; *B* — переходный разрез; *C* — разрез, образующийся в русловой обстановке. На схеме внизу показаны местные колебания направления течения и ориентировка поперечных баров [419].

200 м и высоту до 2 м [493], хотя в более мелких реках они мельче [249]. Во время спада воды эти относительно крупные формы не в состоянии целиком отреагировать на уменьшение течения. Они обычно выходят на поверхность, расщепляя течение, становятся изрезанными и преобразуются (см. ниже).

Повторяющиеся формы этого типа с низким рельефом в некотором отношении аналогичны «песчаным волнам», описанным в ряде приливно-отливных отмелей, но гидродинамическая сущность этих форм не полностью ясна (ср. [544]). В Брахмапутре встречаются очень крупные донные формы высотой до 16 м и длиной до 1 км [482], но их гидродинамическое подобие не установлено.

в. Чередующиеся бары являются особенностью довольно прямых узких русел и, по-видимому, распространены не очень широко. В плане они имеют треугольную форму и прикрепляются то к одному, то к другому берегу [1049, 1557, 544]. Подобные бары встречаются также на относительно прямых участках русел меандрирующих рек [2280].

Все виды поперечных баров участвуют в создании пластообразных косослоистых комплексов, образующихся в результате наступания вниз по течению фронтальных поверхностей скатывания зерен. Ориентировка косой слоистости бывает, однако, совершенно различной. Скошенные пересекающие бары и чередующиеся бары дают резкое бимодальное отклонение от точного направления вниз по течению, а языкообразные бары обычно дают косую слоистость, ориентированную вниз по течению, но с широким одномодальным разбросом. Все типы восприимчивы к изменениям во время выхода на поверхность при падении уровня воды [493, 1288] (см. ниже).

Песчаные отмели. Эти сложные формы являются самыми крупными морфологическими структурами дна рек, переносящих песчаный материал (песчаные реки) (рис. 3.10) [419]. Они встречаются как посреди русла, так и по краям, и называются соответственно «срединными барами» и «береговыми барами» (например, [249]) и не имеют своих собственных фронтальных поверхностей скатывания, а постепенно понижаясь, переходят в соседние части русла. Они представляют собой составные тела, постепенно создаваемые путем срастания более мелких форм, главным образом поперечных баров, а также роста из ядра, образованного при выходе на поверхность отрезка пересекающего бара [419]. Возникнув, такие участки могут сохраняться в течение длительного времени и укрепляться растительностью. Некоторые отмели расщепляют течение с образованием островов, которые затем растут вследствие вертикальной аккреции мелкозернистого осадка. На реке Нигер такие острова живут сотни лет [1761], а на Волге острова обнаруживают признаки роста путем латеральной аккреции на флангах [2203]. Такие крупные скопления могут быть перемещены и замещены другими только в процессе крупных катастрофических наводнений.

Внутреннее устройство песчаных отмелей не поддается прямым наблюдениям, но развитие их морфологических особенностей на реке Саут-Саскачеван позволяет предложить правдоподобную модель (рис. 3.10) [419]. Накопление осадка на песчаных отмелях пересекающих баров с сильно скошенной линией гребня приводит к образованию уплощенных пачек с косой слоистостью, ориентированной под очень большими углами к направлению течения, по-видимому, с бимодальным распределением, симметричным относительно этого направления. Эти плоские пачки переслаиваются с плоскими и корытообразными пачками меньшего масштаба, ориентировка которых кучно группируется относительно направления вниз по течению. Характер распределения косой слоистости различных масштабов, типов и ориентировки резко отличается от одномодального распределения, обусловленного миграцией дюн и языкообразных баров на участках русел между песчаными отмелями. Смещение русел и

отмелей во времени приводит к общей последовательности, показанной на рис. 3.10, но в деталях существует сильная горизонтальная изменчивость.

Колебания уровня воды. Для песчаных слабоизвилистых рек обычно характерны очень значительные колебания расхода воды во времени, как сезонные, так и менее предсказуемые более или менее продолжительные. Форма гидрографа (гидрологического графика) отражает климат водосборного бассейна, а колебания могут быть отражением поведения русла и характера донных форм. Процессы размыва отложения и смещения русла, наблюдаемые на примере Брахмапутры, отмечались выше (рис. 3.8) [482].

Когда участки дна реки при низкой воде выходят на поверхность, становится хорошо видно несколько масштабов донных форм, наложенных друг на друга. В некоторых случаях они могут принадлежать к разным типам, например к дюнам и языкообразным барам, а в других — относиться к одному и тому же типу, но иметь разные размеры. Наглядной иллюстрацией развития взаимоотношения второго рода является серия эхограмм, полученных на протяжении полного цикла наводнения (рис. 3.11) [например, 1931, 420, 1764]. Серия, иллюстрируемая на рис. 3.11, показывает, как ложе реки реагирует со значительным запозданием на изменение течения, а также наращивание более мелких форм на крупные в периоды спады уровня воды. При медленном спаде воды более крупные формы могут оказаться уничтоженными ростом мелких форм, в то время как при быстром спаде воды крупные формы сохраняются и выходят на дневную поверхность, почти не неся наложенных мелких форм.

В процессе выхода на дневную поверхность может произойти видоизменение донных форм, которые в других случаях бывают простыми. По мере падения уровня воды частично выходящие на поверхность бары расщепляют течение и оно сосредоточивается в понижениях рельефа между барами, выполняющих роль рукавов (рис. 3.12). Песчаная рябь на верхушке бара и на обращенном вниз по течению склоне переориентируется [493], а течение над поверхностями баров может разбиваться на отдельные струи, что приводит к рассечению бара и к росту мелких дельтовых языков на участках между барами (рис. 3.7) [495, 2289, 249]. Выходящие на дневную поверхность участки могут также играть роль ядер для роста срединных песчаных отмелей, как это уже упоминалось выше [419].

По мере выхода баров на дневную поверхность их фронтальные поверхности скатывания зерен перерабатываются волнами и переотлага-

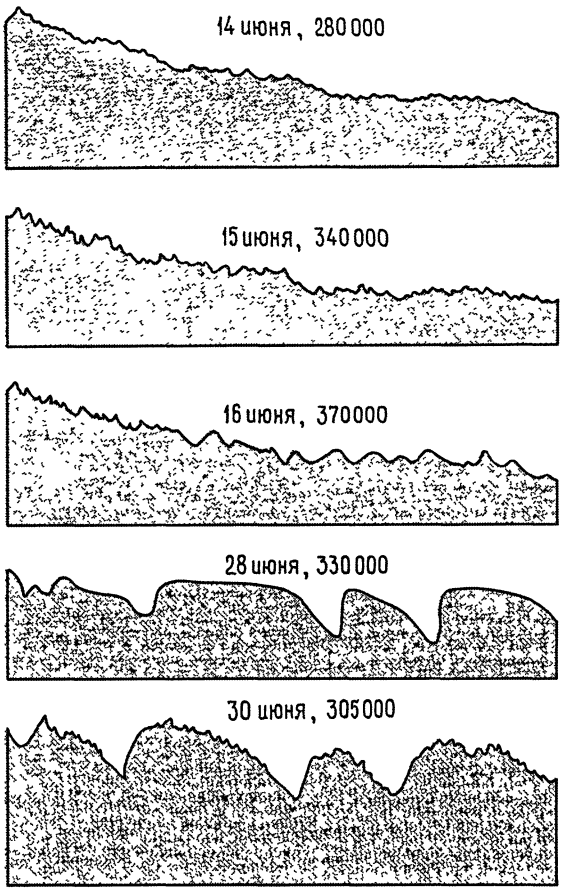


Рис. 3.11. Изменение профиля донных форм на одном из участков реки Фрейзер, Британская Колумбия, во время наводнения. Обращает на себя внимание рост донных форм позже пика наводнения и наложение на них более мелких форм на стадии спада. Длина отрезка русла равна 670 м [1931]. Шестизначные цифры — расход воды в кубических футах в секунду.

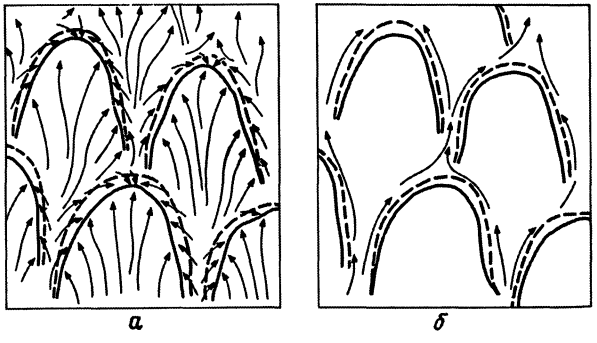


Рис. 3.12. Схема течений, связанных с высоким (*а*) и низким (*б*) расходом воды и языкообразными барами на дне. При высоком расходе вода течет над барами, при низком — струи сосредоточиваются между ними [493].

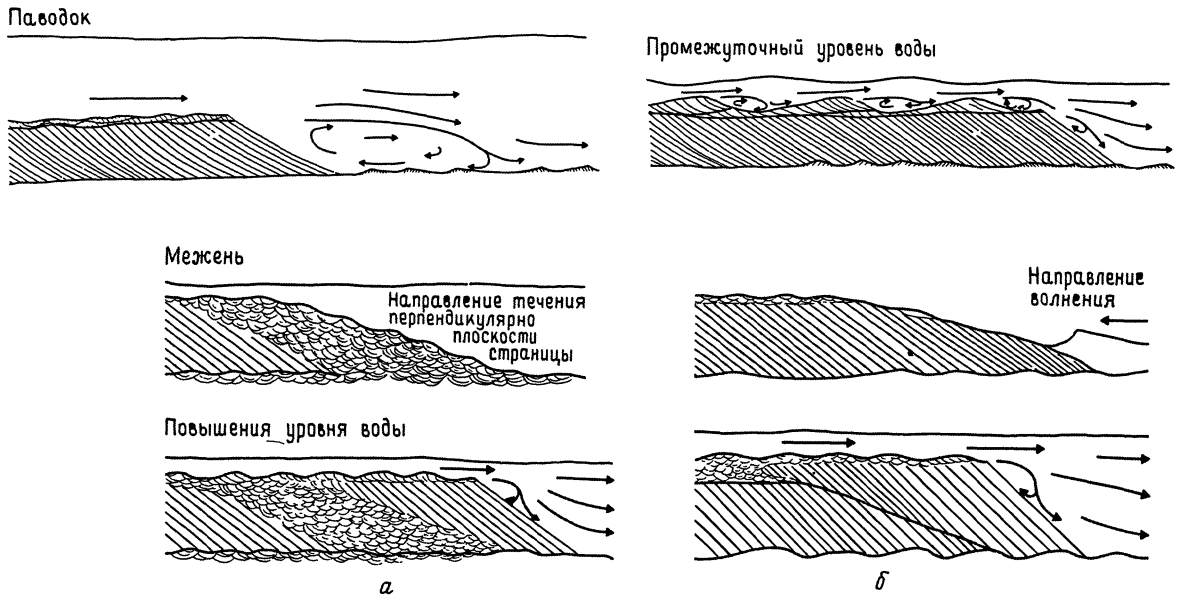


Рис. 3.13. Образование поверхностей регенерации при изменении уровня воды над языкообразными барами. Разделение струй при высокой воде создает сходящие на нет передовые слои и рябь противотока. При падении воды водоворот, связанный с разделением струй, ослабевает, но это не сразу приводит к остановке наступающей фронтальной поверхности бара. Вследствие обрушения передовые слои имеют резко угловатое основание и погребают под собой неактивную рябь. Дальнейшее падение воды может привести к образованию струй, параллельных бокам бара, которые будут способствовать росту его с боков (*а*); в то же время волнение при выходе бара на дневную поверхность будет выполаживать фронтальную поверхность (*б*). Новое повышение уровня воды вызовет регенерацию фронтальной поверхности, а также захоронение и сохранение структур, связанных со стадией падения воды, при одновременном росте поверхностных слоев или без него [493].

ются в виде гряд, окаймляющих гребни. Волнение может быть эродирующим или выполаживать фронтальные поверхности баров, с чем иногда бывает связана концентрация тяжелых минералов. На защищенных участках ложа перед барами и в руслах между ними с низким уровнем воды могут отлагаться алевритовый материал и глины, которые облицовывают как фронтальную поверхность баров, так и участки с песчаной рябью непосредственно ниже ее. Эта та же ситуация, как в заболоченных руслах галечных рек.

Видоизменение фронтальных поверхностей баров фиксируется и в их внутреннем строении [493, 2289, 284, 281, 249]. Простые уплощенные косослоистые пачки осложняются полого падающими эрозионными поверхностями (*поверхностями регенерации*), которые в основном и фиксируют переотложение фронтальных поверхностей скатывания зерен (рис. 3.13). Подобные текстуры могут также возникнуть при миграции «в догонку» донных форм разного масштаба в пределах всей их совокупности [1608]. Обычная косая слоистость, образующаяся вслед за поверхностями регенерации и залегающая на них, бывает связана с более поздним подъемом уровня воды. Такие поверхности регенерации морфологически похожи на поверхности раздела третьего порядка, наблюдаемые в эоловой косой слоистости [360] (см. рис. 5.12). Течение, параллельное фронтальной поверхности речных баров, во время падения уровня воды может привести к латеральной аккреции песков с перекрестной слоистостью ряби.

Тонкие особенности и степень видоизменения донных форм зависят как от режима реки, так и от гипсометрического уровня донной формы на русловом ложе. Быстрый спад воды, как на реке Тана, благоприятствует отмиранию баров и развитию простых поверхностей регенерации. Более медленный спад, как на Платте [249], благоприятствует рассечению бара и росту дельтовых языков и скошенных гребней с образованием более сложной картины распределения косой слоистости с широким, возможно, бимодальным разбросом ориентировок (например, [419]). Таким об-

разом, детали внутреннего строения могут отражать климатический режим реки [1287]. Однако донные формы на возвышенных участках речного дна выходят на дневную поверхность и отмирают чаще, чем на пониженных участках. Поэтому при попытках определить речной режим по внутреннему строению донных форм в древних отложениях следует очень внимательно оценивать положение рассматриваемых текстур в пределах всего руслового комплекса.

3.2.3. Временные реки семиаридного климата. Во многих пустынных и окраинно-пустынных обстановках атмосферные осадки ограничены кратковременными и очень редкими ливнями. Поэтому расход воды в короткие периоды времени бывает очень велик. Однако эти периоды отделены друг от друга длительными промежутками, когда поверхность осадков находится на воздухе. Инфильтрация паводковых вод в ложе часто оказывается важным фактором рассеивания расхода воды, и потоки обычно создают конечные конусы выноса (см. разд. 3.3.1).

На ложе таких рек наблюдаются многие структуры, присущие рекам с более непрерывным течением, с барами, дюнами, песчаной рябью, участками плоского дна, образующими соответствующие внутренние текстуры (рис. 3.9) [2616, 1299, 1891]. Там, где существующее русло не способно справиться с большим паводковым расходом воды, по бокам от русла возникают плоскостные течения, которые покрывают значительно более широкие пространства. Если река течет в долине, плоскостные течения могут полностью затопить дно долины и вызвать образование песчаных покровов. В Бижу-Крик, Колорадо, на дно долины выпал пласт песка мощностью 1—4 м [1633]. Существенная его часть обладала тонкой горизонтальной слоистостью, отражающей режим поверхностного течения, характерный для наводнения, а также перекрестной слоистостью ряби, фиксирующей высокие скорости аккумуляции осадка. На некоторых отрезках наблюдалась плоская косая слоистость, по-видимому представляющая собой продукт поздней стадии спада наводнения.

На дне некоторых пересыхающих рек и на примыкающих к ним участках могут отлагаться алевролит и глина в виде поверхностного покрытия, которое при высыхании разбивается полигональными трещинами или скручивается с образованием глинистых чешуй. Ветровая эрозия приводит к истиранию обломков и их более широкому рассеянию в виде переносимой ветром пыли. Длительные периоды без наводнений способствуют образованию эоловых песчаных дюн на обнаженных верхушках речных отложений, что вызывает перекрытие или перераспределение русловой системы во время последующих наводнений. Характерной чертой речных отложений этого типа являются тесное перемешивание и взаимное переотложение эоловых и речных песков.

3.3. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ КОНУСЫ ВЫНОСА

Аллювиальные конусы выноса представляют собой крупномасштабные морфологические структуры, которые создаются реками с твердым донным стоком и реже реками с высоким взвешенным твердым стоком. Кроме того, они встречаются в семиаридных обстановках, где приобретают важное значение такие второстепенные процессы, как, например, гравитационные течения.

Все типы конусов выноса образуются там, где река или гравитационный поток выходят из тесной долины или ущелья в бассейн (впадину). Отсутствие ограничения способствует расширению потока по горизонтали, падению его скорости и выпадению некоторой части или всего твердого стока. С выходом из долины в бассейн (впадину) обычно связано уменьшение градиента, и это дополнительно благоприятствует замедлению течения и отложению осадка.

Впадины, в которых возникают конусы выноса, очень разнообразны. Они могут представлять собой аллювиальные равнины или долины (например, [1380]), бессточные водосборные впадины с тектонически активными окраинами или без них, а также водоемы со стоячей водой, такие как моря и озера. В последнем случае конусы выноса правильнее называть дельтами конусов выноса (разд. 12.4.3) (например, [2587]).

В общем случае конусы выноса демонстрируют уменьшение уклона от апикальной части выхода из долины к подножию, образуя вогнутый профиль. Такой простой профиль, однако, обычно бывает разбит на серию сегментов, каждый из которых имеет в первом приближении равномерный уклон, но в особых точках на профиле уклон при проксимально-дистальном пересечении резко выполаживается [374].

Такая сегментация приписывается импульсам тектонической активности на окраинах впадин или изменениям климата. С этим явлением может быть связано расчленение конуса выноса в местах, где главное питающее русло врезается в верхнюю часть конуса и выходит на его поверхность в так называемой *точке пересечения*

Рис. 3.14. Радиальный профиль аллювиального конуса выноса, показывающий положение точки пересечения. Эта точка перемещается по поверхности конуса вверх и вниз в соответствии с фазами врезания и аградации, которые, по-видимому, связаны с тектонической активностью [1151].

(рис. 3.14) [1151]. Только ниже этой точки поток растекается в стороны и происходит отложение осадков. С выполаживанием склона вниз по конусу размер зерен уменьшается, в особенности максимальный их размер. В зависимости от типа конуса наблюдаются также изменения в характере преобладающих донных форм в руслах и доминирующих процессов. Выделяются два типа конусов выноса: существенно речной (обводненный) и семиаридный, хотя это разделение условно и между ними существуют переходные разности.

3.3.1. Существенно речные конусы выноса. Конусы выноса, в которых среди поверхностных процессов преобладает течение в руслах, называются также «гумидными конусами выноса». Однако этот термин не очень подходит, так как существенно речные конусы выноса могут также возникать вследствие отсутствия мелкозернистого материала в области сноса и, стало быть, могут наблюдаться в семиаридной обстановке, подверженной спорадическим паводкам. Существенно речные конусы выноса являются одним из главных мест осадконакопления слабоизвилистых рек и, по-видимому, вносят существенный вклад в создание геологической летописи. Диапазон их размеров очень велик — от нескольких десятков метров до сотен километров в радиусе. Все они обнаруживают довольно плавное выполаживание при обычно более низком уклоне по сравнению с семиаридными конусами выноса. Самым крупным описанным конусом выноса является конус реки Коси, которая выходит из предгорьев Гималаев в долину Ганга и формирует здесь конус выноса (рис. 3.15) [960]. Исторические данные свидетельствуют, что главное русло за последние 230 лет последовательно смещалось по поверхности этого конуса выноса. В настоящее время мы не обладаем достаточными данными для того, чтобы утверждать, что такое поведение характерно вообще для конусов выноса этого типа. Известны также примеры других конусов выноса с более беспорядочной сменой положения русла во времени путем образования новой расселины в берегах из-за того, что течение было сжато барами (например, [1380]).

На примере прогляционных зандровых конусов выноса видно, что там, где из источника сноса поступает крупнообломочный материал, обычно наблюдаются переходы по течению реки от верхней части конуса выноса с покровными барами через зону продольных баров, связанную с исчезновением валунного материала, к более дистальному песчаному руслу с поперечными барами в нижней части конуса выноса (рис. 3.16) [281]. Отложения существенно речных конусов выноса формируют мощные русловые комплексы, внутренние особенности которых были рассмотрены выше с позиции более детального анализа русловых процессов (разд. 3.2). Наступание и отступание конуса выноса по причинам, связанным с климатом или тектоникой, могут привести к изменениям размеров зерен и текстурно-структурных особенностей в вертикальном разрезе.

Конечные конусы выноса. Особый случай составляют существенно речные конусы выноса, в

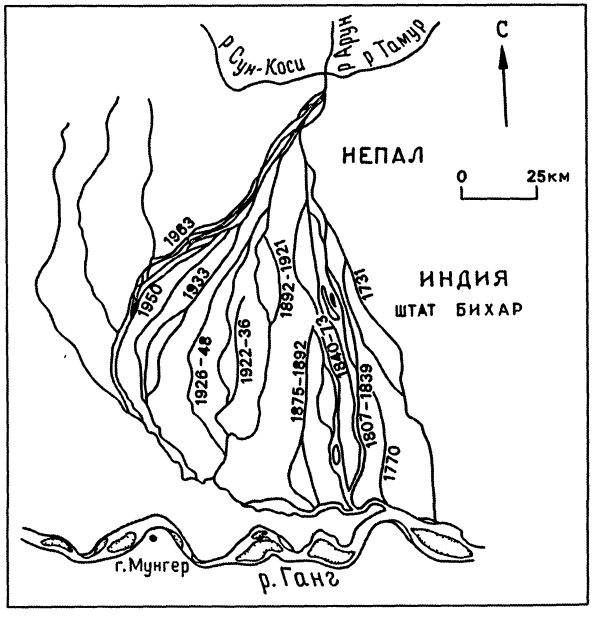


Рис. 3.15. Крупный аллювиальный конус выноса реки Коси на южном склоне Гималаев. Конус характеризуется большим количеством проток, русла которых мигрируют с востока на запад в течение 230 лет [960].

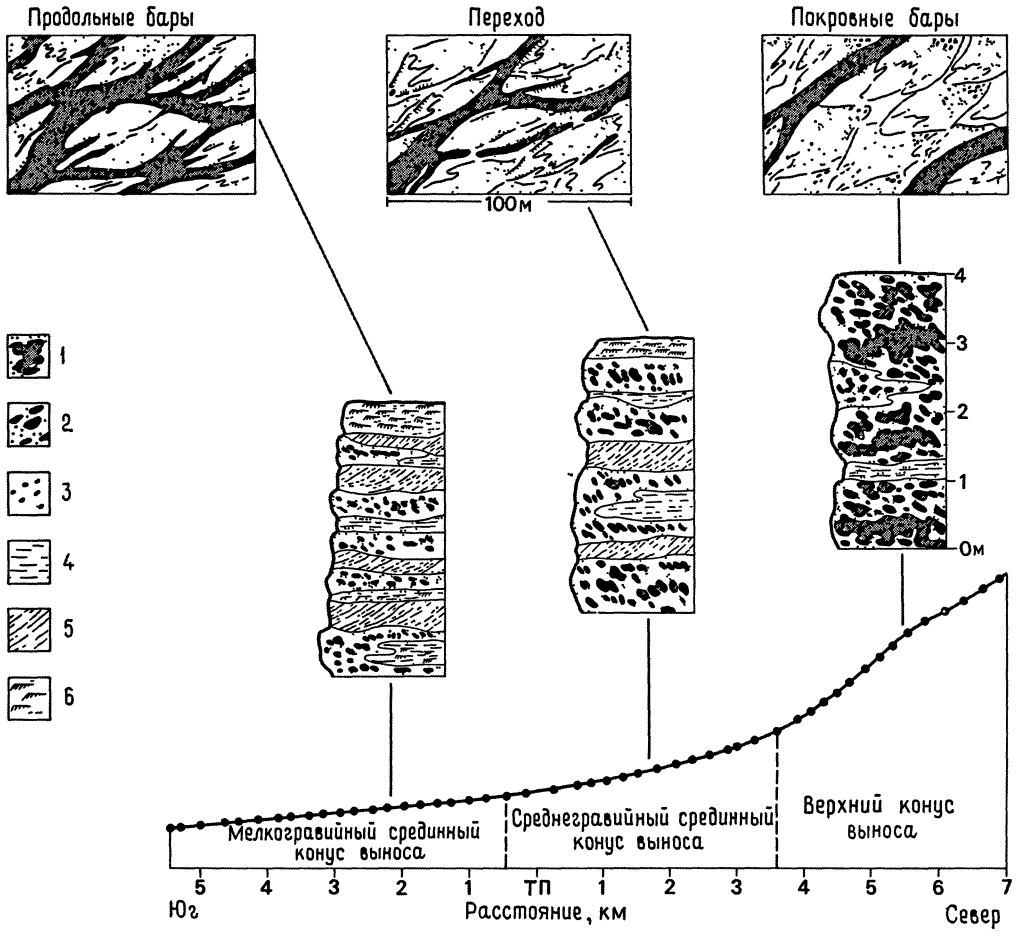


Рис. 3.16. Изменения уклона, типы баров и их внутреннее строение, прослеженные через разветвленный зандровый конус выноса перед ледником Скотта на Аляске [281]. *1* — крупный гравий, более 15 см; *2* — средний гравий, 5—15 см; *3* — мелкий гравий, менее 5 см; *4* — плоскопараллельно-слоистый песок; *5* — крупный косослоистый песок; *6* — песок со знаками ряби.

которых расход воды последовательно снижается вниз по течению из-за сочетания процессов испарения и, что важнее, инфильтрации через ложе. В результате поверхностный сток полностью прекращается. Эти конечные конусы выноса встречаются в аридных бессточных впадинах с пересыхающими реками [1731, 1859]. На поверхности относительно крупных конусов выноса происходит разветвление русел на сеть рукавов и на конусы второго порядка (рис. 3.17). Отложения конечных конусов выноса представлены сочетанием русловых отложений с преобладанием косой слоистости и более широко развитых отложений плоскостных наводнений с преобладанием тонкой параллельной слоистости и перекрестной слоистости ряби. В целом наблюдается постепенное уменьшение отношения песчаной и глинистой фракций от проксимальных к дистальным частям конуса выноса.

3.3.2. Семиаридные конусы выноса. Эти конусы выноса представляют собой классические аллювиальные конусы тектонически активных окраин впадин, где в осадконакоплении играют большую роль гравитационные течения. Наиболее полно этот тип конусов выноса описан в пустынных областях, например в Долине Смерти [374, 375, 604, 1151], но они также могут встречаться в областях с большим количеством атмосферных осадков, если в области сноса имеется много мелкозернистого материала, слабо развит растительный покров и сильно расчленен рельеф. Рас-

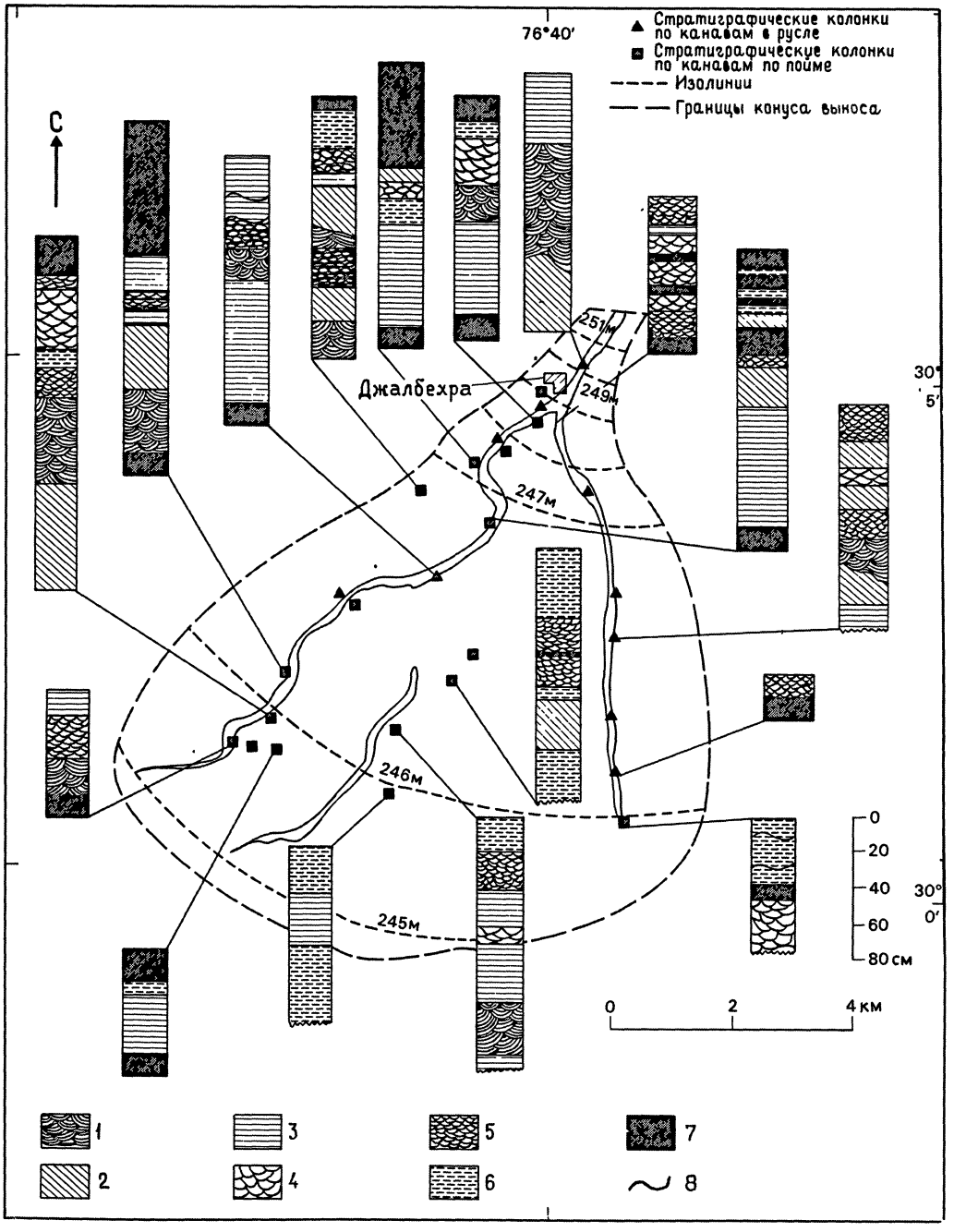


Рис. 3.17. Конечный конус выноса реки Марканда в Индии и типы вертикальной последовательности текстур, вскрытых неглубокими канавами. На проксимальных участках конуса наблюдается более четкая дифференциация песка и глины при увеличении количества алевритовой фракции к периферии. *1* — мульдообразная косая слоистость; *2* — плоскопараллельная косая слоистость; *3* — горизонтальная слоистость; *4* — тонкая слоистость с поперечными знаками ряби; *5* — мульдообразная тонкая косая слоистость; *6* — горизонтально-тонкослоистые алевриты; *7* — массивные глины; *8* — поверхности размыва [1859].

члененность рельефа часто связана с линиями активных разломов, и в этой обстановке примыкающие друг к другу конусы выноса могут сливаться по латерали воедино в виде аккумуляционной наклонной равнины, или бахады, в пределах которой можно различить секторы отдельных конусов выноса, расходящиеся радиально от устьев каньонов. Размер отдельных конусов зависит от размера водосборной площади, хотя определенное значение также имеют состав горных пород и климат. При одинаковом размере водосборной площади источники сноса с преобладанием аргиллитов будут давать значительно более крупные конусы выноса, чем существенно песчаниковые источники сноса [374].

Рельеф поверхности конуса выноса варьирует в зависимости от его размера, при этом крупные конусы обычно характеризуются относительными превышениями в сотни метров. Вогнутый радиальный профиль, который является общей чертой всех конусов выноса, особенно четко проявлен в мелких семиаридных конусах. Относительно мелкие конусы имеют более крутые склоны, и те из них, которые характеризуются преобладанием аргиллитов в области сноса, имеют склоны на 35—75% круче, чем конусы выноса такого же размера, но с преобладанием песчаников в области сноса [374]. Рассечение и сегментация проявлены также наиболее четко в семиаридных конусах выноса, образующихся по линии разломов.

Процессы и отложения. Так как большинство семиаридных конусов выноса связано с сильными, но кратковременными наводнениями, прямые наблюдения протекающих при этом процессов в известной степени небезопасны и часто приходится довольствоваться наблюдениями продуктов осадконакопления уже после события.

В современных семиаридных конусах выноса выделяется четыре основных типа продуктов осадконакопления [375]:

- Отложения обломочных потоков (потоки с высокой вязкостью)
- Отложения плоскостных наводнений
- Отложения речных русел
- Ситовидные (проницаемые) отложения

(отложения плоскостных наводнений, отложения речных русел, ситовидные (проницаемые) отложения — жидкие потоки с низкой вязкостью)

Представляется, что они являются продуктами вполне определенных, хотя и переходящих друг в друга процессов [248, 374, 1151].

а. Отложения обломочных потоков играют важную роль в семиаридных аллювиальных конусах выноса (например, [224]) и служат главным критерием отличия этих конусов от существенно речных. Относительно недавно эти процессы были достаточно подробно описаны, но полный их анализ затруднен непредвиденным характером появления потоков и опасностью, связанной с наблюдением за ними на близком расстоянии [2210, 1151, 1267, 1898]. Обломочные потоки и глинистые потоки рассматриваются нами как синонимы, но некоторые авторы считают, что обломочные потоки должны содержать более крупные обломки.

Главной предпосылкой образования обломочных потоков является характер пород области сноса, при выветривании которых образуется мелкозернистый обломочный материал, в том числе и глина, а крутые склоны обеспечивают быстрый сток и эрозию. Обломочные потоки перемещаются в виде масс высокой плотности и вязкости, в которых напряжения внутри матрикса и подъемная сила поддерживают во взвешенном состоянии даже такие обломки, как валуны. Структура потоков характеризуется как общим их разнообразием, так и изменениями во времени в пределах одного и того же потока. В относительно жидких быстро двигающихся потоках проявляется турбулентность. Более вязкие медленные потоки могут быть «застывшими» или «твердыми» по краям и в центральной пробке, где приложенное напряжение недостаточно для преодоления деформирующего усилия массы [1267, 1665, 1898]. Боковые зоны потока могут сохраняться в виде валов, если поток прошел по поверхности конуса выноса или в виде террас по бокам русел, когда распространение потока было ограничено сверху линией пересечения. Когда зоны касательных деформаций вокруг центральной твердой пробки перестают выдерживаться, весь поток останавливается. Из-за колебаний текучести во времени движение некоторых потоков становится пульсирующим [2210, 1898]. На примере из южной Калифорнии, описанном Шарпом и Ноблсом [2210], отдельные пульсации продвигались со скоростью до 4,4 м/с при крутизне склона всего 0,014, а при угасании скорости из них отлагались осадки мощностью до 2 м. Материал, отложенный в результате одной пульсации, может вновь вовлекаться в более позднее движение.

Высокая вязкость обломочных потоков мешает сортировке их материала во время замедления. По мере застывания потока обломки всех размеров нагромождаются вместе и образуют очень плохо сортированную залежь, в которой относительно крупные обломки «плавают» в мелко-

зернистой основной массе. Большие обломки фактически могут выдавливаться из сравнительно плоской верхушки таких отложений. Отложения обломочных потоков обычно встречаются в виде довольно узких языков и редко образуют протяженные по латерали покровы. Можно предполагать, что площадные покровы могут образовываться лишь при крупных катастрофических явлениях, которые будут занимать не только конус выноса, но и дно удаленных частей долины.

б. Отложения плоскостных наводнений обычно встречаются ниже точки пересечения конуса выноса, там, где потоки наводнений, несущие осадки как в виде твердого донного стока, так и в виде взвеси, растекаются вширь [376]. Неглубокие плоскостные потоки, как правило, создают условия для режима поверхностных течений и редко распространяются на большое расстояние, в основном из-за инфильтрации [1969]. На поздних стадиях течение расщепляется на небольшие русла, которые рассекают поверхность отложившегося осадочного покрова. В результате образуется слой довольно хорошо сортированного песка или мелкого гравия с мелкомасштабной линзовидностью и следами размыва. Косая слоистость и мелкая косая слойчатость также встречаются, хотя и не повсеместно.

в. Отложения речных русел обычно более значительны в верхних частях конусов выноса, где потоки, вероятно, ограничены. Однако русла могут наблюдаться и ниже конусов выноса благодаря выходу на поверхность грунтовых вод. Течения, заключенные в русла, обычно появляются на стадии затухания наводнений, когда существует тенденция переотложения и перемывания ими ранее накопленных менее отсортированных отложений. Отложения представлены линзовидными песками и гравием, причем относительно крупнозернистые слои обнаруживают черепитчатое расположение обломков, а пески — косую слоистость. Там, где эти отложения значительны по объему, осадки конусов выноса постепенно переходят в осадки существенно речных конусов (см. разд. 3.3.1).

г. Ситовидные (проницаемые) отложения обычно наблюдаются сразу же ниже точки пересечения, если в твердом стоке паводка не хватает относительно мелкозернистого осадка. Ранее накопленные проницаемые отложения способствуют инфильтрации воды из потока в тело конуса выноса. Это приводит к отложению языка, сложенного исключительно гравием с образованием текстуры соприкосновения [1151]. Языки имеют обычно ясно выраженный нижний по течению край и, по-видимому, образуются во время самой ранней стадии наводнения — стадии прозрачной воды [2544]. Небольшие песчаные языки, описанные Картером [424] как продукты обломочных потоков, на самом деле представляют собой мелкомасштабные ситовидные отложения, образовавшиеся при удалении воды из песчаной жижи.

Ситовидные гравийники, по-видимому, довольно хорошо сортированы, обладают слабо выраженной черепитчатой укладкой и могут быть сложены угловатыми обломками. При захоронении осадка поры медленно заполняются просачивающимся мелкозернистым материалом, и окончательно осадок приобретает отчетливое бимодальное распределение размеров зерен.

Постседиментационные процессы. В каждое данное время только небольшой участок конуса получает осадок. В других местах, на участках, лишенных осадков, протекают постседиментационные процессы, которые могут длиться сотни лет и существенно преобразовывать черты собственно осадочного происхождения [605]. Основными постседиментационными агентами являются выветривание, сток атмосферных осадков и ветер. Химически неустойчивые обломки продолжают разрушаться, и продукты этого процесса смываются либо в подстилающие отложения, либо по поверхности конуса выноса в пределы более дистальных обстановок. Часть мелкозернистого материала, по-видимому, может перемещаться путем ветровой дефляции, при этом пески ветрового надува будут аккумулироваться в форме дюн, чаще всего в нижних частях поверхности конуса выноса. Атмосферные осадки приводят к образованию промоин и оврагов, а на участках между ними формируется «пустынная мостовая» из тесно прижатых друг к другу угловатых обломков, часто покрытых пустынным загаром. Такие «мостовые» предохраняют поверхность конуса выноса от дальнейшей дефляции, и крупные обломки обычно залегают на слое алеврита. В семиаридной обстановке осадки конусов выноса часто окрашены в красный цвет, так как при выветривании ферромагнезиальные минералы и биотит распадаются с образованием гематита и глинистых минералов [2535]. Такие преобразования занимают тысячелетия и облегчаются чередованием периодов увлажнения и высыхания. Более полный анализ формирования красноцветов дается при описании межрусловых участков (разд. 3.6.2).

Распространение процессов и продуктов конусов выноса. Отложения обломочных потоков, как правило, более широко распространены в верхних частях конусов выноса, тогда как отложения плоскостных наводнений встречаются ча-

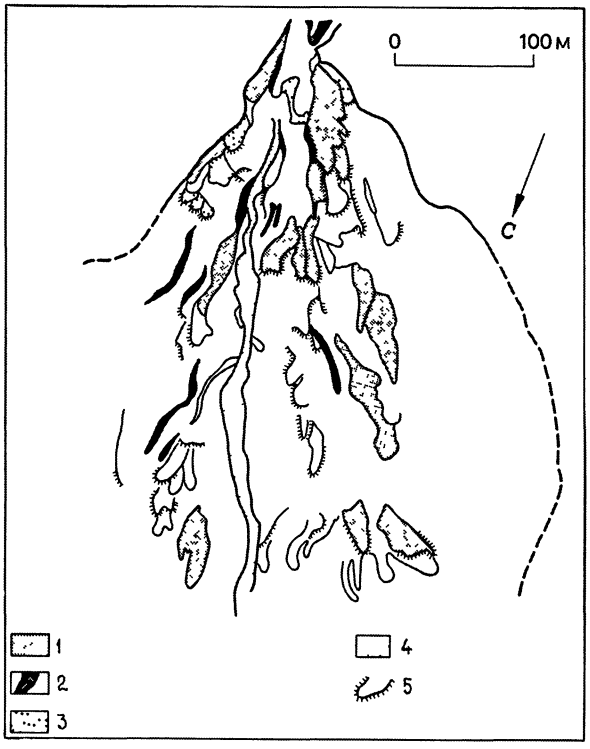


Рис. 3.18. Верхняя часть поверхности конуса выноса Троллэм в Долине Смерти, Калифорния, на которой видно расположение современных языков обломочных потоков и намывных валов. Другие языки сложены «ситовидными» отложениями или образованы в результате плоскостного смыва. Незаштрихованные участки представляют собой отложения неустановленного генезиса и остатки поверхностей более раннего конуса, первичные особенности которых замаскированы постседиментационными изменениями. Превышение в пределах указанной площади составляет около 100 м. *1* — предполагаемые языки обломочных потоков; *2* — намывные прирусловые валы обломочных потоков; *3* — предполагаемые «ситовидные» отложения; *4* — современное русло; *5* — предполагаемые языки отложений плоскостного смыва [1151].

ще в нижних частях. Ситовидные отложения концентрируются около точки пересечения. Русловые отложения могут наблюдаться почти повсеместно, либо расходясь радиально от вершины конуса выноса, либо на его поверхности ниже благодаря выходу на поверхность грунтовых вод. Размер самых крупных обломков уменьшается вниз по конусу, в особенности резко в отложениях обломочных потоков по сравнению с речными потоками [251]. Карты отложений современных конусов выноса демонстрируют большое разнообразие и непредвиденные различия даже между соседними конусами выноса (рис. 3.18) [1151]. Непредсказуемый в деталях характер процессов и смещение места осадконакопления на поверхности конуса выноса приводят к весьма беспорядочному переслаиванию отложений плоскостных наводнений, обломочных потоков, русловых и ситовидных отложений. Расчленение конусов выноса на сегменты может привести к образованию разрезов с увеличением или уменьшением размеров зерен вверх по разрезу, и если это устанавливается в древних отложениях, то может служить основой для суждения об изменениях климата и тектоники во время осадконакопления (например, [1113]).

3.4. СОВРЕМЕННЫЕ МЕАНДРИРУЮЩИЕ РЕКИ

Меандрирующие реки — это такие реки, русла которых имеют отчетливо извилистый характер. Извилистость их обычно закономерна, и ее размеры связаны с шириной русла. Меандрирование, судя по всему, является характерной особенностью областей с незначительным уклоном поверхности. Ему благоприятствует наличие большого количества мелкозернистых осадков как по берегам рек, так и в общем твердом стоке. Меандрирующие реки обнаруживают более закономерный характер русловых процессов и более четкое разделение русловой и пойменной обстановок, чем слабоизвилистые реки. Обычно они наблюдаются на аллювиальных равнинах как в пределах границ долины или террас, так и на менее ограниченной территории. Прибрежная равнина Мексиканского залива на юге США пересекается целой серией меандрирующих рек, каждая из которых имеет зону своего влияния. В любой данный момент времени сама река занимает лишь небольшую часть долины или зоны влияния. Русло находится в пределах пояса меандрирования, который представляет собой сложную зону обстановок активных и отмерших русел и расположенных рядом пойменных обстановок. За пределами пояса меандрирования находятся более удаленные участки поймы. При сильной извилистости русла положение пояса меандрирования длительное время может оставаться постоянным, так как глинистые пробки, образующиеся при закупоривании русловых протоков, предотвращают боковую миграцию русла.

В течение всей жизни конкретного пояса меандрирования осадконакопление протекает быстрее всего вблизи пояса рядом с руслом, что приводит к формированию аллювиального вала, возвышающегося над уровнем удаленных частей

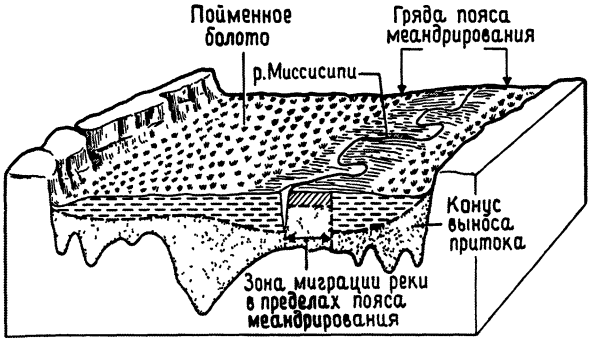


Рис. 3.19. Аллювиальная равнина реки Миссисипи. Главное русло занимает пояс меандрирования на поверхности аллювиального вала, поднятого над поймой, которая примыкает к нему с боков. Равнина имеет общую ширину около 150 км. Вертикальный масштаб преувеличен [2148].

поймы (рис. 3.19) [805]. Эта ситуация с возрастающей со временем нестабильностью периодически разрешается внезапным отчуждением, *авульсией*. Очевидно, во время паводков берег русла прорывается и устанавливается новое направление течения, следующее вдоль самой низкой трассы на поверхности поймы [2303]. Этот переброс воды обычно осуществляется не сразу, и, прежде чем вся вода пойдет по новому руслу, может пройти несколько лет. Затем начнет образовываться новый меандровый пояс, соответствующий новому циклу меандрирования. Частота авульсий зависит от скорости, с которой образуются поперечные склоны аллювиального вала в сторону поймы. Она в свою очередь контролируется сложным взаимодействием гидрологических и осадочных процессов и особенностей, присущих только данной реке.

Меандрирующие реки характеризуются широким спектром русловых отложений от гравия до глины. Они связаны постепенными переходами со слабоизвилистыми и ветвящимися реками (разд. 3.5). Для того чтобы рассмотреть весь этот ряд, следует принять за исходный тип сильноизвилистые реки с песчаным дном и затем сопоставить с ними реки других типов. Отложения удаленной поймы и прирусловые пойменные отложения, которые являются общими для разнообразных русловых типов, рассмотрены отдельно в разд. 3.6.1.

3.4.1. Пояса меандрирования. Меандрированию благоприятствуют относительно малый уклон местности, высокое отношение взвешенного твердого стока к твердому донному стоку, устойчивый материал берегов [1486, 2150]. Способствует меандрированию также относительно спокойный режим расхода воды. Однако эти обобщенные факторы не означают, что меандрирование не может проявиться и при крупнозернистом материале ложа реки, при больших уклонах и при импульсивном режиме расхода, поэтому характер русла той или иной реки зависит от едва уловимых взаимодействий разных факторов.

Соотношения между геометрией меандр и другими параметрами русла и расходом воды изучены теоретически и эмпирически. Форма меандры представляет собой способ регулирования глубины, скорости течения и величины уклона с целью свести к минимуму противоречие между касательным напряжением и сопротивлением ему трением [1450]. Длина волны (шага) меандры λ связана почти прямолинейной зависимостью с шириной русла w и с радиусом кривизны меандры r:

$$\lambda = 10{,}9w^{1{,}01},$$
$$\lambda = 4{,}7r^{0{,}98} \text{ [1487]}.$$

Определение соотношения между длиной волны и расходом воды осложнено необходимостью решения вопроса о наиболее приемлемом параметре расхода [421]. Наиболее близкие корреляции дают среднегодовой расход $\bar{Q}$ и среднемесячный расход $\bar{Q}_{mm}$:

$\lambda = 106{,}1\bar{Q}^{0{,}46}$ (стандартное отклонение = 11,8%),
$\lambda = 80{,}6\bar{Q}_{mm}^{0{,}46}$ (стандартное отклонение = 15%).

Это приводит к выводу, что ширина меандры W_m и ширина русла w связаны со среднегодовым расходом следующими уравнениями:

$$W_m = 65{,}8\bar{Q}^{0{,}47}$$

и

$$w = 7\bar{Q}^{0{,}46}.$$

Несколько моделей меандрового осадконакопления основаны на принятии расхода воды при максимальной емкости русла. Лидер [1468] показал, что, когда искривленность русла больше 1,7, глубина русла при максимальной его емкости h и ширина русла при этом же условии w относятся как

$$w = 6{,}8h^{1{,}54},$$

что дает способ расчета ширины русла по его глубине — параметру, который может быть выведен достаточно надежно по разрезам осадочных пород. Объединив различные эмпирические уравнения, Коллинсон [497] получил соотношение между глубиной и шириной пояса меандрирования

$$W_m = 64{,}6h^{1{,}54}.$$

Уравнения этого типа могут дать ключ к палеогидравлическим реконструкциям, но они являют-

ся отражением сложного взаимодействия нескольких переменных и имеют большую изменчивость. Они также требуют некоторых предварительных знаний о типе рассматриваемого русла.

3.4.2. Русловые процессы. Отложение кос (отмелей) меандрирующих рек было главной темой в дискуссиях о русловом осадконакоплении до тех пор, пока недавно не получила развитие изящная модель процесс/реакция. В настоящее время не только смещен акцент в сторону большего понимания роли слабоизвилистых рек, но также стало очевидным, что сами косы очень разнообразны и сложны. Учитывая это, здесь сначала описана классическая модель, а затем в сравнении с ней рассмотрены особенности строения реальных кос.

Классическая модель кос. Долгое время считалось, что течение в меандровых излучинах имеет спиральный характер с компонентой поверхностного течения, направленного к внешнему берегу, а придонного течения — к внутреннему берегу [803, 186, 2380]. Положение максимальной глубины, *тальвег*, грубо совпадает с зоной максимальной скорости (например, [344, 345, 917]), при этом у внешнего берега образуются омуты. В простых излучинах скорость, асимметрия и положение тальвега меняются местами, так как спиральное течение меняет от одной излучины к другой направление вращения. С более сложным взаиморасположением глубины и скорости связано усложнение формы излучины [1150]. Как следствие такой схемы течения внешний, вогнутый, берег обычно размывается, а на внутреннем, выпуклом, берегу отлагается осадочный материал, при этом русло в целом мигрирует в поперечном к течению направлении, отлагая элементарную (единичную) порцию осадка путем латеральной аккреции.

а. Размыв вогнутого берега зависит от характера материала, из которого он сложен. Пойменные алевриты и глины с большой силой сцепления препятствуют размыву, если только они не подстилаются русловыми песками. Мощные пласты вязких осадочных пород размываются на блоки, которые обрушиваются в русло при подрезании и в результате развития плоскостей сдвига, направленных субпараллельно берегу (рис. 3.20) [2380, 1375]. Такие плоскости в плане искривлены, и если они проникают глубоко, то могут способствовать тому, что в результате действия вращательного оползня материал берега может оказаться ниже уровня русла [2474, 1460]. Пески в береговом материале, особенно если они обладают высокой водопоглощающей способностью, в виде

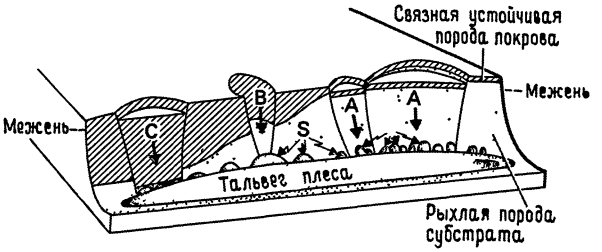


Рис. 3.20. Влияние мощности несыпучей покрышки на обрушение берега реки. Усиленные размыв в тальвеге и у подножия берегового уступа во время высокого стояния воды сопровождается подводными обвалами (в результате сдвиговых деформаций или оплывания пород) невязких подстилающих песков и гравия. В случаях маломощного (*A*) или, наоборот, очень мощного (*C*) поверхностного пласта подводные обвалы S многочисленны, но малы по объему и дают начало обрушению верхней части берега при сдвиге. Промежуточная мощность пласта (*B*) способствует образованию мелких и крупных подводных обвалов, за которыми следует глубокое чашеобразное обрушение [2474].

жидкой массы стекают в русло, что ускоряет процесс подрезания берега.

Материал подмываемого берега обычно падает или сползает в самую глубокую часть русла, где он перемывается течением с образованием остаточного конгломерата. Блоки, оказавшиеся ниже уровня тальвега в результате крупномасштабных оползней, не подвергаются этой переработке.

б. Отложение кос (отмелей). Осадочное тело, заключенное в пределах меандровой петли, называется *косой.* Она имеет в основном горизонтальную поверхность, по высоте примерно равную уровню окружающей ее поймы, и наклонена от этой поверхности к тальвегу русла. Эта *поверхность косы* является местом руслового осадконакопления, и классическая модель предсказывает характер распределения размеров зерен, расположения донных форм на этой поверхности и вертикальную последовательность фаций, образованную путем латеральной аккреции (разд. 3.9.4).

Ключом к пониманию осадконакопления на поверхности косы служит схема течения воды по излучине. Рассматриваемая модель в общих чертах впервые была сформулирована ван Бендегомом [186], независимо от него развита Алленом [30, 31] и шире применена Бриджем [342, 343]. В ней приняты расход воды на стадии максимальной емкости русла и полностью развитое спиральное течение вокруг излучины. Глубина, ско-

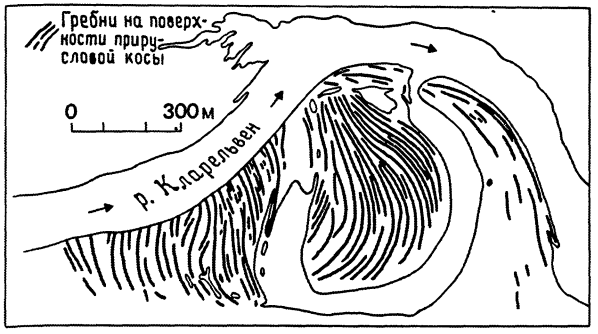


Рис. 3.21. Аккреционный рельеф прирусловых кос на поверхности меандровой отмели реки Кларельвен, Швеция [2380].

рость течения и придонное напряжение сдвига уменьшаются с удалением от тальвега, что в сочетании с направленной вверх компонентой спирального течения приводит к образованию придонного течения, действующего как отмучиватель и ведущего к уменьшению размеров зерен вверх по склону, если только совокупность зерен достаточно разнородная по размерам и подходит для переноса. Эта теоретическая схема движения воды и ответной реакции осадка подтверждается на нескольких примерах природных рек (например, [345, 917]). Дюны, как правило, являются преобладающей донной формой в нижних частях кос, а песчаная рябь и плоскопараллельная слоистость расположены выше. Песчаные волны располагаются менее закономерно [2380, 856, 1050].

Кроме поперечных донных форм, находящихся на поверхности косы, встречаются удлиненные песчаные гряды (*прирусловые косы* или отмели), простирающиеся более или менее параллельно контурам косы. Они берут начало внизу на поверхности косы и постепенно мигрируют вверх по склону, пока не достигают уровня максимальной емкости русла. Здесь они отмирают с образованием серии гряд на верхушке косы (рис. 3.21). В результате возникает система грубо концентрических впадин и гряд, по которым можно представить эрозионные траектории конкретных меандр [1117].

в. Вертикальный разрез, предусмотренный моделью осадконакопления кос, довольно хорошо установлен. Боковая миграция русла отлагает уплощенный слой песка, залегающий на почти горизонтальной поверхности размыва с остаточными конгломератами или без них. Пески выше поверхности размыва обнаруживают уменьшение размера зерен и размера косослоистых пачек вверх по разрезу. В верхней части грубая косая слоистость переходит в тонкую косую слоистость со знаками ряби и тонкую параллельную слоистость (рис. 3.22) [2380, 856, 210, 345]. Плоские пачки, которые образуются при миграции прирусловых кос, могут быть больше, чем соседние корытообразные пачки, и обнаруживают отклонение направления в сторону выпуклого берега [2380, 1237]. Мощность всего песчаного разреза сравнима с глубиной русла, а относительное количество и распространенность различных текстур контролируются размером и изогнутостью русла [30, 31].

Разновидности и усложнения. Классическая модель осадконакопления кос основывается на расходе воды при максимальной емкости русла, полностью развитом спиральном течении и однообразии условий по всей длине косы. Стало очевидным, что если одни реки ведут себя более или менее соответственно этой модели, то во многих других течение неоднородно и нестабильно и расход воды немаксимальный. Некоторые отклонения от классической модели становятся наиболее явными, если материал ложа содержит большую долю гравия или, наоборот, мелкого взвешенного осадка.

а. Двухъярусные меандровые косы. Некоторые косы имеют четко выраженный ступенчатый профиль, и ступени эти, по-видимому, связаны с повторными паводками, характеризующимися расходом воды ниже уровня максимальной русловой емкости. Несколько примеров такого строения описаны детально. На песчаной косе Бин реки Ред-Ривер корытообразная косая слоистость слагает разрез выше и ниже уровня ступени (рис. 3.23) [1050]. Алеврит, отложившийся в стадию спада уровня воды, выстилает дно неглубокого русла, врезанного в поверхность ступени, а осадки, залегающие выше, оказываются несколько крупнее, чем те, что расположены ниже.

б. Крупнозернистые меандровые косы. Гравийные реки обычно характеризуются меньшей извилистостью, чем реки с песчаным дном, и в крайнем случае они постепенно переходят в слабоизвилистые реки с прибрежными барами (см. разд. 3.2.2). Хотя несколько примеров крупнозернистых меандровых кос были описаны, их разнообразие затрудняет какие-либо обобщения, если вообще не исключает. На существенно гравийных косах преобладающими донными формами являются либо плоские «мостовые» с черепитчатым расположением обломков, либо поперечные бары с прямым или изогнутым гребнем (например, [996]). Гравийсодержащие косы все же характеризуются уменьшением размера зерен вниз по течению с большим содержанием гравия в голов-

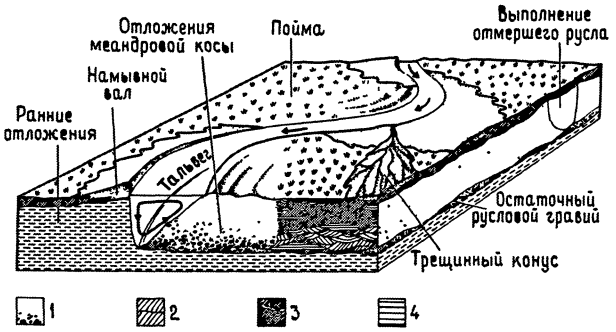


Рис. 3.22. Классическая схема косы меандрирующей реки [23, 31].

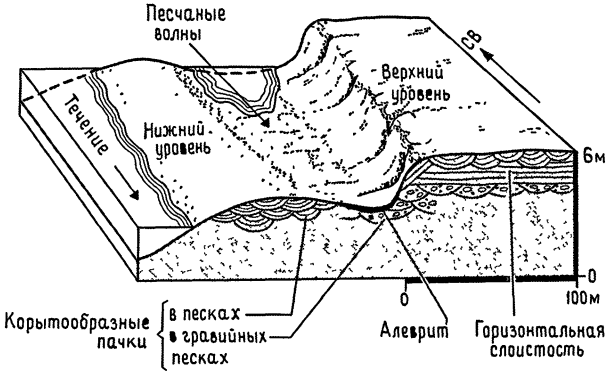


Рис. 3.23. Верхняя по течению часть меандровой косы Бин на реке Ред-Ривер, Луизиана, на которой видны ступенчатый профиль и внутреннее строение, наблюдаемое в канавах [1050].

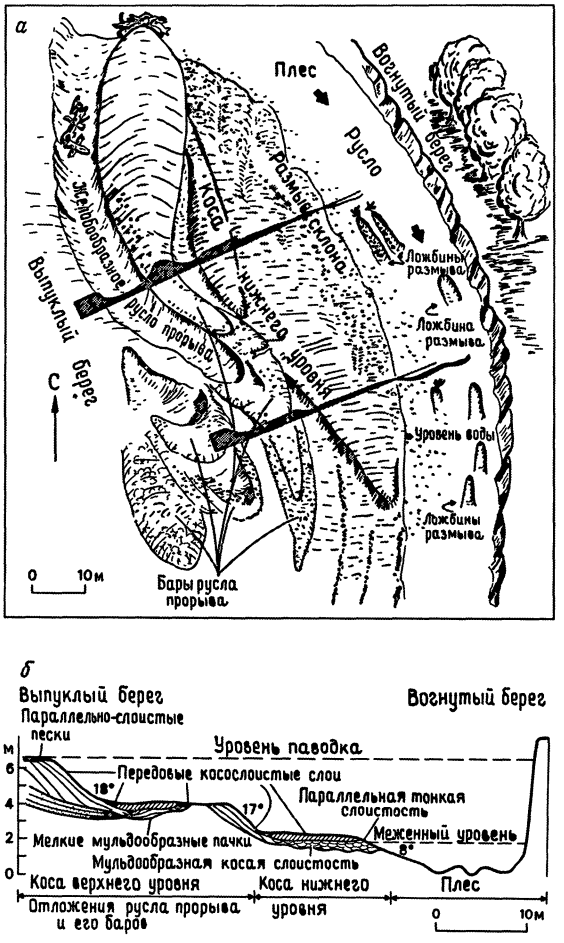


Рис. 3.24. Особенности морфологии и внутреннее строение крупнозернистой косы в плане (*а*) и разрезе (*б*), река Амит, Луизиана [1624].

ной части косы (в верхнем по течению конце) [254, 1492]. На реке Харама в центральной Испании [87] гравием сложена главная масса кос, при этом он даже участвует в формировании рельефа «желобов и гряд» на поверхности кос. Гравий оказывается или погребенным под слоем алеврита и песка, образовавшегося в стадию паводкового расхода воды, или перекрытым с размывом более мощным слоем песка. Этот песчаный пласт, по-видимому, образуется при установлении высокой отметки воды в русле, врезанном в гравийную косу с использованием ранее существовавшей системы рельефа желобов и гряд. И действительно, небольшие русла, врезанные в косы, так называемые *промоины*, распространены здесь очень широко (например, [1624, 1492]). Паводковые воды обычно текут через поверхность кос, разбиваясь на две струи: одна из которых следует по тальвегу у вогнутого берега, а другая — по поверхности косы. На реках Колорадо и Амит в штатах Техас и Луизиана промоины, непохожие на те, что связаны с двухъярусными косами, врезаны в верхние по течению концы кос, а на нижних их концах формируются отвечающие этим промоинам мелкие *прирусловые косы* (рис. 3.24) [1524]. Промоины варьируют по форме и размеру и обычно выстланы гравием. На нижних по течению концах их базис пересекает меандровую косу и поток имеет возможность разлиться с образованием прирусловых кос. Последующие паводки частично могут заполнить промоины пластами мощностью несколько сантиметров с градационной слоистостью, заканчивающейся глинистым чехлом с растительностью.

Прирусловые бары находятся на разных уровнях поверхности кос и чаще всего встречаются у их нижнего по течению конца [1624, 1492]. Обычно они ассоциируются с нижним концом промоины, но также образуются в результате схождения течений в нижних концах кос, не расчлененных промоинами (например, [996]). Их рост происходит как при продвижении хорошо развитой фронтальной поверхности скатывания, так и за счет вертикальной аккреции их верхушек. Фронтальные поверхности имеют сильную выпуклость вниз по течению и бывают высотой 2—6 м. Вследствие этого необычно мощные плоские косослоистые пачки наблюдаются в разрезах, которые в других случаях сложены менее мощными корытообразными и уплощенными пачками. Передовые слои прирусловых баров характеризуются более широким разбросом простирания по сравнению со связанной с ними косой слоистостью и прерываются внутри поверхностями регенерации [1492].

в. Глинистые косы. Согласно Багнолду [119], Лидеру и Бриджесу [1472], существуют сомнения относительно того, насколько применима схема простого спиралеобразного течения к течению по меандровой излучине. При высокой кривизне, когда $r_m/w < 2$ (r_m — радиус кривизны средней линии русла, а w — ширина русла), на поверхности нижнего по течению конца косы наблюдается сильное разделение потока. Когда кривизна развивающейся меандры растет, направление роста косы меняется от поперечного до ориентированного вниз по долине. Столь высокая извилистость особенно характерна для существенно глинистых осадков и поэтому очень широко развита в эстуариях небольших рек, испытывающих влияние приливов. Она также свойственна рекам с глинистыми берегами при очень пологих уклонах там, где система вторичных течений приводит к образованию отмелей на внешних, вогнутых, берегах излучин и к некоторому размыву внутренних, выпуклых, берегов (рис. 3.25) [2422, 2454, 1850]. Высота этих отмелей не достигает высоты главных кос, и они залегают с латерально эрозионным контактом на обычных отложениях кос. Возможность их сохранения и количественная роль в геологических разрезах, по-видимому, невелики, но такие отложения могут быть ошибочно приняты за выполнение отмерших русел.

г. Течение со сдвигом по фазе. Фактически во всех излучинах угол отклонения от горизонтали для спирального течения устанавливается не сразу, а на некотором ограниченном расстоянии. В верхней по течению части каждой излучины рисунок течения в основном наследуется от соседней, расположенной выше по течению излучины с вращением в противоположном направлении [1233, 1234]. Вследствие этого для каждой излучины можно выделить три переходящие друг в друга зоны: «переходную зону», в которой преобладает влияние выше расположенного изгиба реки, «зону полного развития», где преобладает значение местного меандра и «торжествует» классическая модель, и «среднюю зону», где одни условия переходят в другие. Размеры этих зон колеблются в зависимости от кривизны русла и отметки воды. В переходной зоне наибольшая скорость потока наблюдается у внутреннего берега, в особенности при расходе воды на стадии с максимальной емкостью русла, но выше точки смены направления вращения и распределения скоростей тальвег переходит к внешнему берегу (рис. 3.26).

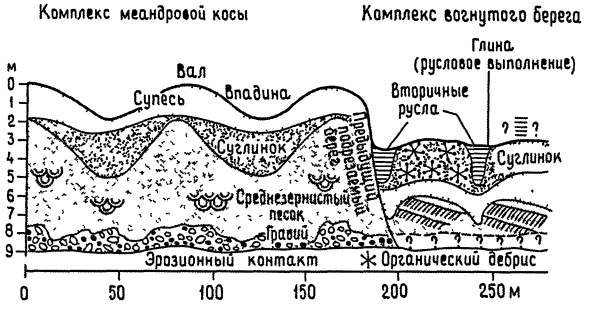


Рис. 3.25. Взаимоотношение фаций ранних отложений косы и отложений уступа подмываемого берега глинистой меандрирующей реки; река Маррамбиджи, Австралия [1753].

Эти изменения русла по течению реки находят отражение в смене характера донных форм на поверхности кос и вертикального разреза отложенного при этом осадка. К зоне полного развития классическая модель вполне применима, но в расположенной выше переходной зоне вариации зернистости осадка неясны, и размер зерен может увеличиваться вверх по разрезу. Кроме того, среди текстур осадочных пород здесь менее четко выражена соподчиненность, а в относительно глубокой части русла вместо дюн появляется песчаная рябь (рис. 3.26, *C*).

Главная закономерность, которая выявляется при изучении современных кос, состоит в том, что все разнообразие типов вертикальных разрезов может возникнуть не только в пределах нескольких разных кос, но и в отложениях одной косы.

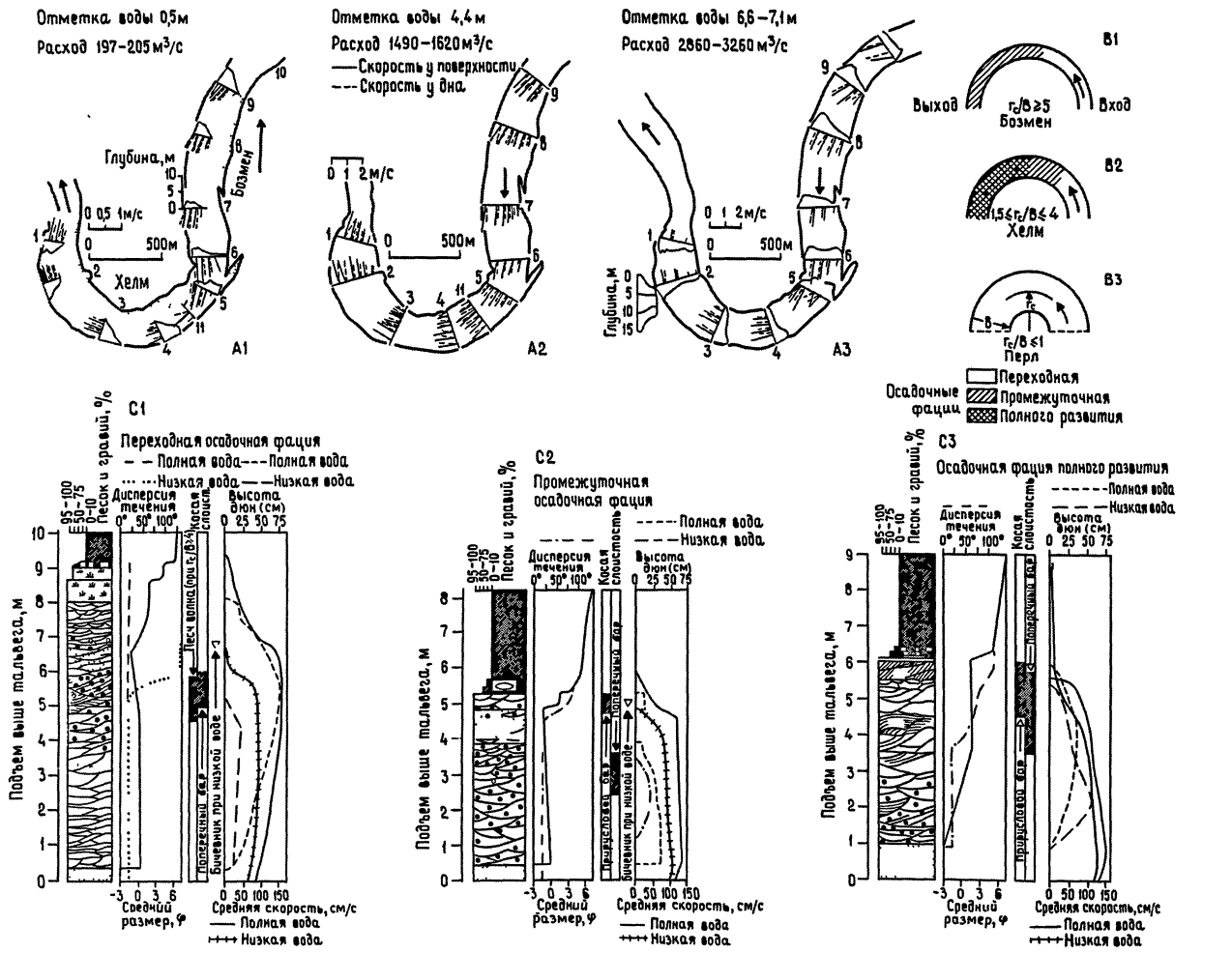


Рис. 3.26. Варианты схем течения воды и распределения фаций на косах в низовьях реки Уобаш, Иллинойс. А1—А3 — поперечные профили русла и распределение скоростей течения на косе Хелм-Бенд при возрастании величины расхода воды, отметки воды на пункте «гора Кармел»; В1—В3 — распределение осадочных фаций на косах с увеличивающейся кривизной русла; С1—С3 — стратиграфические колонки осадочных фаций сверху вниз по течению на косе при кривизне, соответствующей полному развитию фаций [1234,1235].

3.4.3. Русла прорыва. Произвольно меандрирующее русло характеризуется непостоянством вследствие периодических прорывов, обусловленных различной скоростью эрозии в соседних меандрах. Имеются два главных, переходящих друг в друга типа русел прорыва: желобообразные русла (chute cut-off) и русла прорыва шейки меандра (neck cut-off) (рис. 3.27) [803, 1494].

Желобообразные русла прорыва меандра. В ходе половодья реки стараются спрямить путь своего основного потока в пределах пояса меандрирования, прорезая промоины в косах или углубляя заболоченные впадины на их поверхности. Эти новообразованные русла составляют все большую часть общего потока, а активность главного русла постепенно сокращается. Отложение в русле сначала происходит из твердого донного стока, а затем, по мере того как концы колена новообразованной промоины закупориваются осадком, откладывается алевритовый и глинистый материал из взвеси.

Русла типа прорыва (срезания) шейки меандра. Вогнутые подрезаемые берега соседних меандр иногда могут промываться навстречу друг

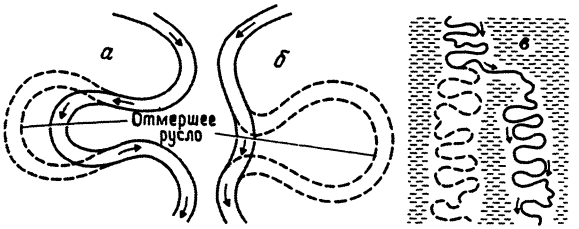


Рис. 3.27. Схема смещения русла в меандрирующей системе. *а* — желобообразное русло прорыва; *б* — промывное русло типа шейки; *в* — образование нового пояса меандрирования вслед за авульсией. Старое русло всюду показано пунктиром [26].

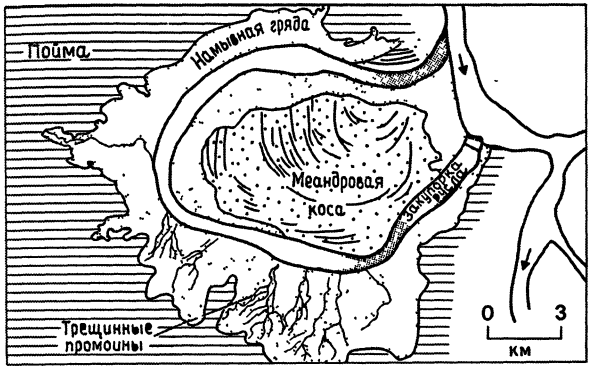


Рис. 3.28. Намывные прирусловые валы, трещины и трещинные конусы, сохранившиеся вокруг дугообразного озера, образовавшегося при формировании нового русла. Промывное русло Фолс-Ривер на реке Миссисипи [803].

другу. При этом участок меандровой косы между ними сужается. Если такая утонченная шейка прорвется, река сразу же покинет старую меандровую петлю. Отмершее колено затем быстро закупоривается с обоих концов материалом, намытым завихрениями расслоенного потока, и в результате возникает старичное озеро (рис. 3.28). Осадки в такое озеро будут поступать только в виде взвеси во время паводков, и такой водоем может просуществовать длительное время. В непосредственной близости к руслу прорыва под чехлом осадка, образовавшегося из взвеси, могут сохраняться активные донные формы меандровой косы [1623].

При обоих типах прорыва петли старых меандр покрываются густой растительностью и оказываются местами скопления богатых органикой глин и алевритов. Последние образуют небольшие дугообразные в плане тела мелкозернистых осадков, внешняя сторона которых ограничена поверхностью размыва, а внутренняя — погружающейся поверхностью отложений косы. Оба типа отличаются друг от друга по резкости перехода от отложений твердого донного стока к осадкам из взвеси.

3.5. ВЕТВЛЕНИЕ РЕЧНЫХ РУСЕЛ (АНАСТОМОЗИС)

В отличие от разветвленных рек с высокой мобильностью и менее мобильных, но все-таки мигрирующих меандрирующих рек анастомозические реки характеризуются однажды установившимся и очень постоянным положением русел [2280]. Анастомозические реки — это реки, которые делятся на серию рукавов, ветвящихся и вновь объединяющихся, и длина отрезков во много раз превосходит ширину русла. Каждый такой рукав в свою очередь может быть как сильноизвилистым, так и относительно прямым. Такие реки характерны для областей с очень малыми уклонами. Они обычно встречаются на заболоченных и маршевых участках, на поверхности дельт (например, [112]), а также там, где ложе долины приспосабливается к местному базису эрозии, например при пересечении долиной поперечного к ней орографического барьера. В семиаридной обстановке анастомозис может возникнуть как ответная реакция на режим уменьшения расхода воды после плювиального события, во время которого в разветвленной речной системе с высоким расходом установился малый уклон долины [2073, 2075]. Русла таких рек чаще всего связаны с устойчивыми берегами, обычно закрепленными

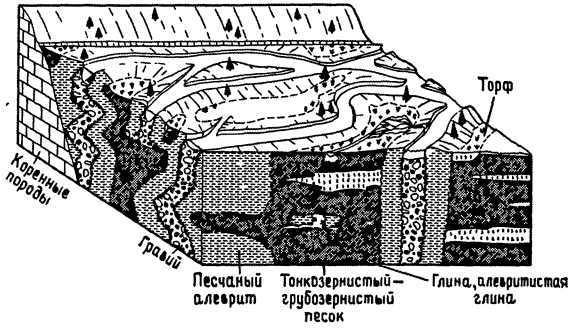


Рис. 3.29. Блок-диаграмма распределения фаций анастомозической русловой сисмемы по данным густой сети скважин на равнине рек Александра и Норт-Саскачеван, провинция Альберта, Канада [2280].

растительностью, но они также могут наблюдаться в более аридной обстановке, где растительность развита слабее (например, [2075]). Осадконакопление происходит в основном путем вертикального напластования как русловых, так и пойменных паводковых отложений. Характерной особенностью являются хорошо развитые прирусловые валы, а миграция русла, если она имеет место, осуществляется путем отчуждения [2279]. Образующиеся в результате тела русловых песков имеют характерную шнуровидную форму и по бокам граничат с отложениями прирусловых валов и поймы (рис. 3.29). Характер донных форм в пределах русел недостаточно изучен, но они обычно представлены типичными поперечными формами, наложенными на более крупные донные формы, такие, как чередующиеся бары.

3.6. МЕЖРУСЛОВЫЕ ПРОСТРАНСТВА

До сих пор уделялось основное внимание русловым процессам и продуктам и мало касались того, что происходит между руслами или вне их, хотя межрусловые пространства обычно занимают большую площадь по сравнению с самими руслами, а их отложения играют важную роль в общем разрезе аллювиальных отложений. В отличие от русловых межрусловые отложения несут на себе отпечаток климата, что делает их важными индикаторами палеоклимата. Выделяются два типа межрусловых участков: а) участки, испытывающие влияние русла, либо примыкающие к нему (прирусловые валы и трещинные конусы), либо удаленные (пойменные), и б) участки за пределами досягаемости прямого влияния реки. Эти межрусловые отложения широко распространены в бассейнах рек с различными типами русел, но все-таки более тесно связаны с сильноизвилистыми или анастомозическими реками.

3.6.1. Пойменные обстановки. *Трещинные конусы и прирусловые валы.* Прирусловые валы представляют собой гряды с уклоном от русла в сторону поймы и особенно хорошо развитые на вогнутых подрезаемых берегах меандр. Они затапливаются только при самых высоких паводках. При меньших паводках они могут оказаться единственными незалитыми водой участками суши на поверхности поймы. Когда паводковые воды выходят из берегов, наступают спад степени турбулентности и выпадение взвешенного осадка. При этом более крупные пески и алевриты отлагаются рядом с руслом, а более мелкий материал дальше на пойме [1199]. Прирусловые валы возникают не только в результате выпадения крупнозернистых компонентов взвешенного твердого стока, но могут быть также следствием нарастания трещинных конусов. Последние представляют собой относительно небольшие языки осадка, отложившегося на дистальной стороне прируслового вала в точках прорыва его гребня локальными трещинами. В некоторых случаях боковое слияние конусов может играть важную роль в формировании прируслового вала (рис. 3.30) (например, [482]). Иногда более крупные из конусов продолжаются за пределы четких внешних границ прируслового вала, перекрывая и переслаиваясь с пойменными отложениями (разд. 6.5.1). Примеры таких слоев плохо изучены, но, скорее всего, они представляют собой песчаные покровы с резкой подошвой и внутренними признаками отступающего потока в виде градационной слоистости и внутренних текстур цикла Боума [308]. Быстрое отложение фиксируется и в отложениях прирусловых валов и в трещинных конусах наличием тонкой косой слоистости со следами мигрирующей ряби (например [2258, 1376]). На них развивается растительность, и первичные осадочные текстуры поэтому нарушены или полностью разрушены корневой системой. Ориентированные текстуры, по-видимому, несколько отклоняются от ориентировки текстур ассоциирующих с ними русловых отложений. Относительно удаленные существенно песчаные отложения прирусловых валов характеризуются низкой степенью сохран-

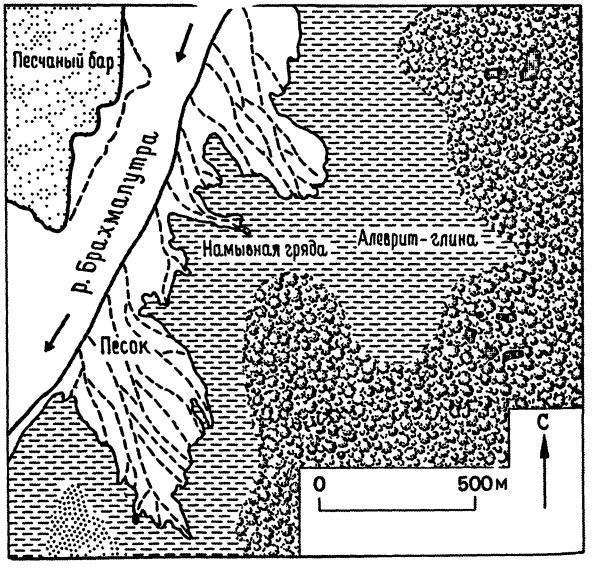


Рис. 3.30. Трещинные конусы на берегу реки Брахмапутры сформировали прирусловой вал [482].

ности, так как они подвержены размыву при миграции русла.

Скорость возведения прирусловых валов над уровнем поймы является одним из главных факторов, обусловливающих частоту отчуждения русла.

Поймы. Осадконакопление и постседиментационные изменения, происходящие на пойме, зависят от климата и от расстояния до активного русла. Пойма редко подвергается затоплению, чаще всего такие паводки повторяются через один-два года [2647]. Скорости пойменного осадконакопления довольно низки из-за относительно высоких скоростей течения пойменных вод и низкой концентрации взвешенного осадка во время пика паводка. В основном осадконакопление происходит из взвеси, и в отложениях отмечается тенденция к уменьшению зернистости с удалением от русла. Только крупные паводки способны откладывать осадков более нескольких сантиметров, да и то в виде отдельных пятен. Растительность помогает определять местоположение как седиментации, так и эрозии на поверхности поймы. В промежутках между паводками пойменные отложения высыхают, при этом образуются трещины усыхания и другие признаки выхода на дневную поверхность.

В некоторых гумидных обстановках или в обстановках с очень малым уклоном, когда река близка к своему базису эрозии, поймы могут вообще никогда не пересыхать. В таких случаях важными элементами пойменного ландшафта могут служить пойменные болота и озера, как это имеет место в плавнях («Sud») в Судане [2084] и эстуарии реки Атчафалайа на юге США [481, 826]. При обилии растительности, как, например, в суданских плавнях, могут накапливаться торфяники, зачастую имеющие большую мощность. Растительность препятствует течению пойменных вод и способствует отложению осадка по окраинам болот. Там, где растительность развита менее пышно или где преобладают осадки, мощные скопления торфа играют меньшую роль и возникает комплекс озер и болот. Озера образуются при уплотнении и прогибании более ранних обогащенных органикой мелкозернистых осадков и аккумулируют четко тонкослоистые глины, часто содержащие фауну континентальных двустворок. Перемещение осадконакопления на другое место ведет к тому, что озера заполняются небольшими дельтами, дающими мелкомасштабные слои с увеличением размера зерен вверх по разрезу (см. гл. 6) и способствующими установлению вновь режима болота. В зависимости от удаления от русла болота бывают плохо или хорошо дренируемые. Хорошо промываемые болота характеризуются окислительными условиями у поверхности и худшей сохранностью органического материала, тогда как плохо дренируемые болота отличаются восстановительными условиями [481]. Эти различия, по-видимому, отражаются на формирующихся почвенных профилях.

В семиаридной обстановке, где растительность развита в меньшей степени, в осадок вовлекается меньшее количество органики, да и то, по-видимому, окисленной. Нарушение осадка корнями проявлено меньше, а поверхность его больше подвержена эоловой дефляции и переотложению. Почвообразование и процессы формирования красноцветов происходят активно, хотя они более интенсивны на участках, не испытывающих непосредственного влияния реки [970]. Пока климат служит важным фактором контроля развития поймы, крупные речные системы обнаруживают определенное противоречие между пойменными условиями и гидрологическим режимом реки. Последний может контролироваться климатом только на очень удаленных участках водосборного бассейна, что может заметно отличаться от местных условий, которые контролируют пойменные процессы.

На некоторых поймах важную роль играет ветровая деятельность. При этом широкое развитие получают дюны, а более мелкий материал переевается и переотлагается [1119]. На поймах могут аккумулироваться эоловые алевриты большой мощности, которые в таких случаях составляют главную массу местных отложений [1438]. На путях пересыхающих рек эоловые дюны могут загораживать или отводить русла, а перенесенные и отсортированные ветром пески могут быть переотложены затем при восстановлении речной деятельности.

3.6.2. Пространства за пределами влияния реки. Эти участки охватывают целый ряд обстановок, как эрозионных, так и аккумулятивных. В этом разделе мы касаемся только тех участков, где аллювиальные осадки уже отложились и где они могут вновь аккумулироваться в дальнейшем.

Террасы. Важнейшим элементом ландшафта во многих современных аллювиальных обстановках являются террасы. Их образование может быть вызвано понижением местного или главного базиса эрозии, прекращением осадконакопления или сложной ответной реакцией на изменения климата и тектоники [2149]. Изменения базиса эрозии могут иметь эвстатическую, изостатическую или тектоническую причину. Быстрые изменения климата и растительности, происходящие в местном масштабе, послужили причиной врезания небольших рек в аллювиальные равнины юго-

запада США в виде так называемых «арройо» (arroyos) [1079, 510]. Важными процессами, преобразующими осадки на поверхности террас, являются переотложение ветром и почвообразование in situ и оба они сильно зависят от климата.

Ветровая деятельность. Ветровая эрозия и ветровое переотложение могут иметь важное значение только при незначительном растительном покрове. Поэтому они шире распространены в аридных, семиаридных обстановках или в высокогорных областях. При эрозии из осадка удаляются относительно мелкие частицы, что приводит к дефляции поверхностей террас. Крупные обломки на дефляционной мостовой могут быть обточены и отполированы (вентифакты) и могут быть покрыты пустынным загаром [948]. Материал, выдуваемый ветром, может аккумулироваться здесь же в виде песчаных дюн или переноситься на большие расстояния и отлагаться в виде лёсса [1438, 1119, 2671] (см. разд. 5.2.8). Ветром отлагается не только мелкозернистый кластический материал, но также может привноситься карбонатный материал, играющий важную роль в почвообразовании.

Почвы. Вторым важнейшим фактором воздействия на междуречья, также зависящим прежде всего от климата, является почвообразование. Несмотря на большую важность почв, особенно при изучении проблем четвертичной геологии, их подробное рассмотрение выходит за рамки данной книги. Правильнее исследовать вопросы почвообразования вполне самостоятельно, чему и посвящен целый ряд работ [379, 347, 1203, 970, 232, 674]. Здесь мы затронем лишь некоторые стороны, имеющие общегеологическое значение.

Почвы образуются как на недавно отложившихся осадках, так и на слабо литифицированных или выветрелых коренных породах. Почвы второй группы иногда бывают важны для того, чтобы разобраться в крупных несогласиях в стратиграфических разрезах, но мы здесь рассмотрим в основном почвы первой группы. Существует множество классификаций почв, в которых тип почвы обычно увязывается с климатом. Хотя не подлежит сомнению, что климат в целом является превалирующим фактором контроля почвообразования, важно отметить, что, поскольку этот процесс протекает очень медленно, почвенные профили, наблюдаемые в настоящее время, могут отражать наложение друг на друга нескольких климатических режимов.

Большинство современных почв имеет вертикальный профиль, включающий несколько горизонтов, тонкие особенности строения которых и само их положение в профиле обусловлено как климатом, так и характером исходного материала. В большинстве современных почв имеется богатый органикой верхний слой, который переходит вниз в слои с преобладанием минеральных компонентов. Размер и значимость богатого органикой слоя зависят от скорости продуцирования и разложения органического вещества, что в свою очередь определяется особенностями климата и положением зеркала грунтовых вод. Сохранность органогенного слоя, за исключением болот и торфяников, невелика, но он оказывает большое влияние на все остальные слои почвенного профиля.

Вода атмосферных осадков, проходя через органогенный слой, обогащается CO_2 и различными органическими кислотами, что приводит в результате к снижению pH. Кроме того, корни растений, растущих на поверхности, могут проникать в нижерасположенные слои, физически разрушая и переводя их минеральные вещества в раствор. В подстилающих минеральных слоях поверхностные воды перемещаются главным образом вниз. Так как они обычно имеют кислую реакцию, ионы щелочей и щелочных земель переводятся в раствор, что способствует разрушению различных силикатных минералов с превращением их в глинистые минералы. Как глинистые минералы, так и растворенные ионы переносятся в еще более низкие слои профиля, где могут отлагаться. В гумидной обстановке, однако, более растворимые ионы могут выноситься в растворе из почвенной системы в грунтовые воды. Глинистые минералы и железо, нерастворимое в обычных условиях, но становящееся подвижным в виде органических комплексов, отлагаются на нижних горизонтах профиля. В резко гумидных тропических условиях из почвы может выщелачиваться кремнезем, что приводит к остаточной концентрации оксидов железа и алюминия в форме латеритов и бокситов. Такие интенсивно выщелоченные почвы часто имеют кавернозные и пизолитовые структуры. В обстановке холодного гумидного климата верхний слой почвенного профиля может цементироваться лимонитом с образованием твердой корки (хардпэна), а выделению его способствует деятельность микроорганизмов.

В семиаридных и аридных областях атмосферные осадки слишком незначительны, чтобы дать возможность развиться органогенному слою, и pH почвенных вод остается соответственно высоким. Это обстоятельство вместе с малыми объемами просачивающейся воды должно означать, что скорости растворения будут отно-

сительно низкими и что вода будет задерживаться в почвенном профиле, а не утекать в систему грунтовых вод и в конце концов будет теряться на испарение и на поглощение растениями. Это приведет к выпадению материала из раствора в пределах профиля в щелочных условиях. Глубина отложения материала связана с количеством атмосферных осадков и проницаемостью вмещающих пород. Минералом, который обычно выпадает таким путем является кальцит, хотя иногда также встречается кремнезем. Профили, которые содержат карбонатные слои или включения карбонатов, называются калькретами, или каличе, а те, которые содержат вторичные минералы кремнезема, — силькретами, или дурикрастами (кремнистыми твердыми корками). Гауди [970] сделал широкий обзор процессов формирования калькретов и показал, что пока главным из них является движение вниз растворенного вещества и вряд ли существует привнос карбоната кальция на поверхность осадка. Вероятными источниками карбоната являются обогащенные им лёссы [1987, 2671], а также листопад и капёль с растений. На участках, расположенных ниже по ветру от мест выделения гипса, наблюдаются более высокие скорости образования кальцита преимущественно благодаря поступлению сульфата кальция с ветром и выпадению кальцита вследствие эффекта общего иона [1458]. Скорости формирования калькретов различны, но развитие зрелого профиля каличе, по-видимому, занимает интервал времени порядка 10^3—10^5 лет [910].

Силькреты, по-видимому, представляют собой продукты теплой гумидной обстановки и наблюдаются в районах очень зрелых почв [2479]. Они часто ассоциируются с сильно выветрелыми средними и основными изверженными породами или с песчаным субстратом, но образуются быстро и там, где широко развиты пирокластические породы [811]. Кремнезем при этом переходит в раствор и переотлагается здесь же, хотя некоторое его количество может быть привнесено издалека. Выпадение кремнезема из раствора иногда происходит при встрече восходящих обогащенных кремнеземом растворов с просачивающимися вниз водами, обогащенными растворенными соединениями [2268], в особенности солями натрия (например, [852]), чаще всего это может быть встречено в ассоциации с озерными отложениями.

Красноцветы. Происхождение красноцветных отложений служило предметом жарких дискуссий, основным вопросом в которых был генезис (детритовый или диагенетический?) красного пигмента (см. [948], краткий обзор дискуссии). Наблюдения отложений аллювиальных конусов выноса и литоральных отмелей от плиоценового до современного возраста в Калифорнии ясно показывают, что свою красную окраску они приобрели в основном в процессе диагенеза [2533, 2535]. Процесс, по-видимому, протекает очень медленно. Это видно из того, что современные осадки, только что образовавшиеся из гранитов, имеют серую окраску, плейстоценовые осадки окрашены в желтый цвет и только осадки плиоценового возраста приобретают настоящую красную окраску. Должно произойти разложение биотита и роговой обманки с образованием глинистых минералов и оксидов и гидроксидов закисного железа, которые вымываются на нижние уровни профиля выветривания и обволакивают там зерна минералов. Со временем оксиды в своем полном развитии превращаются в гематит. Этим изменениям способствует рост температуры, но главным и необходимым условием является наличие воды, поступающей как при выпадении редких дождей, так и из поверхностного стока. Скорость сгущения красной окраски колеблется в зависимости от состава пород, при этом богатые глинистым материалом осадки изменяются медленнее из-за их меньшей проницаемости.

Наблюдения древних толщ ясно показывают, что некоторые красноцветы отлагались в гумидных условиях, однако в аналогичных современных обстановках красноцветы не известны. Вместо них из современных гумидных источников сноса с теплым климатом поступает обломочный материал, имеющий серую или коричневую окраску, а железо содержится в форме гидрооксидов [2497, 2475]. Если эти осадки отложатся в обстановке, которая затем попадет в окислительный режим, возможно обусловленный понижением зеркала грунтовых вод, то в дальнейшем аморфные гидроксиды и оксиды смогут созреть in situ, чтобы в результате образовать красноцветные отложения (например, [1851]).

3.7. ДРЕВНИЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Принадлежность отложений к аллювию обычно устанавливается по отсутствию морской фауны, по наличию красноцветов и русловых форм, по однонаправленности палеотечений, особенно в относительно крупнозернистых пластах песчаников и конгломератов, и по признакам выхода на дневную поверхность, таким, как полеопочвы и трещины усыхания, в особенности в мелкозернистых отложениях. Однако ни одна из этих осо-

бенностей сама по себе не служит диагностическим признаком, так как все они могут встречаться в других обстановках. В докембрийских породах, где фауна отсутствует, а почвы встречаются очень редко, часто бывает трудно провести различие между аллювиальными и мелководными морскими отложениями в мощных формациях песчаников. Даже в фанерозое, где, например, мощные пласты конгломератов связаны с активной тектоникой, различия между речными и бассейновыми конгломератами бывают нечеткими [1053, 2351].

Если все-таки принадлежность пород к аллювиальным отложениям в широком смысле слова установлена, разрез можно проанализировать с точки зрения более конкретной аллювиальной обстановки и попытаться отнести его к одному из типов рек, выделяемых для настоящего времени. Однако прямые сопоставления с современностью редко бывают возможными, так как наземные растения сами и их роль в формировании растительного покрова на поверхности со временем претерпевают изменения. Например, додевонские толщи содержат значительно меньше отложений меандрирующих рек по сравнению с более молодыми отложениями из-за того, что тогда не было наземных растений, которые стабилизировали бы пойменные осадки [523].

Для упрощения решения данного вопроса будет правильно выделить два не очень четко определяемых типа аллювиальных толщ: один из которых характеризуется преобладанием песчаников и конгломератов с небольшим количеством мелкозернистых осадков, а другой — преобладанием песчаников и более мелкозернистых осадков с относительно малым количеством конгломератов. Первая группа отложений может быть сопоставлена с отложениями современных рек с твердым донным стоком, как песчаных, так и галечных, и обычно наблюдаемых в более широкой обстановке аллювиальных конусов выноса. Современным аналогом второй группы можно считать отложения рек со взвешенным твердым стоком, обычно меандрирующих, а также анастомозических рек, и дистальных частей некоторых конечных конусов выноса. Обе эти обширные фациальные ассоциации, как и их современные аналоги, обнаруживают взаимные переходы друг в друга.

3.8. ДРЕВНИЙ ГАЛЕЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ

Мощные толщи галечных аллювиальных отложений образуются и сохраняются там, где имеется расчлененный рельеф, что, как правило, подразумевает высокую тектоническую активность во время осадконакопления или непосредственно перед ним.

Многие аллювиальные конусы выноса, как существенно речного типа, так и семиаридные, ассоциируются со сбросами и связаны с развивающимися грабенами, полуграбенами и впадинами растяжения (разд. 14.4.2, 14.8, а также, например, [496, 2316, 2317]). Другие комплексы непосредственно не связаны с линиями сбросов, но они представляют собой выполнение впадин, граничащих с недавно приподнятыми областями сноса, иногда вследствие континентальной коллизии и являются типичными молассовыми отложениями впадин форланда многих орогенных поясов (разд. 14.9.2). Там, где конусы выноса образовались в ответ на интенсивное сбрасообразование при соответствующих климате и исходных породах, широкое развитие приобретали отложения гравитационных потоков. Перепады рельефа там сохранялись, и апикальные части конусов выноса либо оставались на прежних местах, способствуя аккумуляции осадков в виде мощных клиньев в опущенном крыле сброса и предохранению их от размыва (рис. 3.31, *а*) (например, [496]), либо отступали назад по серии последовательно активизировавшихся сбросов с ковшеобразными поверхностями сместителя (рис. 3.31, *б*) (например, [2322]). Во впадинах, образованных сдвигами, положение активного разлома может мигрировать во времени либо вбок, вдоль краевого сдвига, либо назад, по направлению к концу впадины. В последнем случае по длине впадины нагромождается целая серия черепитчато надвинутых друг на друга проксимально-дистальных клиньев огромной суммарной мощности (разд. 14.8.2) [2319].

В молассовых впадинах форланда отложения обычно рассредоточены по площади и сложены преимущественно речными осадками, что является следствием большой площади области сноса и меньшего уклона. Осадки могли отлагаться в процессе активной тектонической деятельности и вскоре после отложения перекрываться надвигами и деформироваться по мере того, как пояс надвигов форланда опрокидывался на впадину (разд. 14.9.2).

3.8.1. Фации. Хотя большая часть древних крупнозернистых аллювиальных толщ сложена конгломератами, не бывает так, чтобы песчаники и алевролиты в них полностью отсутствовали, в большинстве разрезов наблюдается целый ряд фаций. Конгломераты подразделяются на фации на основании структур и характера напластования. В простейшем случае выделяются нестратифицированные параконгломераты с базальным цементом и обычно стратифицированные орто-

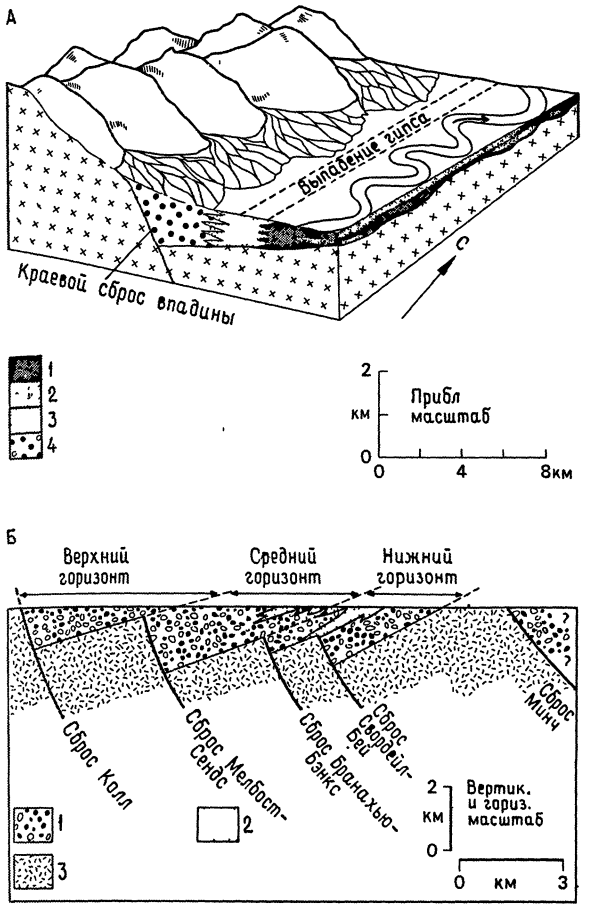


Рис. 3.31. *А* — обстановка осадконакопления, необходимая для образования конгломератов Рёде-Ё и связанных с ними осадочных пород, контролируемая одним активным сбросом, восточная Гренландия [496]. *1* — алевролиты; *2* — косослоистые песчаники; *3* — алевролиты и песчаники; *4* — конгломераты. *Б* — схема расположения клиньев конгломератов, связанных с серией ступенчатых сбросов; пермо-триасовые отложения, Внешние Гебридские острова [2322]. *1* — отложения аллювиального конуса выноса; *2* — пойменные отложения; *3* — льюисские гнейсы.

конгломераты, в которых каркас из относительно крупных обломков заполнен мелкозернистым матриксом. Стратифицированные конгломераты переходят через стратифицированные галечные песчаники в песчаники с разнообразной слоистостью (рис. 3.32). Рядом авторов (например, [253, 1625, 2316, 2321]) были предложены для конкретных разрезов различные более детальные схемы подразделения фаций. Схемой, которая имеет широкое применение и используется все больше как удобное средство быстрой записи данных,

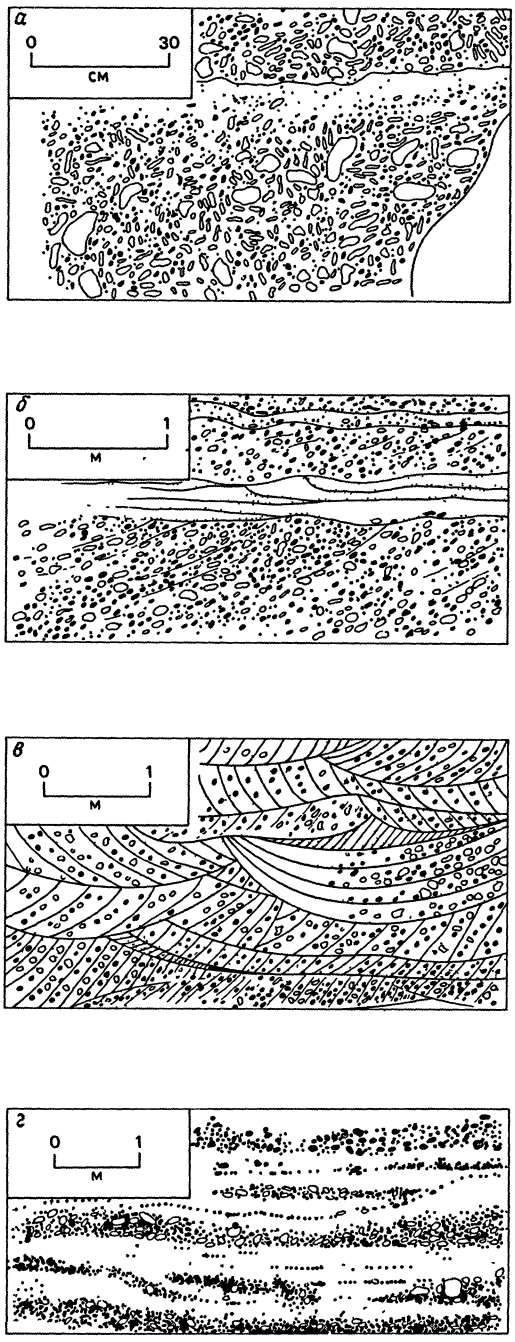


Рис. 3.32. Четыре конгломератовые фации, выделяемые в древнем красном песчанике аллювиальных конусов выноса, Ферт-оф-Клайд, Шотландия. *А* — параконгломераты с базальным цементом, интерпретируемые как отложения грязевых потоков; *Б—Г* — ортоконгломераты: *Б* — с прослоями мелкозернистых отложений и интерпретируемые как осадки плоскостного смыва, *В* и *Г* — отдельные примеры русловых речных отложений [253].

является схема, предложенная Майаллом [1656] и предусматривающая выделение трех классов зерен по размеру: гравий, песок и тонкая фракция (G, S, F) и нескольких типов слоистости (например, m — массивная, t — корытообразная (троговая) косая слоистость, p — плоскопараллельная (табулярная) косая слоистость, r — знаки ряби, h — горизонтальная тонкая слоистость и т.п.), которые могут различным образом комбинироваться (например, St — песчаники с корытообразной косой слоистостью). Такая классификация удобна, если предполагается произвести количественный анализ данных (например, марковский анализ циклов), но она может привести к некритическому подходу к первичным наблюдениям. Эта схема может служить отправной точкой для анализа, но лишь в том случае, если она подходит для конкретного разреза [1582]. Другими исследователями в схемы классификации фаций включены такие факторы, как форма пласта и ее колебания по латерали (например, [1970]). Рамос и Сопенья [1970] от пластообразных тел отличают тела руслового выполнения. В пределах толщ конгломератов ими также выделяются слабонаклонные поверхности латеральной аккреции.

Различные схемы классификации фаций позволяют интерпретировать породы с точки зрения процессов. Конгломераты с цементом базального типа (параконгломераты), которые, как правило, лишены какой-либо внутренней текстуры или обнаруживают черепитчатое расположение обломков, обычно приписываются процессам, связанным с гравитационными потоками высокой вязкости. Считается, что корреляция мощности пласта с максимальным размером обломков отражает прямую зависимость между несущей способностью потока и его размерами [253, 1456]. Некоторые пласты такого типа перекрываются маломощными пластами песчаника, что придает разрезу параллельную или слабонаклонную слоистость и интерпретируется как продукт стадий ослабевания потока [2316].

Конгломераты с цементом соприкосновения и галечные песчаники с ясно выраженной слоистостью являются результатом отложения твердого донного стока. Горизонтально-слоистые или массивные конгломераты с черепитчатым строением отвечают отложениям, образовавшимся на ровном дне с энергичной транспортировкой зерен, которая могла иметь место на поверхности продольных баров или на дне русла, причем изменения структурных особенностей пород, по-видимому, связано с колебаниями уровня воды (рис. 3.33) [2331]. Ламинг [1439] в своих исследованиях пермских конгломератов юго-западной Англии выделяет два их типа: черепитчатые и параллельно-слоистые конгломераты. Один характеризуется «черепитчатым наложением обломков», когда отношение обломков к цементу высокое и обломки плотно упакованы с образованием каркаса, а второй — «изолированной черепитчатостью», когда аналогичным образом наклоненные обломки погружены в больший объем цемента. Когда такие конгломераты имеют пластовую форму и переслаиваются с более мелкозернистыми осадками (песками или алевритами), они, по-видимому, образовались при плоскостном смыве. Эта интерпретация подкрепляется корреляцией между мощностью пласта и размером зерен (например, [253]).

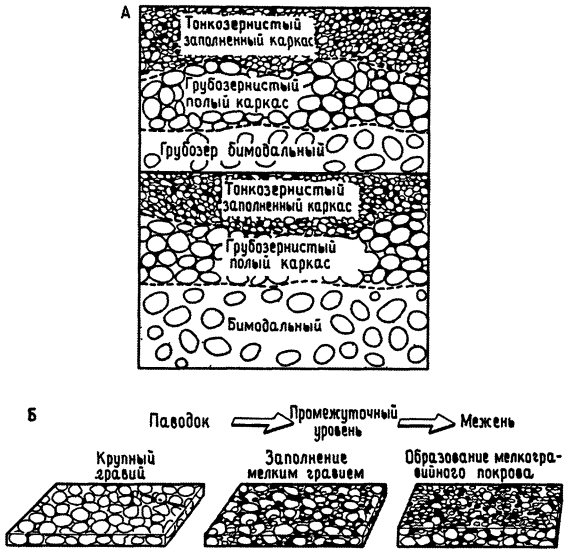


Рис. 3.33. *А* — вариации структур слоистых триасовых конгломератов, Чешир, Англия; *Б* — показана связь изменения переносимых популяций со сменой стаций спада воды [2321].

Другие тела конгломератов обнаруживают скорее линзовидную или шнуровидную форму и характеризуются косой слоистостью руслового типа, наличием плотных конгломератов типа остаточного гравия на дне выемок и мелкозернистых чехлов как в кровле, так и в подошве линз. На разрезах, параллельных палеотечению, видны отдельные косослоистые пачки, размер зерен в которых меняется по латерали от гравия с цементом соприкосновения до галечных песчаников и обратно, что предположительно отражает колебание расхода воды в потоке над фронтальной поверхностью скатывания донной формы (бара). Разрезы с линзовидной слоистостью и формами руслового выполнения не обнаруживают никакой корреляции между размером зерен и мощностью

пласта и являются продуктами более выдержанных, хотя и меняющихся по силе потоков, которые могли иметь место в реках, а не в серии кратковременных плоскостных наводнений.

В гравелитах или конгломератах, для которых форма выполнения русла хотя и предполагается, но вполне очевидна, возможно ее установление путем детального изучения черепитчатого строения обломков. В каменноугольных отложениях межгорной впадины в Судетах Тейссер [2430] установил, что галька в конгломератах закономерно изменяется по поперечному разрезу через русло. В осевой части русла обломки наклонены прямо против течения, а у краев они падают с компонентом, направленным к центральной линии. Такие исследования могут иметь большое значение при эксплуатации аллювиальных месторождений тяжелых минералов, в частности золота, которое встречается в виде мелких межзерновых частиц в крупнообломочных ортоконгломератах. Последние чаще наблюдаются в руслах и в местах активного переотложения в проксимальных частях конусов выноса (например, [2197]).

3.8.2. Распределение фаций по латерали. В пределах клиньев аллювиальных конгломератов отмечаются изменения фаций и мощностей по латерали. В отдельных конусах выноса эти изменения прослеживаются по радиусам от апикальной части конуса, тогда как в расширенных клиньях рядом с разломами они направлены в сторону от линии разлома. Быстрота изменений зависит от масштаба аллювиальной системы и от характера преобладающих в ней процессов. Одновременно с общим проксимально-дистальным выклиниванием конуса видно уменьшение мощности отдельных слоев и максимального размера зерен [253, 1793, 1654], как это наблюдается в современных конусах выноса и в районах зандровых отложений [251, 281]. В отложениях ряда мелких триасовых конусов выноса в Южном Уэльсе максимальный размер зерен падает по экспоненте с увеличением расстояния [251]. В семиаридных конусах выноса имеют место дистальное уменьшение отложений грязевых потоков и пропорциональное увеличение пойменных и русловых отложений [253, 1793, 2316, 2320]. Однако отложения грязевых потоков могут переслаиваться с дистальными плайевыми осадками, отложенными процессами вне обычных процессов конусов выноса (см. рис. 3.35) [253]. Большие расстояния, преодолеваемые современными грязевыми потоками, показывают, что это вполне возможно (например, [2210]). Конгломераты грязевых потоков могут переслаиваться на дистальных участках с тонкозернистыми осадками высоких паводков. Из-за просачивания под нагрузкой последние тесно перемешиваются, что приводит к структурной инверсии и ухудшению сортировки [1456]. Может также происходить переотложение их в виде гранулированных песчаников, пласты которых имеют нормальную или обратную градационную слоистость.

В районах с очень хорошей обнаженностью можно наблюдать латеральные изменения в пределах гораздо больших по размеру аллювиальных конусов выноса, в образовании которых обычно доминируют речные процессы (т.е. «гумидных» конусов). Так интерпретируются песчаники Ван-Хорн в Техасе, которые прослеживаются на десятки километров [1625] (рис. 3.34). Проксимальная фация характеризуется здесь мощными конгломератами с цементом соприкосновения, пласты которых имеют плоскую подошву и выпуклую кровлю в разрезах, поперечных к палеотечению. Тела вытянуты параллельно течению и граничат с косослоистыми галечными песчаниками аналогично тому, что наблюдается в плейстоценовых зандровых гравийниках [763]. Эта проксимальная фация фиксирует преобладание продольных гравийных баров. Межбаровые русла при низкой воде или по мере отмирания заполняются более мелкозернистыми осадками. В средней части конуса гравия меньше, больше пластов с размывами в подошве, хотя некоторые продольные тела с выпуклыми кровлями продолжают оставаться. Параллельно-слоистые гравелиты интерпретируются как продольные бары, которые росли главным образом путем вертикального нарастания на поверхности, тогда как песчаники, граничащие с ними и обнаруживающие косую слоистость, интерпретируются как поперечные бары, которые мигрировали вниз по межбаровым руслам (сравните [2287]). На дистальных участках развитие гравелитов ограничено маломощными пластами и линзами, рассредоточенными среди песчаников с корытообразной и плоской косой слоистостью, как это наблюдается в современных зандровых конусах выноса (см. рис. 3.16) (сравните [281]).

Латеральные изменения в других системах отмечаются в направлении, перпендикулярном к главным палеотечениям. В мессинской молассе на севере Италии в разрезе при сравнительно малочисленных мелкозернистых осадках преобладают конгломераты со столбчатой отдельностью мощностью до 15 м, представляющие собой латеральный эквивалент конгломератовых пластов с плоской косой слоистостью мощностью до 10 м, разделенных мощными телами мелкозернистых осадков [1582]. Изменения наблюдаются по простиранию осадочных пород и позволяют предполагать, что в пределах конуса выноса преобладающую площадь занимали разветвленные русла,

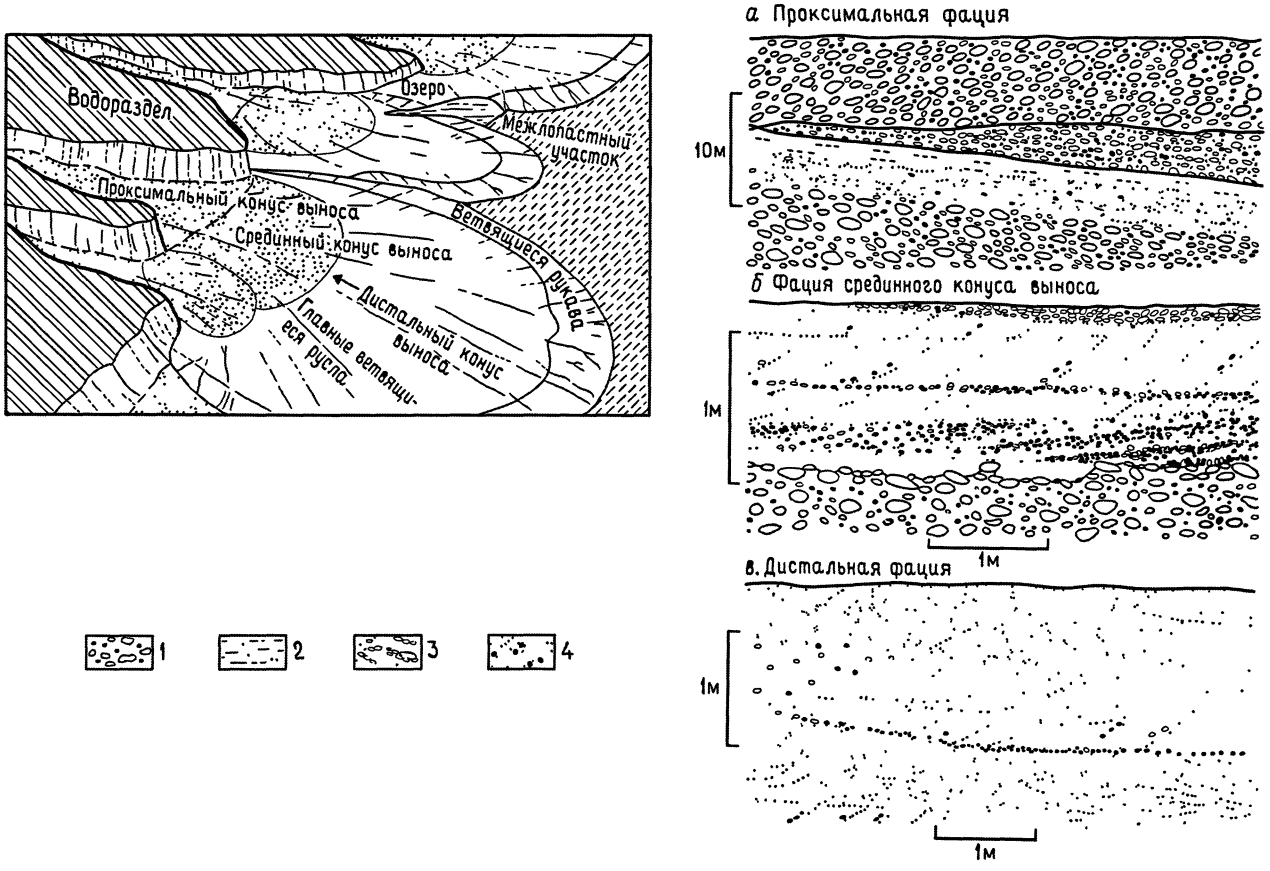


Рис. 3.34. Распределение фаций и обстановок накопления отложений существенно речного конуса выноса в предположительно докембрийских песчаниках Ван-Хорн, шт. Техас. В проксимальной зоне конуса выноса (*а*) конгломераты содержат валуны размером до 1 м. В срединной зоне (*б*) конгломераты переслаиваются с галечными песчаниками, а в дистальной зоне (*в*) преобладают песчаники с пластинчатой и мульдообразной косой слоистостью. Постепенные изменения от проксимальной к дистальной зоне происходят на расстоянии 30—40 км [1625]. *1* — массивные гравийники с валунами; *2* — чередование галечных и валунных гравийников и маломощных слоев песка; *3* — массивные песчаные аргиллиты; *4* — галечные и крупногалечные крупнозернистые до грубозернистых песчаники. Мульдообразная косая слоистость.

переходящие по латерали в участки между языками конуса, где более глубокие русла, принадлежащие, вероятно, извилистым рекам, были заключены в несыпучих глинистых берегах.

3.8.3. Вертикальная (стратиграфическая) последовательность фаций. В малом масштабе стратиграфическая последовательность фаций обычно имеет четко выраженный незакономерный характер. Там, где осадконакопление происходит в форме кратковременных обломочных потоков и плоскостного смыва, мощность пластов и размер зерен варьируют произвольно. Отложения крупных эпизодов седиментации обычно отделены друг от друга мелкозернитыми осадками, образованными ослабевающими паводками, но во многих случаях они крайне невелики по размерам или из-за последующего размыва, или вследствие постоянной нехватки мелкой фракции в поступающих осадках. Если в наличии имеется лишь незначительная доля песка и еще более мелкого осадка, то он почти весь расходуется на заполнение пустот гравийного каркаса, а не на образование мелкозернистых прослоев.

Там, где речные процессы являются преобладающими, разрез делится поверхностями размыва на элементы, в пределах которых фациальные изменения как по латерали, так и по вертикали могут быть ясно выраженными [1970]. Внутри таких относительно крупных элементов и пластообразного и шнуровидного руслового типа более тесно расположенные поверхности размыва вто-

рого порядка отражают колебания уровня воды. Встречаются элементы как с уменьшением, так и с увеличением размера зерен вверх по разрезу. Первые, по-видимому, связаны с отмиранием русла или с латеральной аккрецией. Дополнительным признаком последней может служить слабонаклонная косая слоистость латерального наращивания [1970]. Тела с увеличением размера зерен вверх мощностью несколько метров из плейстоценовых зандровых гравийников были описаны Костелло и Уокером [521] и приписываются постепенному возрождению русловой активности после перерыва, связанного с временным отмиранием русла в разветвленном русловом комплексе. Такой характер распределения может быть связан с наступанием главного срединно-руслового или бокового бара, когда его более крупнозернистая головная часть надвигается на мелкозернистое хвостовое окончание. Косая слоистость в хвостовой части бара может обладать большей изменчивостью по сравнению с головной частью вследствие схождения течений в этой последней [259]. Увеличение размера зерен вверх по разрезу в масштабе отдельного бара может наблюдаться в пределах более мощного тела руслового выполнения, хотя в нем самом в этом же направлении зернистость будет уменьшаться. Оба типа комплексов обычно не сохраняются целиком и бывают частично эродированы.

В более крупном масштабе увеличение и уменьшение размера зерен вверх по разрезу галечного аллювия охватывают мощность в десятки или сотни метров. Эти изменения обычно устанавливаются по вариациям максимального размера обломков (рис. 3.35) (например, [2316, 2317, 1113, 1456]). Они могут сопровождаться изменениями относительного количества составляющих фаций. Например, уменьшение размера зерен кверху может совпадать с переходом от преобладания в разрезе отложений грязевых потоков к преобладающей роли руслового осадконакопления, а при увеличении размера зерен кверху мо-

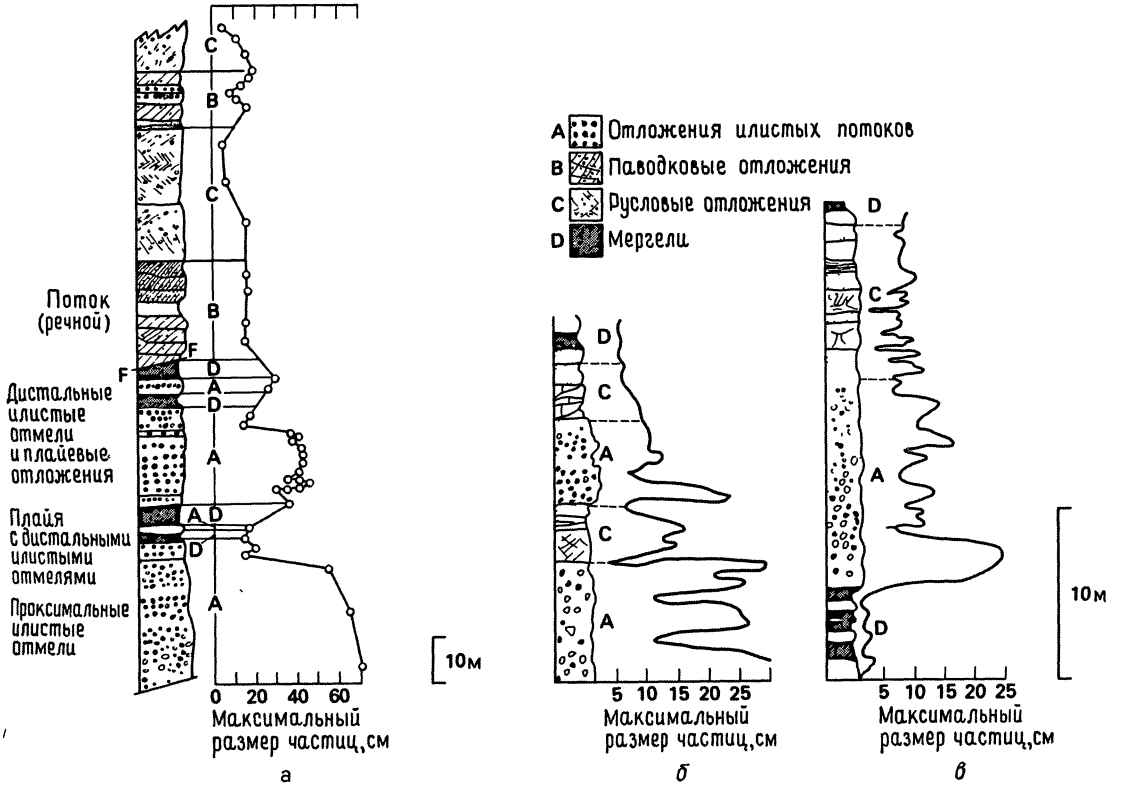


Рис. 3.35. Типичные стратиграфические колонки отложений семиаридных конусов выноса: *а* — древний красный песчаник, Шотландия и *б, в* — новый красный песчаник (пермо-триас), Гебридские острова. Вариации максимальных размеров частиц определяют элементы разреза с увеличением и с уменьшением размера зерен кверху и указывают на отсутствие закономерности переслаивания [253, 2316].

жет иметь место обратное расположение фаций.

Изменения этого масштаба обычно увязываются с тектоническими причинами. Увеличение и уменьшение размера зерен кверху могут быть результатом соответственно тектонического поднятия области сноса или последующего ее нивелирования в стадию тектонического покоя (например, [1113, 1456]). Кроме тектонического контроля в характер разреза, наблюдаемого в одной точке, вносят свой вклад переброска путей распределения осадка по поверхности конуса выноса, упрочнение или, наоборот, распад отдельных языков конуса или разрушение всего конуса выноса. К изменениям в характере фаций и в размере зерен также ведут изменения климата и растительности, что еще больше усложняет интерпретацию разрезов [535, 1545].

3.8.4. Палеотечения. Установление палеотечений по конгломератовому аллювию может иметь большое значение для выработки представления о характере местности во время осадконакопления, а в случае руслового течения — и о типе русла. Замеры палеотечений в большинстве древних конусов выноса группируются довольно кучно [1792, 496], хотя для отложений с преобладанием обломочных потоков они получаются с трудом. Отдельные конусы выноса иногда удавалось установить по радиальному характеру распределения палеотечений на площади (например, [252]). В крупном конусе выноса торридонского возраста (верхний докембрий) на северо-западе Шотландии, в котором преобладали речные процессы, уменьшение разброса направлений палеотечения вверх по разрезу было интерпретировано как отступание головной части конуса [2615]. Внезапное значительное изменение направления на каком-то одном горизонте разреза может указывать на то, что осадконакопление в данной точке переходит к другому, соседнему конусу выноса. Это позволяет предполагать существование бахады, образованной конусами выноса, перекрывающими друг друга по латерали.

3.9. ДРЕВНИЕ ПЕСЧАНЫЕ РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ

3.9.1. Введение. В большинстве песчаных комплексов речных отложений можно выделить две основные фациальные ассоциации. Это «крупнозернистые» и «мелкозернистые» пачки [24], которые обычно интерпретируются как русловые отложения, образованные чаще всего путем латерального нарастания, и межрусловые или пойменные отложения, в образовании которых преобладали процессы вертикального напластования. Точное разграничение этих двух фациальных ассоциаций затруднительно, как, например, там, где крупнозернистые осадки переходят по вертикали в мелкозернистые через промежуточную фацию, так как это могло возникнуть рядом с руслом (например, в прирусловом вале) или при отмирании русла и выполнении его мелкозернистым материалом.

Крупнозернистые пачки с их набором более характерных осадочных текстур привлекали большое внимание прежних исследователей, и их разнообразие хорошо задокументировано. В отличие от них осадки мелкозернистых пачек стали приковывать к себе интерес только сравнительно недавно, так как выяснилось, что их более трудноуловимые изменения моут позволить более глубоко проникнуть в тайны палеоклимата и крупномасштабной геоморфологии древних аллювиальных равнин.

3.9.2. Отложения тонкозернистых осадков. Отложения тонкозернистых осадков в целом можно подразделить на три первично-осадочные фации, которые в той или иной степени бывают преобразованными in situ постседиментационными процессами раннего диагенеза, почвообразования и биотурбации.

Алевролиты и аргиллиты принадлежат к наиболее распространенной фации и обычно характеризуются горизонтальной слоистостью и различной степенью постседиментационной измененности. Более четко слоистые образцы часто содержат большое количество слюдистых минералов и органики, если осадки не окислены. Некоторые из них содержат фауну неморских двустворок и остракод (например, [2160, 918]), а другие гомогенизированы в результате биотурбации и обнаруживают признаки выхода на дневную поверхность в форме трещин усыхания, отпечатков дождевых капель и следов птиц (например, [2445]). Иногда в отдельных элементах тонкозернистых пачек наблюдается увеличение размера зерен вверх по разрезу от аргиллита к алевролиту и даже к тонкозернистому песчанику. Верхние части таких слоев, по-видимому, обнаруживают признаки почвообразования и заселения растительностью. По окраске осадки можно разделить на красноцветы и сероцветы, причем это различие обычно столь же хорошо видно и в более крупнозернистых прослоях. В тонкозернистых пачках наблюдается более интенсивное развитие красного пигмента по сравнению с ассоциирующимися с ними песками, тогда как в сероцветных комплексах мелкозернистые породы благодаря высокому содержанию в них органики темнее,

чем пески. Красноцветы чаще обнаруживают признаки выхода на поверхность, а сероцветы — признаки разрушения корневой системой растений и ассоциируются с углями. Однако корневая биотурбация иногда встречается и в красноцветах, причем с ней часто связана пятнистая окраска пород.

Рассматриваемая фация отмечает накопление тонкозернистого материала из взвеси. Такая седиментация чаще всего имеет место на межрусловых участках, куда осадки поступают с паводком. Подобные участки могут представлять собой пойму, которая большую часть времени была обнажена, или пересыхающие болота, неглубокие озера. Маломощные слои с увеличением размера зерен кверху, по-видимому, фиксируют заполнение неглубоких пойменных озер мелкими дельтами [2160, 918, 826, 481]. В отложениях субаэрально обнажающихся пойм более вероятно образование красной окраски, тогда как в озерах и болотах более вероятно сохранение органического вещества, что ведет к образованию сероцветов. Таким образом, цвет осадков может служить указателем положения уровня грунтовых вод во время осадконакопления. Однако постседиментационное понижение уровня грунтовых вод может привести к дренированию болот и окрашиванию в красный цвет отложений, образующихся в постоянных водоемах [222].

Некоторые комплексы преимущественно сложены алевролитами и аргиллитами, относящимися к тонкозернистым осадкам, со спорадически встречающимися маломощными прослоями песчаников. Такие разрезы представляют собой известную проблему, так как бывает трудно решить, являются ли они пойменными осадками, отложившимися на площади, которая лишь изредка была (если вообще была) местом русловой деятельности, или же они отлагались за пределами русла, например, в наиболее дистальных частях конечных аллювиальных конусов выноса или в центральных частях пересыхающих озер.

Обычно принято считать, что все алевролиты и аргиллиты, относящиеся к тонкозернистым пачкам осадков, были отложены водой. Однако всегда остается вероятность того, что некоторые из них были отложены ветром в виде лёссов, особенно в тех случаях, когда в них в большом количестве содержится бесструктурный, однородный и главным образом пылеватый материал, окрашенный в красный цвет (сравните [1438]) (разд. 5.2.8).

Пласты песчаников с резкими контактами обычно встречаются в виде прослоев в алевролитах и аргиллитах. Мощность их редко бывает больше нескольких десятков сантиметров и только в исключительных случаях достигает 1 м. Они часто выклиниваются по латерали, имея при этом выпуклую кровлю (например, [1469]), хотя в других случаях наблюдаются почти параллельные контакты [2471]. Они имеют много общих черт с турбидитами с резким подошвенным контактом, подошвенными знаками, градационной слоистостью и последовательностью внутренних текстур с параллельной тонкой и косой слоистостью со знаками мигрирующей ряби, образующей циклы Боума (рис. 3.36) [2318, 2471]. Это сходство, которое является просто отражением эпизодического и ослабевающего характера потоков, привело в свое время к дискуссии по вопросу о глубине отложения «флиша», когда было обнаружено, что такие пласты в третичных отложениях Пиренеев содержат псевдоморфозы минералов-солей и отпечатки следов птиц на поверхности подошвы [1567, 1956]. Общее положение этих пород, наличие в них ископаемых почв и другие признаки выхода на дневную поверхность дают основание предполагать, что в данном случае этими ослабевающими течениями были паводковые воды. Там, где песчаники несколько ограничены по латерали, они, по-видимому, являются отложениями трещинных конусов, а где они расположены с небольшими промежутками, — отложениями прирусловых валов [23, 1469]. Если же они носят более площадной характер, имеют параллельные контакты и удалены от явно прирусловых песчаников, они, по-видимому, являются отложениями плоскостных наводнений в дистальных частях

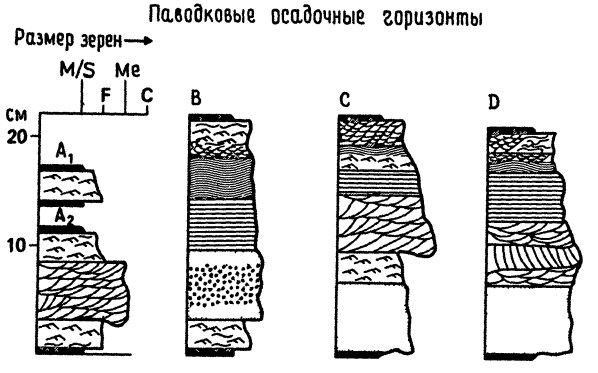


Рис. 3.36. Примеры пластов песчаника с резким контактом в основании разрезов тонкозернистых аллювиальных отложений. Такие пласты образуются при катастрофических пойменных паводках или плоскостных наводнениях на относительно дистальных участках конечных аллювиальных конусов выноса [2318].

конусов выноса [2318, 2471, 1193] или крупных плоскостных паводков, превращавших всю аллювиальную систему в единое болото [1633].

Косослоистые песчаники. В ряде красноцветных тонкозернистых пачек имеются косослоистые песчаники, размер зерен которых больше соответствует крупнозернистым породам, но с которыми не связаны базальные эрозионные поверхности. Такие пласты или группы пластов могут иметь мощность до нескольких метров. Песчаный обломочный материал в них хорошо сортирован, в нем отсутствуют пластинчатые минералы, а зерна хорошо окатаны. Такие песчаники интерпретируются как продукты эоловых дюн, которые мигрировали на межрусловые участки. Такая интерпретация становится более убедительной, когда ориентировка косой слоистости существенно отклоняется от таковой в ассоциирующихся с этими породами песками явно водного происхождения [1439]. Эоловые дюны рассмотрены ниже в гл. 5.

В других случаях маломощные пласты косослоистых песчаников с окатанными и полированными зернами встречаются среди межрусловых алевролитов, входящих в состав красноцветных аллювиальных комплексов [2445]. Характер зерен позволяет предполагать эоловую деятельность, но при малой мощности пластов бывает трудно узнать, являются ли эти пески продуктом эолового отложения или переотложения водой эоловых песков на поверхности поймы.

Палеопочвы и связанные с ними отложения. Межрусловые площади и участки конусов выноса, которые в течение долгого времени испытывают нехватку привноса крупнозернистого материала, становятся местами развития почвообразовательных процессов. Несмотря на обширные и детальные сведения о минеральном составе и структурно-текстурных особенностях современных почв, в стратиграфической летописи из-за диагенетических изменений и уплотнения, которым почвы подвергаются при захоронении, сохраняются лишь некоторые из этих особенностей [2052]. В четвертичных и третичных отложениях, где установление наличия почв и их интерпретация имеют решающее значение для стратиграфии, многие первичные особенности сохраняются, и поэтому вполне возможна их интерпретация во всех тонкостях [2670, 404, 403, 2560, 2007]. В мезозойских и более древних отложениях особенности почв можно представить лишь в довольно грубом виде, но в настоящее время распознаются более тонкие их черты в сравнении с современными почвами.

а. Почвенные конкреции обычно сложены кальцитом, сидеритом и кварцем. Кальцит особенно часто встречается в качестве минерала конкреций в красноцветных комплексах. Он наблюдается в форме отдельных включений или сросшихся прослоев, иногда с горизонтальной пластинчатой текстурой (рис. 3.37). Обогащенные карбонатом пласты варьируют по мощности от нескольких сантиметров до 2—3 м, а по латерали обычно непрерывны [383, 33, 1470]. В ряде случаев зона изолированных конкреций переходит кверху в кальцитовый каркас. Более протяженные кальцитовые слои бывают смяты в пологие складки, а на плоскостях напластования изолированные включения располагаются, образуя полигональный узор.

Обогащенные карбонатом слои сопоставимы с почвами *каличе* (*калькретами*) современных семиаридных областей [33, 1470]. Общая картина вертикальных трубок и кальцитовых оболочек, наблюдаемая в изолированных включениях, сопоставима с современными ризолитами [1362], а полигональное расположение их и складчатость возникают при снятии давления вследствие образования карбонатного слоя.

Кроме представления о преобладающем климате, калькретовые профили дают возможность рассчитать скорости нарастания поймы и выработать хотя бы местную стратиграфическую схему для немых толщ. Для образования зрелых профилей с пластинчатыми верхними частями (рис. 3.37) требуется около 10 тысяч лет, тогда как менее зрелые профили, наблюдаемые в настоящее время, развиваются за более короткое время. Следовательно, появление калькретов в разрезах должно означать, что в течение такого порядка времени осадконакопления не происходило или было очень ограничено и что зеркало грунтовых вод находилось на большой глубине, а аллювиальная равнина хорошо дренировалась [1470]. Не-

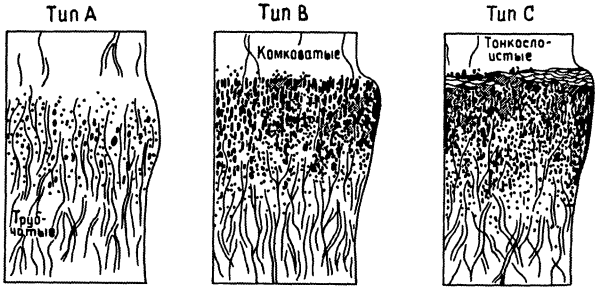


Рис. 3.37. Три стадии постепенного развития вертикального профиля в почвообразующих карбонатных разрезах (каличе — калькрет), древний красный песчаник, Уэльс [33].

достаточное поступление осадочного материала и хороший дренаж могли быть связаны с миграцией реки к своему дистальному положению, но для самых зрелых почв более вероятна связь со стадией врезания реки и образования террасы (сравните [2415]).

Надо иметь в виду, что далеко не все карбонатные слои в составе тонкозернистых пачек представляют собой ископаемые калькреты. Многие микритовые известняки образуются в озерах (разд. 4.6.3). В составе древнего красного песчаника Шпицбергена, например, тонкослоистые карбонаты содержат фауну остракод и остатки водорослей и интерпретируются как озерные [874]. В других случаях карбонатные слои могут образоваться из расположенных поблизости термальных источников карбонатных вод [866, 1833].

В сероцветных тонкозернистых пачках желваки в подавляющем большинстве представлены сидеритом и особенно тесно связаны с почвенными пластами, залегающими под угольными пластами [2631, 2005, 2006]. Такие желваки обычно вытянуты перпендикулярно напластованию и часто ассоциируются с карбонатизированными корнями растений и обрывками последних. Представляется, что они выпадают в осадок из слабовосстановительных грунтовых вод в постоянно обводненной почве. Эти желваки в ряде случаев могут быть псевдоморфозами по крупным корневым системам растений, росших на развивающейся почве. Реже, чем обычные сероцветы, подстилающие угольные пласты, встречаются слои, содержащие желваки сферосидерита, окрашенные в бурый цвет. Они подстилают маломощные угольные пласты и, по-видимому, представляют собой менее обводненные и частично выступавшие над водой почвы.

Конседиментационный кремнистый цемент наблюдается там, где вмещающими осадочными породами служат пески. В кремнеземах песчаники, зачастую эолового происхождения, обнаруживают синтаксиальные (кристаллографически ориентированные) нарастания кварца или реже ортоклаза. Такая форма диагенеза, возможно, вызвана выпадением в осадок кремнезема, получаемого при растворении кварцевых пылеватых частиц щелочными грунтовыми водами, что, строго говоря, не имеет отношения к процессу почвообразования. В начальной консолидации породы большую роль могут играть образование и испарение пустынной росы. В протерозое северной Гренландии кремнистые включения ассоциируются с мелкими несогласиями и сопоставимы с современными силькретами, ассоциирующимися со щелочными водами [498].

В сероцветах цементация кремнеземом приводит к образованию обогащенных кварцем слоев, подстилающих угольные пласты, так называемых *ганистеров*. Здесь концентрация кремнезема происходит, по-видимому, благодаря выщелачиванию в пропитанной водой почве при некотором вкладе растительности в формирование кремнистого цемента [2005].

б. Пятнистость и образование глинистых рубашек. Миграция в растворе ионов марганца и железа приводит к образованию скоплений их оксидов и гидроксидов в форме пятен, состоящих из «окутанных зерен», что придает общий пятнистый вид всей осадочной породе. Такая пятнистость характерна для глеевых почв, в которых движение восстановительной поровой воды замедлено [402].

Под микроскопом глинистые покрышки на частицах песчаной размерности наблюдаются в породах даже палеозойского возраста [2432]. Они интерпретируются как продукт почвообразования путем иллювиации и горизонт В глинистого материала, переносимого водой. Таким образом, образование глинистого покрытия отражает условия поровой воды, отличающиеся от условий, с которыми связана пятнистость. Однако их детальная интерпретация очень сложна, и не в меньшей степени потому, что в пределах одного и того же пласта наблюдается наложение различных почвенных структур [222]. Изменение условий грунтовых вод может вызвать появление различных особенностей почвы, которые затем сохраняются в совокупности, причем только некоторые из них отмечают собой поздние стадии почвообразовательных процессов, но все подвержены позднейшим диагенетическим изменениям при захоронении осадков.

в. Корневая система растений и угли. Проникновение корней растений в тонкозернистые осадки и разрушение их служат диагностическим признаком древних почв. Осадки, которые могут быть аргиллитами, алевролитами или песчаниками, обычно бывают серыми, но красные пятнистые и пестроцветные отложения при детальном рассмотрении также иногда содержат корешки растений [222]. Корневая система проникает в слоистые породы под любыми углами и в угленосных отложениях каменноугольного возраста обычно сохраняется в виде тонких углеродистых пленок [1196, 2631]. Крупные корни, например *Stigmaria*, встречаются вместе с более мелкими прикрепленными к ним корешками, причем относительно крупные формы в некоторых случаях сохраняются целиком, нераздавленными, обычно с песчаным заполнением пустот. Изредка круп-

ные корни остаются объемными телами и в углефицированном состоянии [124]. Стигмарии обычно залегают горизонтально, что указывает на неглубокую корневую систему этих растений. Корни других растений направлены вертикально или почти вертикально и могут предохраняться сидеритовыми или кальцитовыми конкрециями (например, [1362]). В слоях, подстилающих угольные пласты, обычно наблюдается уменьшение размера зерен кверху. Это может отражать уменьшение энергии течения вследствие усиления развития растительности [2631] или быть результатом химического выветривания в пределах почвенного профиля. Присутствие многочисленных корешков может привести к общему разрушению первичной слоистости и напластования, а интенсивное образование зеркал скольжения может быть результатом разрушения и уплотнения корней [1196].

Корненосные горизонты часто бывают перекрыты угольными пластами различной мощности, которая никак не зависит от мощности подстилающего горизонта. Угли являются отражением условий, характеризующихся изобилием растений и сохранением органического вещества в виде торфа в кислых и восстановительных грунтовых водах при высоком их уровне. Если самые ранние растения пускают свои корни в подстилающие осадки, то более поздние пускают их в накапливающийся торфяной пласт. Угольный пласт, таким образом, по праву может рассматриваться как особая почва. В некоторых красноцветных комплексах, где окраска имеет раннедиагенетическое происхождение, подстилающие уголь слои сохраняются в виде пятнистых и пестроцветных пород с плохо сохранившимися следами корней, а сами когда-то существовавшие угольные пласты оказываются полностью окисленными [222].

г. Минеральный состав глин. Химическая активность глинистых минералов делает их чувствительными к процессам почвообразования. Но по той же причине они чувствительны и к диагенетическим изменениям, поэтому тонкие их особенности почти не сохраняются в дальнейшем. Уоттс [2559] установил палыгорскит в пермотриасовом комплексе в качестве продукта семиаридной почвы. Наиболее четко проявлена тенденция концентрации каолинита во многих тонкозернистых подстилающих угли пластах за счет иллита [1196]. Эта концентрация, которая часто сопровождается обогащением титаном, интерпретируется как результат выщелачивания почвы под растущей растительностью. Минеральный состав подстилающих угли слоев и других почв отражает не только почвообразовательные процессы, но и состав, и условия выветривания осадочных пород в области сноса.

д. Ассоциации почв. Особенности почв, которые могут остаться в палеопочвах, наблюдаются в сочетаниях друг с другом и в последовательности, которые испытывают очень тонкие вариации. Последние происходят не только вследствие бесконечного ряда сочетаний разнообразных минералов вмещающих пород, растительности, химизма грунтовых вод, климата и характера рельефа, но также из-за возможности наложения разных типов почв друг на друга при изменении условий во времени. Ассоциации красноцветных калькретов и сероцветных угленосных почв являются двумя конечными членами целого спектра вариации, изучение промежуточных стадий которого еще только начинается [2005, 2006, 2007, 403, 319].

3.9.3. Грубозернистые пачки (русловые). Среди этих отложений можно выделить пять главных фаций.

Конгломераты. Эти породы встречаются в виде маломощных пластов толщиной всего в несколько галек. Там, где с ними связаны крупные поверхности размыва, они интерпретируются как остаточные русловые отложения. Но если вся масса грубозернистого осадка представлена галечными песчаниками, то галечные конгломераты распространены более широко и могут залегать на более локальных структурах размыва, например в подошве пачек с мульдообразной косой слоистостью. В более широко развитых конгломератах типа руслового остаточного гравия обломки могут быть как внебассейновыми, так и внутрибассейновыми, поступившими с межрусловых участков, прежде всего с поймы при размыве ее отложений. В зависимости от характера межрусловой обстановки среди них чаще всего встречаются глинистые чешуи, кальцитовые или сидеритовые конкреции, а также крупные древесные обломки или целые стволы. Когда в разрезе преобладают отложения грубозернистой пачки, а элементы тонкозернистого осадка из него фактически исключены, внутриформационные обломки могут служить единственным признаком существования межрусловых отложений.

Кроме отложений типа остаточных галечников, с крупными поверхностями размыва иногда ассоциируются крупнообломочные брекчии, сложенные угловатыми глыбами материала, обрушившегося или сползшего в русло и почти не испытавшего переработки течением [1460, 2674]. На некоторых обломках видны следы поворота при скольжении по плоскостям сдвига [918].

Косослоистые песчаники являются самой распространенной фацией среди грубозернистого осадочного комплекса, а в некоторых случаях и единственной. Они охватывают широкий спектр размерности зерен от галечных песчаников до тонкого песка, а косая слоистость в них проявлена в нескольких типах и в разном масштабе. Наиболее распространенным типом является мульдообразная косая слоистость, которая наблюдается в пачках мощностью до 3 м, хотя чаще всего встречаются пачки мощностью несколько десятков сантиметров. Происхождение мульдообразной косой слоистости приписывается миграции дюн с волнистыми линиями гребня или песчаных волн с более или менее объемной, трехмерной, зачастую языкообразной формой. Пластинчатая косая слоистость образуется при миграции крупных знаков ряби, песчаных волн, поперечных баров и реже прирусловых кос и кос промоин меандровых отмелей. По сравнению с мульдообразным типом пластинчатая косая слоистость встречается реже. Мощность пачек составляет обычно около 1 м, но может достигать и 40 м. Представление о вероятном происхождении этого типа в каждом конкретном случае, как правило, выводится из общего положения и взаимоотношений в пределах всего грубозернистого осадка, а не из каких-либо внутренних особенностей слоистости. Оба типа косой слоистости могут деформироваться при опрокидывании передовых слоев [223, 142, 1105] и при более общей конволюции и понижении уровня воды. Присутствуют также внутренние признаки колебания уровня воды в форме поверхностей вторичного размыва и передовых слоев с глинистым чехлом (разд. 3.2.2). В исключительных случаях фронтальные поверхности баров, обращенные по течению, полностью нивелируются с образованием мелких промоин, террас [139] или с наложением новой песчаной ряби.

Песчаники с мелкой косой слоистостью (менее 1 см) образуют весьма значительную часть объема грубозернистого осадочного комплекса, а иногда слагают его полностью. Они обычно встречаются ближе к кровле грубозернистого осадка и состоят из более тонкозернистых песков с большим содержанием слюд и карбонатов по сравнению с расположенными ниже косослоистыми осадками. Косая слоистость может обнаруживать признаки отложения осадка по обеим сторонам мигрирующей ряби. Если они присутствуют, это указывает на высокую скорость вертикального нарастания пласта. Мощные пласты грубозернистых осадков с преобладанием мелкой косой слоистости знаков ряби указывают на частичное отмирание русла за счет промыва нового желобообразного русла [918].

Параллельно-тонкослоистые песчаники обычно занимают небольшой объем, но в некоторых случаях составляют существенную часть грубозернистых осадков. Это обычно тонкозернистые осадки с первичной линейностью течения на плоскостях напластования. Они могут присутствовать на всех горизонтах грубозернистого осадка, но чаще всего встречаются у его кровли. Если песчаный материал имеет средний и мелкий размер и лишен слюд, его можно интерпретировать как продукт верхней фазы развития плоскостного придонного переноса, который имеет место в быстрых и неглубоких потоках. Если песок обогащен слюдой, отложение может происходить из более медленных течений, так как присутствие пластинчатых зерен затрудняет образование песчаной ряби [1574].

Косая слоистость латерального нарастания (типа «эпсилон»). Важной чертой грубозернистых осадков, которая обнаруживается довольно часто, является пологая косая слоистость, развитая в единой пачке, занимающей всю мощность грубозернистого осадка или значительную его часть. Эта косая слоистость типа «эпсилон», по Аллену [22], направлена под прямым углом к направлению палеотечения, которое определяется по более мелкомасштабным текстурам в пределах этой пачки, таким, как косая слойчатость знаков ряби или мелкомасштабная косая слоистость (рис. 3.38). Наклонные слои выделяются по колебанию размеров зерен, обычно в пределах песчаных и алевритовых, причем существует общая тенденция к уменьшению размерности вверх по разрезу, так что песчаные пласты, сужаясь кверху, переходят в алевритовые, а алевритовые, сужаясь книзу, — в песчаные [1752, 1941, 2332]. В тех случаях, когда косая слоистость типа «эпсилон» занимает не всю мощность грубозернистого осадка, она обычно располагается в его верхней части над песчаным горизонтом с обычной косой слоистостью (рис. 3.39) (например, [1941]). Мощность грубозернистого осадка с косой слоистостью типа «эпсилон» достигает 5 м, а ее пачки прослеживаются по латерали на десятки и даже сотни метров. Эта косая слоистость не всегда имеет непрерывный характер и может нарушаться внутренними поверхностями размыва [41, 142]. Там, где это доступно наблюдению, нижние окончания косослоистых пачек представлены мелкозернистой породой, с противоположного контакта ограниченной крутопадающей эрозионной поверхностью (рис. 3.40) [1941, 1752].

Там, где видны верхние поверхности напла-

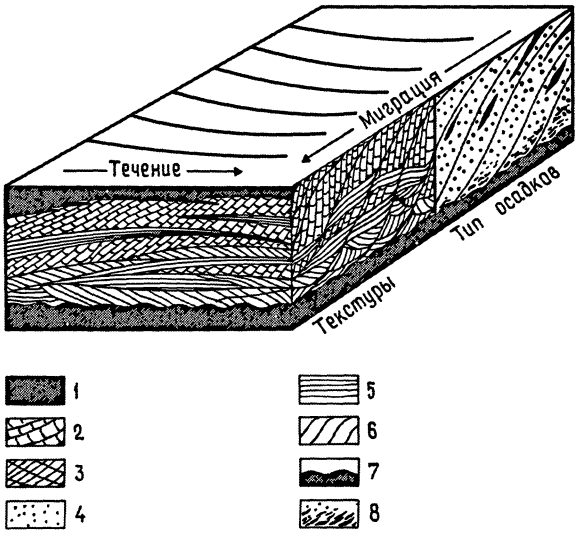


Рис. 3.38. Основные черты косой слоистости латерального нарастания на примерах древнего красного песчаника. Главные плоскости напластования падают под углами 4—14° в зависимости от мощности пласта. Вертикальный масштаб искажен [25]. *1* — бесструктурные алевролиты; *2* — мелкая косая слоистость; *3* — крупная косая слоистость; *4* — песчаники; *5* — плоскопараллельная слоистость; *6* — главные плоскости напластования; *7* — поверхность размыва; *8* — внутриформационные конгломераты.

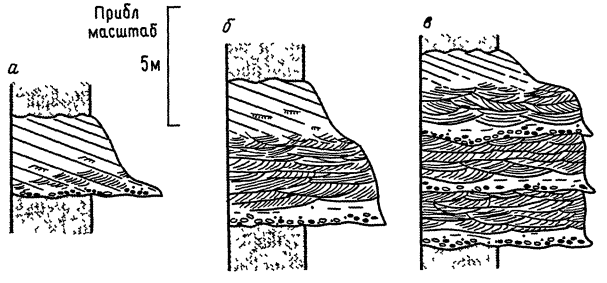


Рис. 3.39. Примеры различных типов косой слоистости латерального нарастания в небольших русловых песчаных телах третичного возраста, Пиренеи. *а* — слоистость латерального нарастания занимает всю мощность песчаной пачки; *б* — слоистость латерального нарастания занимает только верхнюю часть тела, что, по-видимому, связано с вертикальной амплитудой колебания уровня воды; *в* — пример многоярусного повторения типа *б*; косая слоистость латерального нарастания ясно выражена только в самой верхней части пласта [1941].

Рис. 3.40. Песчаное тело руслового выполнения с ограниченным латеральным нарастанием, что видно по косой слоистости типа «эпсилон» в правой части рисунка. Латеральная миграция окончилась с отмиранием русла и выполнением остаточного русла при обрушении берега и отложении мелкозернистых осадков. Формация Сколби (средняя юра), Йоркшир, Англия [1752].

Рис. 3.41. Обнажение прирусловых баров на поверхности древнего руслового песчаного тела формации Сколби (средняя юра), Бернистон, Йоркшир, Англия. Отдельные элементарные слои нарастания имеют боковые эрозионные контакты друг с другом и ограниченные размеры по латерали.

стования косослоистых тел, наблюдаются серии изогнутых, грубо концентрических гряд (рис. 3.41) [1940, 1751, 1941].

Косослоистая пачка в целом интерпретируется как продукт латерального нарастания на наклонной поверхности, которая, как принято считать, могла быть отмелью меандрирующей реки, но могла быть также местным элементом развет-

вленной речной системы [40]. Эта текстура в современных отмелях не известна, возможно, из-за трудностей, связанных с проведением там вскрышных работ, но хорошо известна в приливно-отливных эстуариях [2359]. Колебания размерности зерен, по которым распознается эта текстура, являются отражением колебания уровня воды в русле. На флуктуации уровня воды также указывает наличие поверхностей размыва внутри косой слоистости типа «эпсилон». Для этой последней четко выражена тенденция появляться в грубозернистом осадке, отложившемся в русле с высоким взвешенным твердым стоком. То, что расположение этой текстуры ограничено верхними частями грубозернистого осадка, может служить отражением пределов колебания уровня воды в русле. Нижние части грубозернистого осадка, где косая слоистость типа «эпсилон» отсутствует, вероятно, в течение всего года подвергались влиянию сильных течений.

Представляется, что появление обогащенных глинистым материалом разностей на нижних концах слойков фиксирует отмирание русла, вероятно, после авульсии, или промыва (прорыва), шейки меандра с заполнением его осадками из взвеси. Картина изогнутых гряд на верхней поверхности косослоистых тел ясно отражает сильную изогнутость нарастающего берега и свидетельствует о том, что русло принадлежало к меандрирующему типу. Сами гряды аналогичны гребням прирусловых баров, которые характерны для современных меандровых отмелей.

3.9.4. Структура и строение песчаного аллювия. Для того чтобы составить представление о природе аллювиальной системы, которая ответственна за образование конкретного песчаного аллювиального комплекса, необходимо рассмотреть не только составляющие его фации, но всю систему их организации и характер распределения пород как внутри обоих членов комплекса — грубозернистого и тонкозернистого, — так и соотношение последних друг с другом. Для удобства все эти вопросы разбиты на четыре раздела, хотя надо иметь в виду, что эти характеристики не представляют собой независимые переменные, а тесно взаимосвязаны. Для того чтобы составить наиболее четкое представление об аллювиальной системе, следует рассмотреть в совокупности все эти разнородные признаки.

Форма песчаных тел. Прежде всего следует отметить существенное различие между теми песчаными телами, которые образуются в результате непрерывного роста поймы или системы конусов выноса, и теми, которые выполняют относительно глубокие долины в процессе их врезания. Врезание в недавно отложившиеся аллювиальные осадки может происходить в результате опускания базиса эрозии или вследствие изменений климата и тектоники [43]. Оно также может иметь место на поверхности более древнего несогласия [2172]. В любом случае, как только начинает подниматься базис эрозии или происходит стабилизация или обратные изменения климата и тектонической активности, начинается заполнение долины осадками (сравните [2149]).

Песчаные тела выполнения долин по форме сильно варьируют, а размеры их связаны со степенью расчлененности эрозионного рельефа и с характером субстрата, в который врезается река. Невозможно дать какую-то обобщенную характеристику всех песчаных тел, хотя, вероятнее всего, внутренне они представляют собой сложное переплетение песчаных тел руслового выполнения с немногими реликтами осадочных пород, принадлежащих к тонкозернистым осадкам комплекса. Песчаные тела отлагаются как часть общего более или менее постоянного процесса аккумуляции аллювия, также сильно различающегося по форме и размерам. Они варьируют от отдельных тел руслового выполнения, заключенных среди тонкозернистых осадков, до сложных тел, образованных многочисленными элементарными телами руслового выполнения, сменяющими друг друга по латерали или в вертикальном направлении. Форма песчаного тела зависит отчасти от типа русла, а отчасти от его режима (рис. 3.42) [872]. Там, где песчаные тела представлены пластообразными залежами без видимых боковых краев, они могут возникнуть в результате крупных плоскостных паводков [497] или при интенсивной миграции русла. Там, где за образование песчаного тела несет ответственность русловой поток, важно различать тела, сформированные стабильным руслом, и тела, которые образовались в результате русловой миграции в пределах пояса [1752, 872].

Стабильные русла дают ограниченные по латерали и резко вытянутые песчаные полосы, как правило заключенные в более тонкозернистых осадках. Там, где обнаженность позволяет увидеть форму тела в плане, они могут быть прямыми или чаще меандрирующими, как это наблюдается в обнажениях третичных отложений впадины Эбро в северной Испании [873]. Тот факт, что эти русла выполнены песком, но окружены отложениями тонкозернистых осадков, доказывает, что реки характеризовались смешанным твердым стоком с высоким содержанием взвеси. Это также позволяет предполагать постепенное умень-

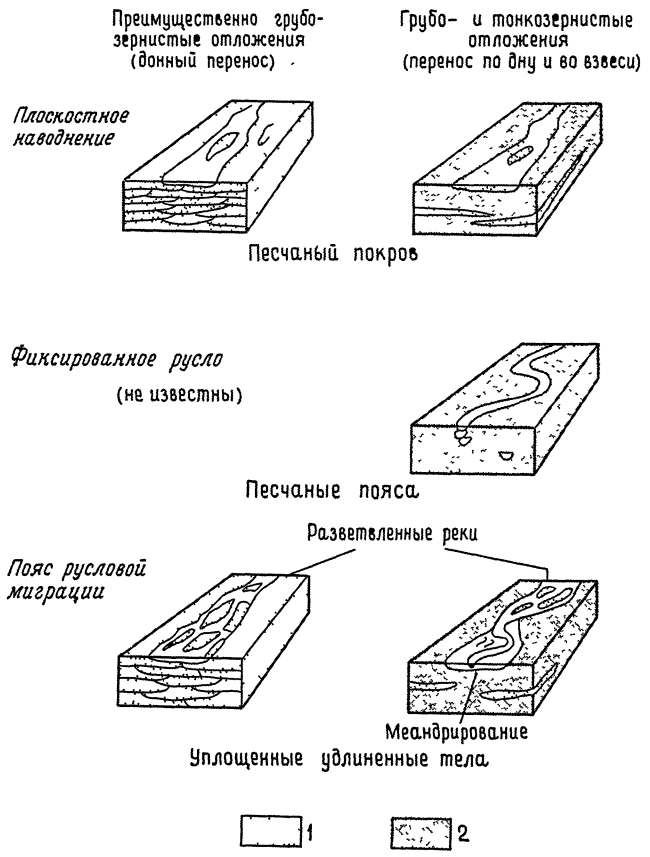


Рис. 3.42. Зависимость между формой песчаного тела, типом русла (степенью извилистости) и его поведением (неподвижное или мобильное) [872]. *1* — грубозернистые осадки; *2* — тонкозернистые осадки.

шение силы течения в руслах, так что перенос твердого материала по дну продолжал осуществляться почти до самого момента отмирания. Кроме того, русла этого типа обычно имеют довольно крутые боковые склоны и сильно вогнутое основание, а их поперечное сечение близко к поперечному сечению первоначального русла.

Подвижные русла отлагают более растянутые в ширину песчаные тела, которые либо заключены в осадки тонкозернистых отложений, либо находятся в составе более сложного песчаного тела с отсутствием или слабым развитием тонкозернистого материала. Отдельные русловые песчаные тела в поперечном сечении варьируют от уплощенных форм с плоским основанием и крутыми краями до тел со слабовогнутой базальной эрозионной поверхностью [1694]. Песчаные тела с плоской подошвой чаще всего приписываются меандрирующим рекам, в которых плесы эродированы до определенного постоянного уровня, а подрезаемые берега обычно крутые. Такая интерпретация подтверждается наличием косой слоистости типа «эпсилон» в русловых осадках, как, например, в древнем красном песчанике Шпицбергена [1694] (рис. 3.43) и в третичных отложениях Пиренеев [1941]. Такие песчаные тела, образованные меандрирующими реками, вероятно, имеют более ограниченные размеры по латерали по сравнению с телами, связанными с более слабоизвилистыми реками, из-за того, что образование глинистых пробок в отмирающих руслах сужает возможность их боковой миграции (например, [497]).

Линзовидные русловые тела с вогнутой подошвой обычно рассматриваются как продукты относительно слабоизвилистых рек, выполнение русел которых после их врезания происходит при сочетании вертикальной и латеральной аккреции [1694, 1332, 2445]. Там, где они заключены в тонкозернистые осадки, как в древнем красном песчанике Шпицбергена [1966], бывает довольно просто убедиться в их настоящем поперечном сечении (рис. 3.43). В сложных телах, образованных из многочисленных более мелких тел русловых осадков, форма общего тела может быть выражена менее четко, а положение отдельных эрозионных поверхностей с трудом поддается интерпретации. Свита Уэстуотер-Каньон формации Морисон (юра) в штате Нью-Мексико представлена

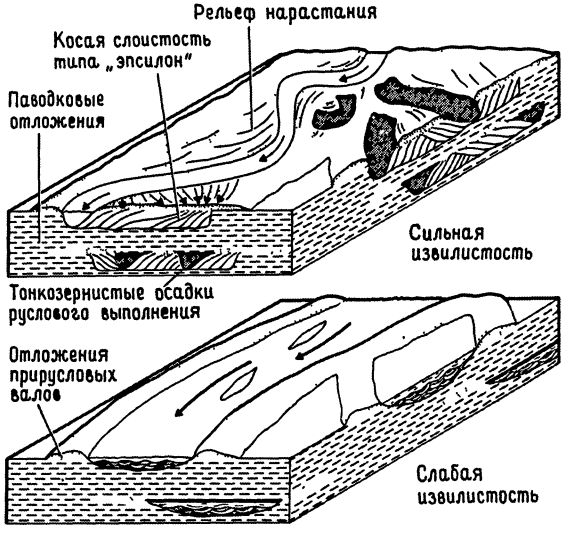


Рис. 3.43. Схемы предполагаемой зависимости между формой русла в плане и разрезе и его внутренним строением по данным изучения древнего красного песчаника острова Шпицберген [1694].

сложной пластовой залежью шириной около 100 км, длиной более 160 км (параллельно преобладающему палеотечению) и мощностью до 60 м (рис. 3.44) [413]. Эта залежь сложена серией русловых тел, врезанных одно в другое, шириной от 1,5 км до 34 км и глубиной от 4 до 60 м, каждое из них в свою очередь состоит из отдельных русел и фрагментов русел шириной от 30 до 350 м и глубиной 1—6 м. В то время как русловые системы в поперечном сечении плоские и имеют довольно крутые боковые склоны, отдельные русла имеют вогнутые основания. Концы русел в плане извилисты, но не меандрируют, что заставляет предполагать, что вогнутые русла были слабоизвилистыми рукавами в пределах разветвленной русловой системы. Многократное врезание и выполнение связано с переключением активности от одного русла к другому в пределах долины. По масштабу система сопоставима с современной системой русел реки Коси в Индии [960]. При более ограниченной обнаженности было бы очень трудно отличить эрозионные поверхности, связанные с руслами, от поверхностей русловых отложений.

В общем в песчаных телах, образованных реками со слабой извилистостью, вряд ли будут видны края русел из-за их сильной тенденции к латеральной миграции, если только не будут обнаружены глинистые пробки, которые тормозили миграцию меандрирующих рек.

Общее строение аллювиальных отложений: количественное соотношение осадков грубозернистых и тонкозернистых пачек. Расположение аллювиальных песчаных тел в более крупном масштабе в пределах тонкозернистых отложений, а также их взаимоотношения стали называться *аллювиальной архитектурой* [35] (рис. 3.45). Некоторые тела, сложенные грубозернистыми отложениями, заключены среди тонкозернистых отложений [1694, 2580], другие врезаны друг в друга и сгруппированы в крупные залежи песчаников, в которых практически не остается тонкозернистых пойменных осадков (рис. 3.44) (например, [2343, 413, 225]). Между этими полярными случаями существует целых спектр вариаций, которые выражаются количественным отношением грубозернистых к тонкозернистым отложениям и степенью взаимосвязанности песчаных тел грубозернистых отложений, т.е. характеристиками, имеющими определенное значение для промышленной оценки залежи.

Эти характеристики зависят от нескольких не обязательно независимых переменных. Первым фактором контроля является характер аллювия. В системе с высоким значением твердого донного стока, где отложение взвешенного твердого стока на межрусловых участках невелико, русла, как правило, бывают подвижными и мигрируют так, что остается очень небольшое количество тонкозернистых осадков (рис. 3.42, 3.46) (сравните [26, 2445]). В системе со смешанным твердым стоком или бедной песчаным материалом тонкозернистые пойменные отложения распространены шире, а русла более стабильны, при этом они смещаются путем отчуждения, так что существует большая вероятность того, что песчаные тела бу-

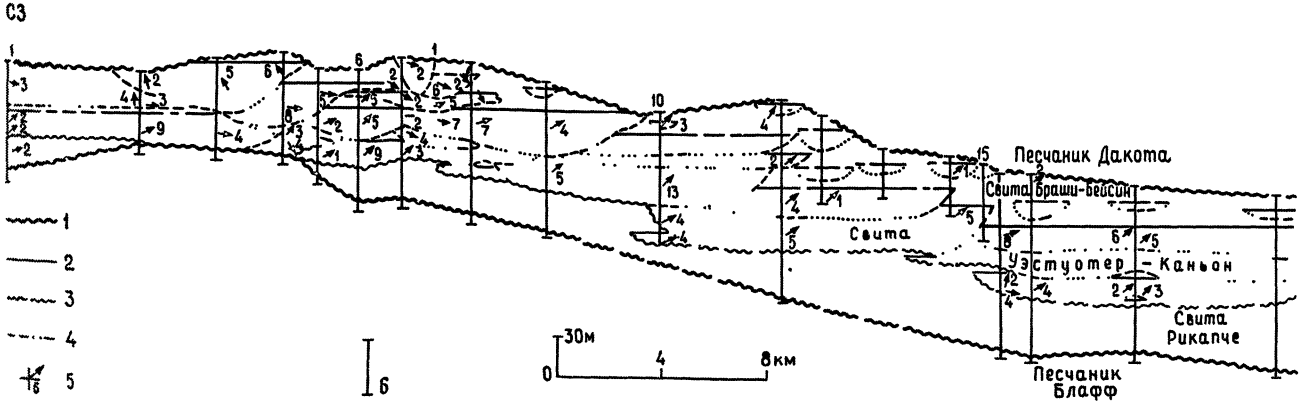


Рис. 3.44. Стратиграфическое положение русловых песчаных тел, из которых сложен крупный песчаный покров пачки Уэстуотер-Каньон формации Моррисон (юра), шт. Нью-Мексико. Разрез примерно поперечный к направлению преобладающего палеотечения (см. также рис. 3.49 [413]). Вертикальный масштаб увеличен в 52 раза. *1* — поверхности несогласия; *2* — главные маркирующие горизонты; *3* — подошва пачки Уэстуотер-Каньон; *4* — подошвы мелких врезанных русел; *5* — замеры палеотечений: среднее направление и число замеров осей трогов; *6* — измеренное сечение.

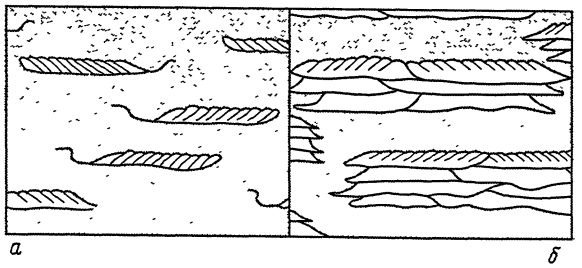


Рис. 3.45. Русловые песчаные тела в третичных отложениях южных Пиренеев. *а* — изолированные песчаные тела с признаками ограниченного роста по латерали и с кратковременным пребыванием на пойме. *б* — многоярусные песчаные тела, по отдельности демонстрирующие признаки латерального роста, а вместе — развитие долгоживущих поясов меандрирования [1941].

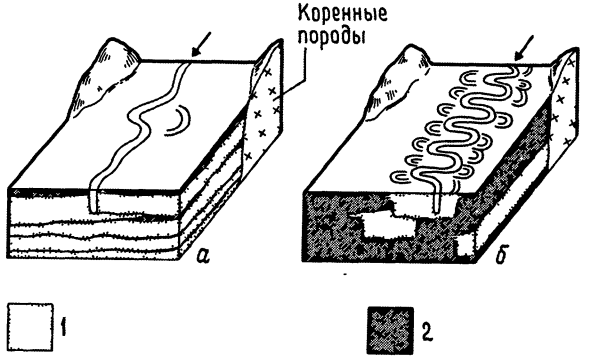


Рис. 3.46. Гипотетические модели, иллюстрирующие соотношение главных фаций, которое может возникнуть в реках. *а* — со слабой извилистостью и высокой латеральной мобильностью и *б* — с сильной извилистостью и ограниченной латеральной мобильностью. Сохранность пойменных отложений в обоих случаях зависит от соотношения между частотой миграции и скоростью прогибания [24]. *1* — отложения русла или пояса меандрирования; *2* — преимущественно поверхностные отложения.

дут заключены среди тонкозернистых отложений. Другими факторами конторолля, которые можно предположить, исходя из моделирования процессов, являются скорость прогибания, частота отчуждения русел и ширина поймы [1471, 35, 345]. Частота отчуждения не является независимой переменной, а представляет собой сложную функцию других величин, в том числе градиентов скорости осадконакопления поперек поймы [530]. Поэтому интерпретацию аллювиальных систем и в особенности типов русла, если полагаться в основном на отношения грубозернистых отложений к мелкозернистым по наблюдениям в скважинах или в других ограниченных вертикальных разрезах, следует проводить с большой осторожностью. Кроме того, важно иметь в виду различие между теми отложениями грубозернистой пачки, которые образовались при выполнении врезанных долин, и теми, которые являются следствием общей непрерывной аккумуляции осадков. В древнем красном песчанике Южного Уэльса глубоко врезанные русла, края которых рассекают несколько древних почвенных горизонтов, приписываются врезанию, связанному с понижением базиса эрозии. Они резко отличаются от более мелководных грубозернистых отложений, которые являются результатом русловой деятельности во время общей аккумуляции [43].

Соотношения фаций внутри комплекса. Ставший теперь классическим разрез с уменьшением зернистости кверху, описанный Берсье [219], а также Бернардом и Мейджором [210], был рассмотрен на более широком материале и уточнен многими исследователями [23, 24, 25, 30, 31, 34, 2509, 1236, 1941 и др.]. В нем песчаники, залегающие на горизонтальной поверхности размыва, кверху становятся более мелкозернистыми и обычно обнаруживают переходы от косой слоистости к параллельной слоистости или тонкой слойчатости знаков ряби, прежде чем еще выше перейти в отложения тонкозернистой пачки. В основании их могут отмечаться конгломераты типа остаточного гравия, а в относительно мощных пластах наблюдается уменьшение вверх по разрезу мощностей косослоистых пачек (рис. 3.47). Эта простая картина представляет собой известного рода идеализацию, подобно циклам Боума в турбидитах, и если она все же наблюдается, то во многих случаях отложения грубозернистых пачек аллювиальных комплексов обладают несколько отличающейся от нее или более сложной вертикальной последовательностью фаций.

Прямая интерпретация классической последовательности с уменьшением размера зерен кверху при использовании только внутренних фациальных особенностей предполагает ослабление силы течения, начиная со стадии размыва. Это ослабление течения можно объяснить моделью латеральной миграции реки, достигшей профиля равновесия, сочетающейся с расслоением потока по силе над поверхностью меандровой отмели (разд. 3.4.2). В этом случае мощность грубозернистого осадка будет соответствовать глубине (на стадии максимальной емкости) мигрирующего русла. При таком объяснении вариации мощности грубозернистого осадка в комплексе определяются различиями в уклоне и кривизне

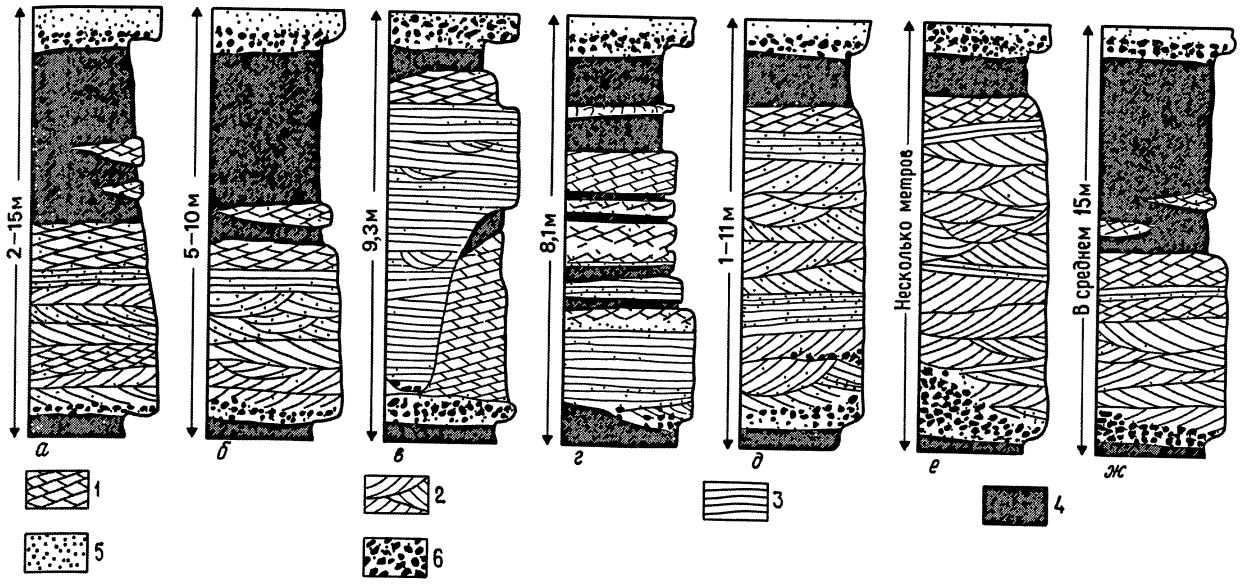


Рис. 3.47. Характерные разрезы песчаников грубозернистой пачки аллювиального комплекса из древнего красного песчаника. *а, б* — Уэльский бордерленд; *в* — Тагфорд-Кли-Хиллс, Шропшир; *г* — Митчелдин; *д* — Форест-оф-Дин; *е* — Кли-Хиллс; *ж* — Шпицберген. Обращает на себя внимание разнообразие масштабов и характеров разрезов. Там, где указаны пределы мощностей, разрезы представляют собой идеализированные модели [24]. *1* — мелкая косая слоистость; *2* — крупная косая слоистость; *3* — плоскопараллельная слоистость; *4* — алевролиты; *5* — песчаники; *6* — конгломераты.

русла [30, 31]. Падение силы потока, подразумеваемое в разрезах с уменьшением размеров зерен кверху, может, однако, объясняться ослаблением течения во времени. Во многих случаях грубозернистый осадок мощностью меньше, скажем, двух метров может вообще быть не русловым отложением, а продуктом катастрофического плоскостного песчаного наводнения обширного по площади (см. рис. 3.36). Поэтому они скорее должны рассматриваться как пласты с градационной слоистостью, чем как тела с уменьшением размеров зерен вверх по разрезу. Эта иная интерпретация особенно привлекательна, когда песчаные тела имеют большие размеры по латерали и не наблюдаются эрозионные контакты по краям [497]. Описанные Алленом [23] тела древнего красного песчаника у Лидни (рис. 3.48) и многочисленные тела грубозернистых осадков в красных мергелях Пембрукшира [34] можно легко интерпретировать как отложения плоскостных наводнений на дистальных частях конечных конусов выноса или как трещинные конусы [497, 2471, 1193]. Вопрос о том, какая из пластообразных залежей с эрозионной подошвой образовалась в результате миграции русла, а какая — в процессе эпизодического наводнения, решается с большим трудом. В какой-то мере ключ к этому дает мощность грубозернистого осадка, так как трудно представить себе плоскостные наводнения, многократно генерирующие песчаные тела мощностью более 2—3 м, так же как и мигрирующие русла, образующие комплексы мощностью менее 1 м, без того, чтобы не были видны края русла. Между этими мощностями равно возможны как русловая миграция, так и плоскостное наводнение. Наличие косой слоистости латерального нарастания (типа «эпсилон») заставляет думать о меандрирующем русле, особенно если песчаное тело имеет ограниченные размеры по латерали и крутые края. Эта интерпретация находит подтверждение, если на верхней поверхности напластования наблюдаются изогнутые гряды прирусловых баров (рис. 3.38 и 3.39) [25, 1940, 1751, 1752].

Слоистость латерального нарастания, однако, не ограничена только отложениями меандрирующих систем. Аллен [40] показал, что в пределах сложных пластообразных тел девонских железистых песчаников Уэльского бордерленда элементы латерального нарастания распознаются среди других элементов, образованных при наступании по течению поперечных баров и развитии дюн, причем все вместе являются отражением блуждающей слабоизвилистой русловой системы.

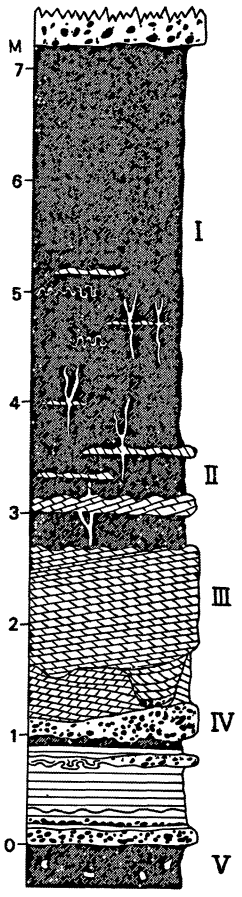


Рис. 3.48. Разрез древнего красного песчаника из Лидни, Глостершир. Все печатные тела по своей незначительной мощности могут быть интерпретированы как отложения плоскостных наводнений, хотя самые мощные из них могут оказаться отложениями мелководных русел [23]. *I* — красноцветные крупнозернистые алевролиты с ходами беспозвоночных, линзы песчаников со слоистостью знаков ряби, конволютная слоистость. Признаки выхода на поверхность отсутствуют, *II* — красноцветные крупнозернистые алевролиты, чередующиеся со слоями или «бисквитами» очень мелкозернистых песчаников со знаками ряби. Ходы беспозвоночных. Признаки выхода на поверхность отсутствуют. *III* — красноцветные от очень тонкозернистых до тонкозернистых песчаников и с плоскопараллельной слоистостью и слоистостью знаков ряби, в нижней части с поверхностью врезанного русла. Разрозненные обломки алевролитов; *IV* — внутриформационные конгломераты на поверхности размыва, чередующиеся с зелеными алевролитами и тонкозернистыми до мелкозернистых песчаниками с конволютной мелкой слоистостью, слоистостью знаков ряби и плоскопараллельной слоистостью. Скопления обломков растений и панцирей остракод, последние иногда членистые; *V* — поверхность размыва, слабо врезанная в алевролиты.

Кроме того, отсутствие слоистости латерального нарастания не должно восприниматься как показатель немеандрирующей системы. Косая слоистость типа «эпсилон», по-видимому, требует для своего образования, чтобы режим расхода воды менялся и твердый сток был довольно тонкозернистым, а ее установление в полевых условиях требует наличия сечений, приблизительно перпендикулярных к направлению течения [1941, 1918, 2332]. Размыв, с которым ассоциируются наложенные донные формы на поверхности меандровой отмели, уничтожает всю возможно имевшуюся косую слоистость типа «эпсилон» (например, [855]).

Как пластообразные залежи песчаников, так и тела с вогнутой подошвой, которые обычно интерпретируются как продукты слабоизвилистых рек, в целом характеризуются менее четко упорядоченным внутренним строением. Многие из них обнаруживают уменьшение размера зерен вверх по разрезу, особенно в верхних частях. В ряде изолированных песчаных тел с вогнутой подошвой самые верхние части выполнения расширяются вбок за пределы русла с образованием «крыльев», проникающих в соседнюю тонкозернистую пачку [873]. Более широкие пластообразные тела, принадлежащие к грубозернистым отложениям, часто имеют сложное строение, характеризующееся поверхностями размыва нескольких порядков [413, 40], между которыми преобладают песчаники с плоскопараллельной и мульдообразной косой слоистостью, отличающиеся слабой упорядоченностью по вертикали (рис. 3.49, 3.50). Это, по-видимому, служит отражением менее закономерного расположения донных форм на дне русла, а также произвольного характера смещения русла и миграции разветвленных и слабоизвилистых песчаных рек.

Пытаясь установить какую-либо закономерность в этих комплексах и представить модель вертикальной последовательности для сопоставления ее с классической моделью уменьшения размера зерен кверху, Кент и Уокер [418] предложили гипотетическую последовательность, которая объединила данные о фациях и палеотечениях, полученные для девонских песчаников Баттери-Пойнт провинции Квебек в Канаде (рис. 3.51). Эта модель, по выражению Уокера [2529], получена путем «выявления квинтэссенции» каждой последовательности, наблюдавшейся в ряде отдельных тел, принадлежащих к грубозернистым отложениям (разд. 2.1.2). Самой главной особенностью этой модели является наличие пластинчатых пачек с азимутом падения, который отклоняется в обе стороны от среднего направления трога приблизительно на 60° (максимально до

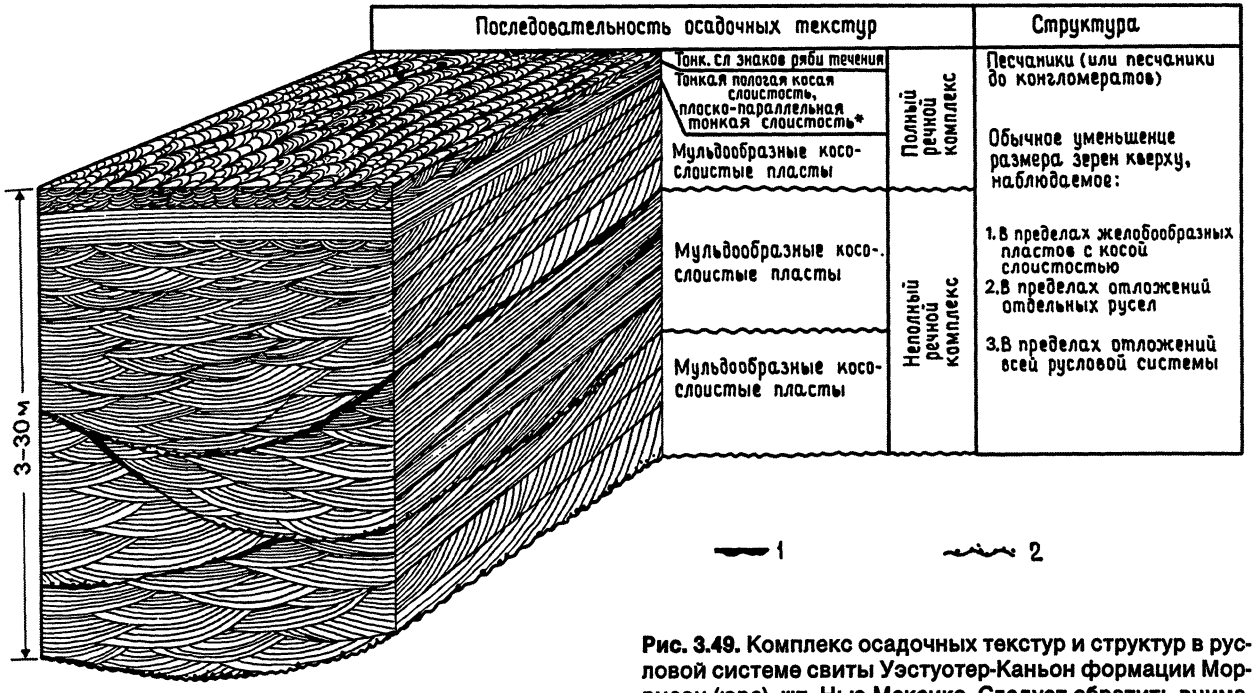
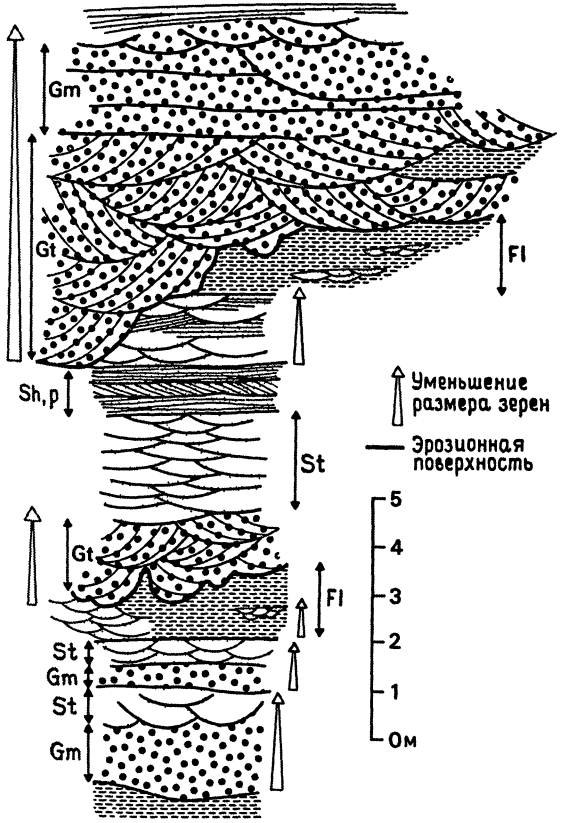


Рис. 3.49. Комплекс осадочных текстур и структур в русловой системе свиты Уэстуотер-Каньон формации Морисон (юра), шт. Нью-Мексико. Следует обратить внимание на вогнутость ложа отдельных русел (см. также рис. 3.44) [413]. *1* — базальные алевриты; *2* — базальный конгломерат или рассеянные гальки.



90°). Они интерпретируются как продукт сильно скошенных гребней и косой миграции срединно-русловых баров. Троги образуются при миграции дюн на участках между барами и на поверхности баров во время формирования песчаных отмелей.

Хотя сильная сторона такого анализа состоит в объединении данных о фациях и палеотечениях, прием «выявления квинтэссенции» пренебрегает всей информацией, касающейся латеральной изменчивости фаций в пределах грубозернистых отложений. В сравнении с моделью отложений реки Саут-Саскачеван (см. рис. 3.10), где в разных частях руслового комплекса образуются разные вертикальные последовательности, эта модель проигрывает. Кроме того, модель единой последовательности применима для иного объяснения, так как отклоняющиеся и аномально крупные пластинчатые пачки могут также отражать

Рис. 3.50. Внутреннее строение русловых песчаных тел, интерпретируемых как отложения песчаной разветвленной реки, и их эрозионные взаимоотношения. (Буквенные обозначения см. в разд. 3.8.1.) Формация Кан-де-Рош (карбон), Гаспе, провинция Квебек, Канада [2072].

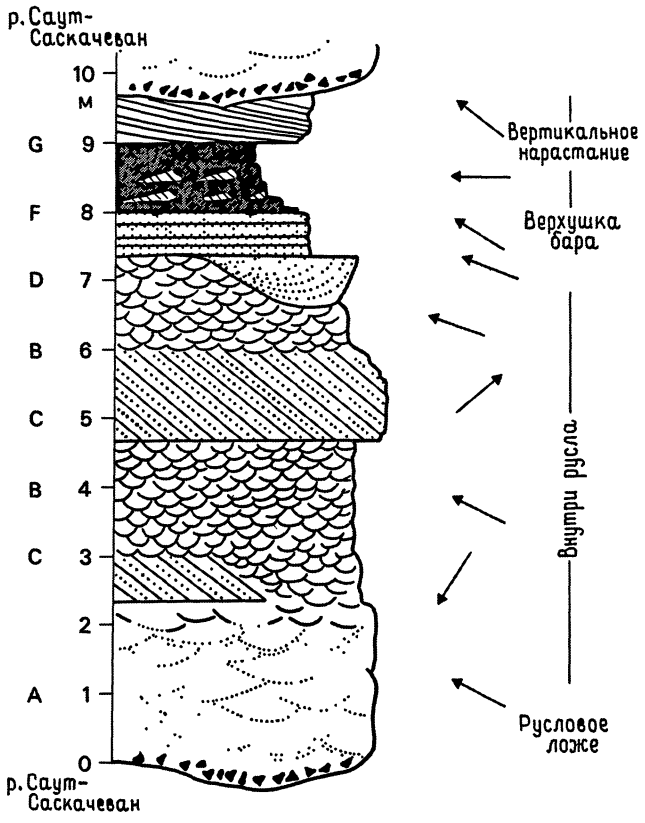


Рис. 3.51. Схема фаций для отложений песчаника Баттери-Пойнт (девон), провинция Квебек, Канада, построенная по методу, показанному на рис. 2.4, и показывающая соотношения между палеотечениями и сменой осадочных текстур по вертикали. Разрез сопоставим с разрезом, прогнозируемым для современной реки Саут-Саскачеван (рис. 3.10) [418].

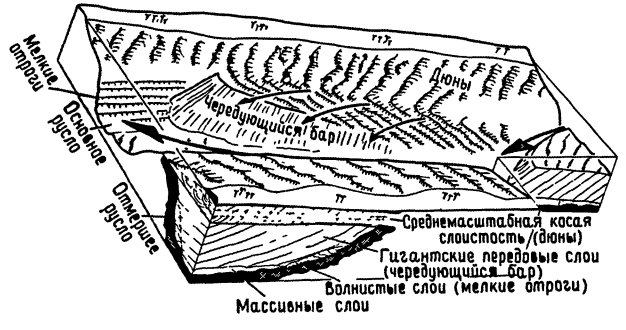


Рис. 3.52. Модель речных русел внутренней дельты для намюрских отложений Киндерзкут-Грит, северная Англия [1605].

образование прирусловых баров на поверхности отмелей (сравните [1235]). Отклонение ориентировки пластинчатых пачек в обе стороны от среднего направления трога в пределах одного и того же руслового тела должно быть идеально проявлено для соответствия саут-саскачеванской модели. Если же какие-либо данные об ориентировке отсутствуют, то аномально большие пластинчатые пачки могут также быть выражением баров желобообразных промоин (см. рис. 3.24). Эти оговорки ясно показывают, что необходимо не только иметь обобщенное описание фаций и анализировать их последовательность с привлечением данных по палеотечениям, но и использовать изменчивость отложений по латерали для более успешной интерпретации, а не отфильтровывать эти данные как «фоновые шумы».

Некоторые мощные толщи русловых песчаников характеризуются особенно крупными пластинчатыми косослоистыми пачками, которые слагают значительную часть, а в ряде случаев и все тело. В намюрских отложениях северной Англии крупные русла дельтовых рукавов (разд. 6.7.1) имеют глубину до 40 м и ширину порядка 1 км (рис. 3.52). Их крутые борта врезаны в более тонкозернистые осадочные породы, а сами русла выполнены крупнозернистыми галечными песчаниками четырех фаций [1605].

а) Пласты массивных песчаников мощностью до 2 м с грубо горизонтальной слоистостью залегают непосредственно на базальной эрозионной поверхности и кверху переходят в б) слои с волнообразной поверхностью. Они имеют мощность около 10 см и волнистую форму при длине волны 10—20 м и превышении (в разрезах перпендикулярных к независимо определенным направлениям палеотечения) около 1 м. Отдельные слои постепенно поднимаются вверх, доходя до края русла, на высоту до 7 м, испытывая при этом шестикратную ундуляцию. Представляется, что эта необычная фация является продуктом вертикального нарастания песчаных гряд, вытянутых параллельно течению, аналогично грядам, описанным в реке Брахмапутра [482].

в) Гигантские передовые слои наблюдаются в крупных косослоистых пластообразных пачках мощностью обычно до 25 м, но иногда доходящей до 40 м, которые простираются по горизонтали более чем на 1 км как параллельно, так и перпендикулярно направлению их падения. В плане передовые слои имеют выпуклую по течению форму. Первоначальная их интерпретация как джилбертовских дельт [491] была пересмотрена — будучи границами русла, они должны являться продуктами крупных чередующихся баров с

фронтальными поверхностями скатывания, которые были активными в речном русле и присоединялись к берегам. На пачках с крупной пластинчатой слоистостью непосредственно ложатся г) слои со среднемасштабной мульдообразной косой слоистостью, сгруппированные в пачки мощностью менее 1 м и имеющие очень близкие направления течения.

Массивные песчаники занимают самые глубокие части русел, а волнообразные слои находятся у краев. Как те, так и другие перекрыты крупными пластообразными пачками, передовые слои которых падают в направлении, отклоняющемся на 40° от предполагаемой вытянутости песчаных гряд. Если крупные передовые слои фиксируют скошенные фронтальные поверхности скатывания чередующихся баров, то гряды, по-видимому, образовались под действием спиральных завихрений в тени этих форм. Среднемасштабная косая слоистость отмечает миграцию дюн по поверхности чередующихся баров, в результате которой питались осадком крупные поверхности скатывания, но и нарастание по вертикали также происходило.

Аналогичная последовательность зарегистрирована в пластообразных русловых песчаных телах пермо-триасовой свиты Хоксбэри-Сандстоун в Новом Южном Уэльсе [501]. Здесь массивные и неясно слоистые среднезернистые песчаники залегают прямо на неправильных эрозионных поверхностях и в свою очередь перекрыты крупными одиночными пачками пластинчатых крупнозернистых песчаников мощностью до 10 м. Выше залегают пачки среднего масштаба, также преимущественно пластинчатые. В плане крупно- и среднемасштабные пачки обнаруживают передовые слои с ровными или вогнутыми по течению контурами, позволяющими предполагать, по крайней мере для крупномасштабных пачек, донные серповидные формы. Интересно, что крупные косослоистые пачки при прослеживании вверх по течению переходят в серии более мелких пачек, поверхности раздела которых падают вниз по течению. Это заставляет считать, что крупные донные формы, которые в конце концов образовали крупную единую поверхность скатывания, начинались как сложные формы путем нагромождения друг на друга более мелких донных форм, вероятно дюн и поперечных баров. Пачки, опускающиеся по обращенной по течению стороне сложного бара, росли благодаря распространению сюда течения, и, когда отдельные формы постепенно остановили свое движение, образовались крупные единые поверхности скатывания. Такой ход развития баров мог быть связан с

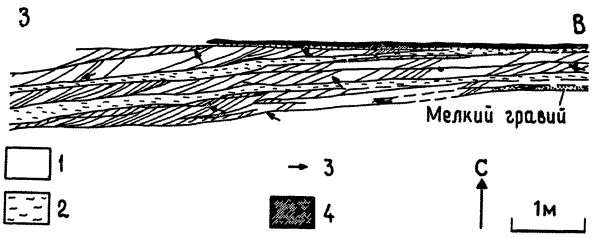


Рис. 3.53. Разрез через баровый комплекс в пределах руслового песчаного тела, параллельный палеотечению и показывающий сложный характер отдельных баровых тел, состоящих из косослоистых пачек (верхи верхнего карбона), северо-восточная Англия [1061]. *1* — мелкий гравий; *2* — слоистость ряби; *3* — направление падения; *4* — аргиллит.

паводковыми циклами, как это в настоящее время наблюдается на примере Брахмапутры [482]. Аналогичные спускающиеся пачки известны также в других русловых песчаниках, вероятно образованных в слабоизвилистых реках (рис. 3.53) [140, 1061].

Распределение палеотечений. Положение о том, что широкая дисперсия палеотечений характерна для отложений меандрирующих рек, а меньшая дисперсия типична для более слабоизвилистых рек, хорошо известно (например, [1323, 2445]). Однако это положение, которое исходит из оценки вариаций ориентировки русла современных рек, справедливо лишь тогда, когда используются средние значения местных векторов косой слоистости или действительная ориентировка русла. Поведение отдельных донных форм, которые мигрируют в речном русле и дают начало косой слоистости, слишком сложно. Чаще всего направления косой слоистости связаны не с типом русла, а с различным характером движения бара [2287, 141]. Поэтому образцы для замеров палеотечения должны отбираться очень тщательно с учетом типа осадочной текстуры и их положения в русловом комплексе. Только тогда по ним можно в какой-то мере судить о русловых процессах и типе русла [418]. Применение этих данных для региональных построений обычно менее плодотворно.

Заключение. Лишь немногие из описанных выше методов приводят к однозначной интерпретации типа русла в аллювиальных комплексах. Мы все больше сознаем сложность современных аллювиальных процессов и видим, что несколько простых моделей, предложенных в настоящее время, не способны охватить все разнообразие древних комплексов. В дальнейшем большая часть интерпретации будет основана на сбалан-

сированной оценке всех данных. Хотя часто самое большее, чего можно достичь — это интерпретировать конкретные местные разрезы или группы близко расположенных разрезов, очень важно применять описанные выше методы для сравнительного анализа изменений во времени, отраженных в стратиграфической последовательности, и пространственных изменений, наблюдаемых по отдаленным друг от друга точкам. Такие сопоставления часто дают ключ к пониманию характера аллювиальной системы и, таким образом, позволяют прийти к представлению о наиболее вероятном типе русла.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Collinson J.D. and Lewin J. (Eds) (1983) Modern and Ancient Fluvial Systems, pp. 575. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 6. Blackwell, Oxford.

Duchaufour P. (1982) Pedology, pp. 448. Allen and Unwin, London.

Goudie A. (1973) Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes, pp. 174. Oxford University Press, Oxford.

Gregory K.J. (Ed.) (1977) River Channel Changes, pp. 448. Wiley, Chichester.

Leopold L.B., Wolman M.G. and Miller J.P. (1964) Fluvial Processes in Geomorphology, pp. 522. Freeman, San Francisco.

Miall A.D. (Ed.) (1978) Fluvial Sedimentology, pp. 859. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 5, Calgary.

Miall A.D. (Ed.) (1981) Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins. pp. 272, Spec. Pap. geol. Ass. Can. 21. Waterloo.

Schumm S.A. (1977) The Fluvial System, pp. 338. Wiley, New York.

ГЛАВА 4

ОЗЕРА

Ф.А. Аллен и Дж.Д. Коллинсон

4.1. ВВЕДЕНИЕ

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. Озера служат природными лабораториями, в которых совершенствуются наши знания и представления о физических, химических и биологических процессах, имеющих отношение не только к лакустринным (озерным) системам и отложениям, но и к другим обстановкам осадконакопления. Так, в результате изучения озер развились многие представления о дельтовых и литоральных процессах и турбидитных течениях, а последние исследования глубоких стратифицированных озер привели к лучшему пониманию явлений, связанных с недостатком кислорода и имеющих место в океанах. Так как многие процессы одинаковы для озер и других обстановок, некоторые аспекты озерного осадконакопления рассмотрены в других главах книги.

Вполне очевидно, что к изучению самих озер и их отложений всегда побуждало их важное экономическое значение. 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 залежы железных руд, в частности формации полосчатых железняков.

Раньше озера зачастую рассматривались как микрокосм со своими внутренними, собственно озерными механизмами, определяющими процессы и, следовательно, продуктивность, гидродинамику и осадконакопление. Однако составные части всей системы водосборного бассейна находятся в тесной взаимосвязи и оказывают влияние на озера [2595]. Именно из-за такой взаимозависимости процессов и чувствительности системы к изменениям интерпретация озерных отложений столь неуловимо тонка, но зато щедра на вознаграждение их исследователю.

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 определяются 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 [2341].

4.2. РАЗНООБРАЗИЕ СОВРЕМЕННЫХ 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 (разд. 13.3.6) могут быть прогляциальными, т.е. предледниковыми (оз. Маласпина, шт. Аляска [995]), или

P.A. Allen. Department of Earth Sciences, Parks Road, Oxford, U.K. *J.D. Collinson.* Geologisk Institutt, Bergen, Norway.

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 [101]). 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; разд. 3.4.3, рис. 3.28) и озера, связанные с береговыми линиями морей (например, береговые лагуны; разд. 7.2.2), являются мелкими и короткоживущими. Озера могут также развиваться в результате эолового воздействия (разд. 5.2.6), например при подпруживании мелких озер и лагун песками ветрового надува (Ланды, южная Франция) или при образовании 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 ФРГ).

Многие озера современных засушливых поясов ранее были значительно крупнее. Такие обширные плювиальные 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). Плювиальные периоды, по-видимому, совпадали с максимумами оледенения [820, с. 459].

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 (разд. 14.4.2; 14.4.3), либо вдоль сдвиговых поясов, таких как долина реки Иордан (разд. 14.8.1). 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 [1216]), а скорость осадконакопления значительна. 2) Такие озера, как Чад и Эйр, образованные в длительно существующих и медленно погружающихся прогибах в кратонных областях (разд. 14.4.1). 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 основных 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 [169]). 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 [1360], а протока озера Онтарио поднимается на 0,37 м за то же время [2267]. С геологической точки зрения отрезки времени, за которые совершаются эти движения, являются мгновенными. Другие озера (Маракайбо в Венесуэле) непосредственно соединяются с морем, что также определяет уровень воды в озере. Необычная ситуация имеет место в озере Питт в Британской Колумбии [101], где уровень воды контролируется приливно-отливными течениями в эстуарии реки Фрейзер. В осадконакоплении открытых озер обычно преобладает привнос обломочного материала реками, но там, где поставка его невелика (например, в озерах Танганьика — Киву, рис. 14.8), может доминировать химическая и биохимическая седиментация.

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 седиментации. Тонкие изменения в общем водном балансе отражаются в существенных изменениях уровня воды [2305] (рис. 4.1) 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

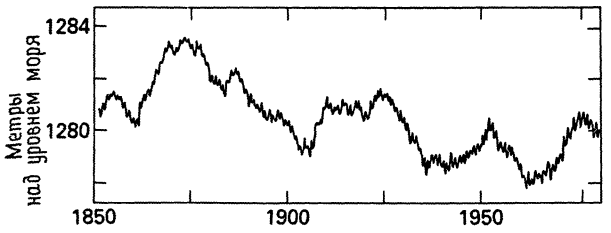


Рис. 4.1. Колебания уровня Большого Соленого озера, шт. Юта, США, в историческое время [748].

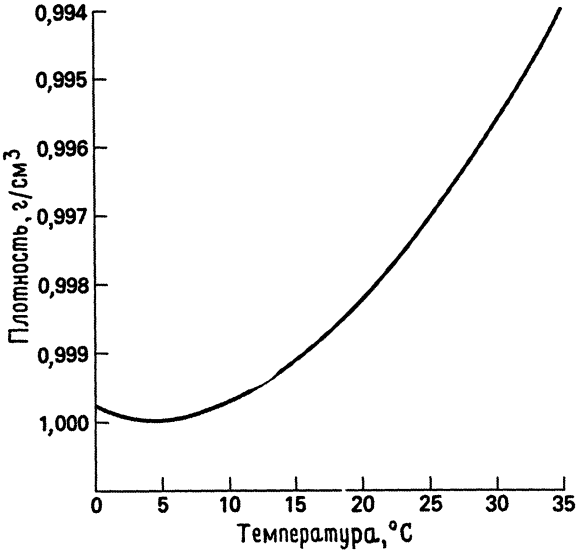


Рис. 4.2. Соотношение между температурой и плотностью пресной воды [1968].

речного детрита, 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 боолее резко очерченную морфологию.

4.3. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНОЙ ВОДЫ

Вся механическая и химическая динамика озер и их взаимодействие определяются в очень большой мере различиями в плотности воды. Для перемешивания жидкостей с различными плотностями требуется затрата механической работы. Плотность воды является функцией температуры (рис. 4.2) и в меньшей степени солености и концентрации осадков. Отношением температура — плотность вода резко отличается от других жидкостей и характеризуется максимальной плотностью при температуре 4°С. Скорость падения плотности с ростом температуры увеличивается [1968] так, что количество энергии, требуемой, например, для перемешивания двух расслоенных объемов воды при 29 и 30°С, в 40 раз больше, чем при 4 и 5°С. Таким образом, вода тропических озер обычно расслаивается гораздо легче, чем вода в озерах умеренного климата. Однако малейшее охлаждение воды в тропических озерах вызывает появление конвекционных течений, которые в случае продолжительного действия могут оказать влияние на весь объем воды в озере и привести к его полному перемешиванию. Плотность также растет с увеличением концентрации растворенных солей, хотя расслоенность воды по плотности, вызванная разницей солености, имеет важное значение только в некоторых озерах с высокой соленостью. В ледниковых озерах основным фактором контроля плотности воды может быть содержание взвешенного осадка, тогда как температурные различия в этом отношении играют сравнительно небольшую роль [995].

Основным источником тепла для озер является солнечная радиация, в то время как теплота глубоких термальных источников имеет минимальное значение. Потеря тепла происходит в результате термального излучения с поверхности. Вертикальный температурный разрез озера — это прямое отражение величины проникающей солнечной радиации (рис. 4.3). В расслоенных по температуре озерах верхний прогретый, насыщенный кислородом и подверженный циркуляции слой воды, носит название *эпилимниона*. Под ним залегает нижний холодный и относительно неподвижный водный массив, носящий название *гиполимниона*. Иногда гиполимнион характеризуется недостатком кислорода, что способствует сохранению на дне озера органических веществ. Переходная между этими слоями зона называется *металимнионом*, а плоскость, где температура с глубиной падает наиболее быстро, называется *термоклином* (рис. 4.4). Степень термально-плотностной расслоенности и сопротивления перемешиванию (т.е. устойчивости) озера очень сильно зависит от его размеров и формы. Изучение ряда озер штата Висконсин, США, и

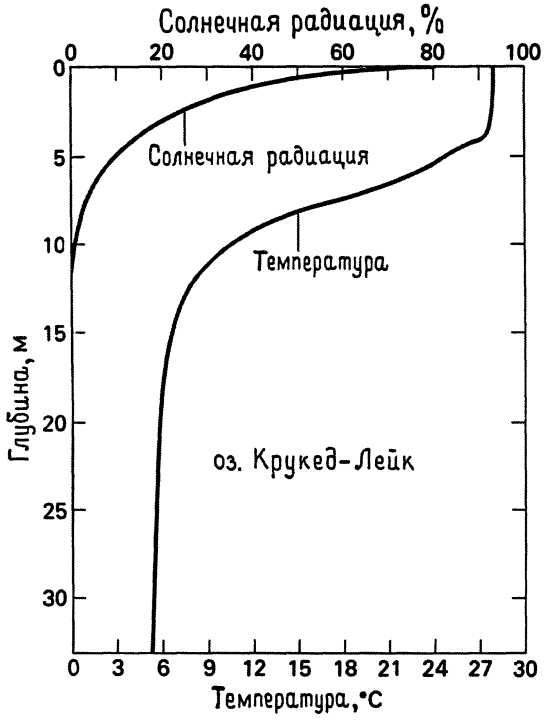


Рис. 4.3. Сравнение графиков проникающей солнечной радиации и температурного профиля озера Крукед-Лейк, шт. Индиана, США, на 18 июля 1964 г. [2595].

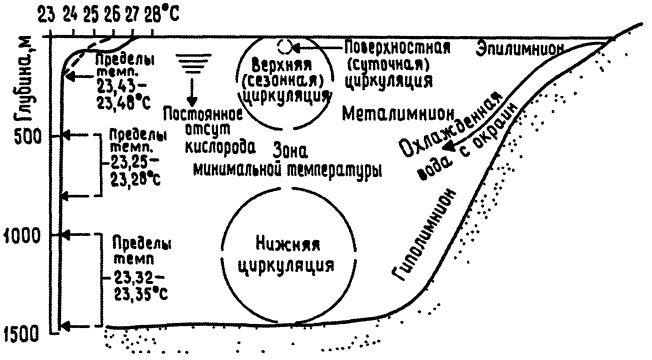


Рис. 4.4. Температурные профили озера Танганьика, показывающие предполагаемые области циркуляции воды с эпилимнионом на глубине 50—80 м, металимнионом на глубине не менее 200 м, подверженным сезонным циркуляциям, и гиполимнионом на глубинах с более или менее постоянной температурой и отсутствием кислорода [169, рис. 6.2].

центральной Канады [1968] (рис. 4.5) показало, что существует очень простая зависимость между глубиной летнего термоклина и величиной максимального нагона, т.е. расстояния от наветренного берега, дальше которого ветер дует с постоянными скоростью и направлением, не испытывая влияния суши. Сезонные изменения температуры воздуха и турбулентность, связанная с ветровым волнением, вызывают нарушение расслоенности верхних слоев воды и погружение термоклина. Озера, в которых во время зимнего охлаждения происходит полная циркуляция воды до самого дна, называются *гомомиктовыми*, а те, в которых имеет место лишь частичная циркуляция с сохранением постоянно застойного придонного слоя, называются *меромиктовыми.* Некоторые озера обнаруживают весьма своеобразную расслоенность с обратным температурным градиентом. Такие парадоксальные явления часто обязаны своим появлением существенным вариациям в концентрации солей [2080, с. 39].

Поведение озер в условиях умеренного и тропического климата в отношении стратификации несколько различно. В озерах умеренной климатической зоны непосредственно после весеннего паводка вода имеет температуру около 4° С, и для перемешивания всего водного столба требуется лишь незначительное количество ветровой энергии. По мере продолжения весны нагревание поверхностного слоя вызывает развитие температурной стратификации. В конце лета и осенью перемешивание воды происходит в два этапа. Сначала падение температуры воздуха вызывает охлаждение и погружение поверхностной воды,

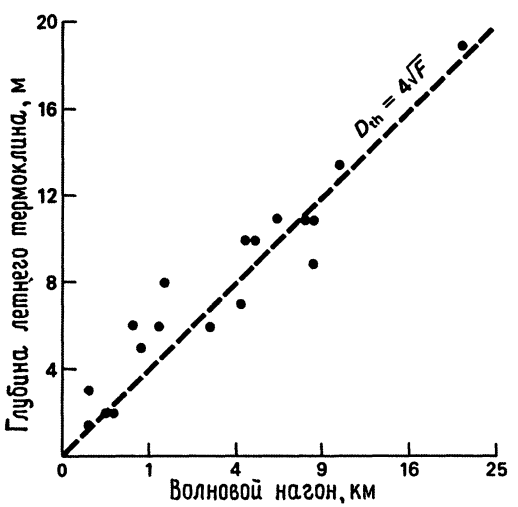


Рис. 4.5. Соотношения между глубиной летнего термоклина и волновым нагоном, определенное по температуре озер шт. Висконсин и центральной Канады [1968].

что приводит к усиливающейся эрозии металимниона. Затем обычно имеет место резкая смена последних стадий слабой летней стратификации на осеннюю циркуляцию, когда в течение нескольких часов может произойти полный круговорот воды, особенно если этому способствуют сильные ветры. Зимой ледяной покров предохраняет озеро от ветров, и может наступить период зимнего застоя. В тропических озерах, где сезонные изменения солнечной радиации незначительны, температурные градиенты невелики. Несмотря на это, большие различия в плотности воды при температуре тропиков, а также химическая стабилизация могут вызвать образование огромных резервуаров статичных вод на дне, как это имеет место в озере Танганьика.

Озера обычно классифицируются согласно их поведению в отношении стратификации [1213].

4.4. КИНЕТИКА ОЗЕРНОЙ ВОДЫ

Представления о характере водной циркуляции в озерах являются важной составной частью лимнологии и в конечном счете относятся к вопросам, рассматриваемым гидродинамикой [см. 1488] и выходящим за пределы настоящей работы. Более обстоятельное их обсуждение можно найти в учебниках по лимнологии Хатчинсона [1212], Бидла [169] и Ветцеля [2595]. Ответные реакции озер на различные формы поступления энергии сведены на рис. 4.6. Наиболее важным физическим агентом является ветер, а влияние поверхностного барометрического давления и гравитации для большинства озер, за исключением самых крупных; ничтожно мало.

Движения воды возникают при передаче ей ветровой энергии, хотя исключительно крупные волны могут также вызываться оползнями, землетрясениями и обрушениями ледников. Эти процессы дают начало сложному комплексу ритмических движений, или осцилляций, как на поверхности воды, так и в ее толще. Период и амплитуда таких осцилляций зависят от формы и размеров бассейна и от распределения плотностных свойств воды в его объеме. Гидродинамика воды служит обобщающей характеристикой озерной системы и является важнейшим фактором контроля температуры, растворимости газов и нутриентов (питательных веществ), а также других химических параметров.

Поверхностные волны. Поступательные поверхностные волновые движения важны в двух отношениях. Во-первых, при орбитальных движе-

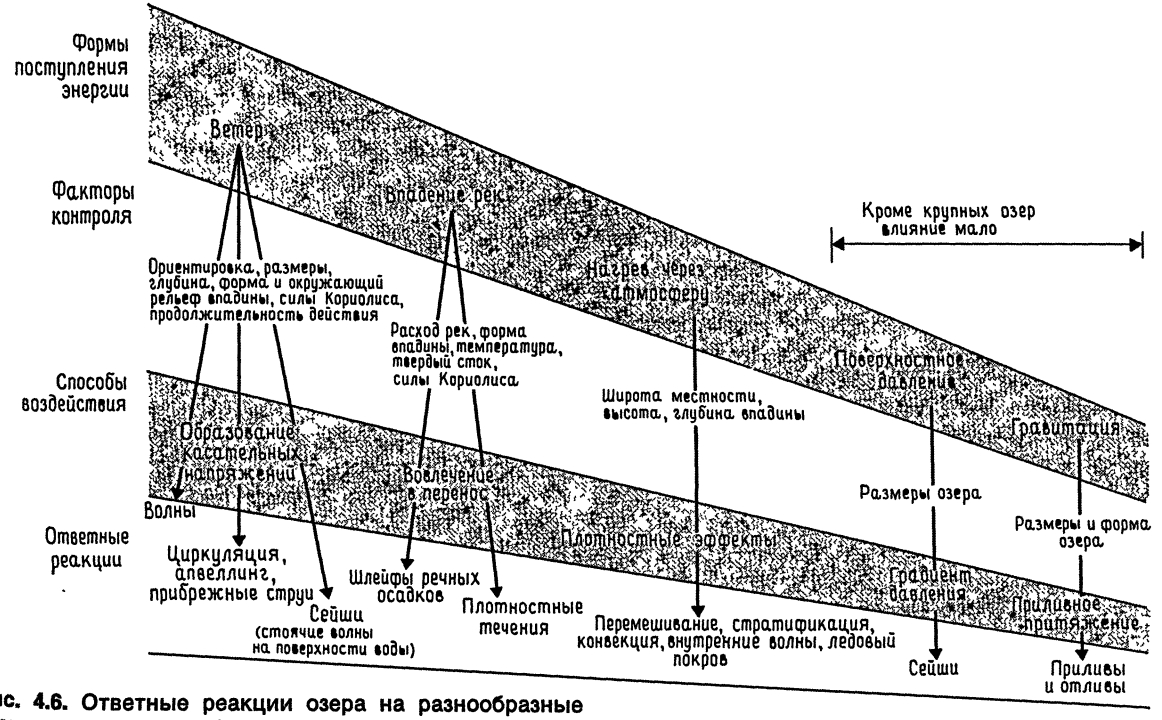


Рис. 4.6. Ответные реакции озера на разнообразные формы воздействия физических агентов [2266].

ниях частицы воды достигают определенной глубины, зависящей от параметров поверхностных волн. Эта волновая энергия передается металимниону, но гиполимнион при этом затрагивается довольно слабо, так как градиент плотности металимниона при передаче энергии играет роль барьера. Во-вторых, в достаточно мелких озерах, где поверхностные волны могут «прощупывать» дно, орбитальные скорости частиц воды способны вызывать перенос донных осадков и тем самым сдерживать рост водных растений. В широких мелководных озерах, таких как Балатон в Венгрии (средняя глубина 3,3 м), волны оказывают воздействие на донные осадки почти по всей площади озера [1000]. В отличие от этого в Великих озерах Северной Америки только 5% площади испытывает существенное влияние волновой деятельности [1212]. Величина волн зависит не только от силы и продолжительности ветра, но и от величины нагона. Зависимость эта была установлена давно [1212], но возможность ее использования для оценки размеров древних озер была понята сравнительно недавно (см. разд. 4.9.1). Так как длина нагона влияет на передачу ветровой энергии воде озера и, следовательно, на перенос осадков, ориентация озера относительно направления преобладающих ветров имеет особо важное значение [1004]. В некоторых озерах, например в озерах с жесткой известковой водой, волновая турбулентность может ограничивать аградацию невысоких мергелевых банок, которые распространяются на значительное расстояние от береговой линии в глубь озера, грубо соответствуя глубине волновой базы [1738] (см. также разд. 4.6.3).

Течения в озерах. В озерах наблюдается несколько типов течений (рис. 4.6), из которых наиболее важным является циркуляция, вызванная ветром. Меньшее значение имеют (в порядке перечисления) течения, вызванные впадением рек, прогревом литорали и гидрографические уклонные течения, направленные от места впадения реки к водосливу реки, вытекающей из озера.

Ветровое напряжение, возникающее большей частью во время штормов, вызывает очень сложное перераспределение перемещений воды. В прибрежной полосе течения очень сильные (в Великих озерах США после шторма порядка 0,30 м/с) и направлены параллельно берегу, тогда как более глубинные течения обычно слабее и не имеют определенного направления. Систематическое изучение прибрежной зоны озера Онтарио выявило наличие «берегового пограничного слоя» шириной несколько километров [545, 246]. Когда эти ветровые течения сочетаются со стратификацией водной массы, они называются береговыми струями. Если пренебречь осложнениями, которые возникают в прибрежной зоне, то ветровое напряжение вызывает общеозерную систему циркуляции, состоящую из замкнутых колец, прилегающих с обеих сторон к оси наибольших глубин озерной впадины. На эти системы циркуляции накладываются геострофические эффекты (силы Кориолиса), что вызывает левостороннее отклонение в Южном полушарии и правостороннее — в Северном полушарии.

Сейши (стоячие волны на поверхности воды). Скольжение ветра по водной поверхности вызывает нагнетание воды в направлении ветра. В широких мелководных озерах это нагнетание вызывает обратные течения, которые огибают озеро по сторонам и сходятся на его подветренной половине. Однако в глубоких нестратифицированных озерах обратное течение наблюдается у дна, причем его нулевая отметка достигает некоторой глубины в столбе воды. Если вода стратифицирована, термоклин (или самый высокий термоклин в случае многократной стратификации) может принять наклонное положение. Когда ветер стихает, вода оттекает назад в виде непротивоположного градиентного течения. Так возникают периодические раскачивающие движения, называемые *сейшами.* Период колебания сейшей целиком зависит от размеров и формы озера. Вертикальная амплитуда таких стоячих волн может быть весьма значительной: в Европе наибольшие по амплитуде сейши наблюдались в 1841 г. на Женевском озере. Внутренние сейши, обязанные своим появлением колебанию термоклина, имеют период и амплитуду значительно большие, чем обычные сейши (период 24 ч и амплитуда 10 м в озере Мадюзее [1006]), и являются важнейшей формой глубоководных движений воды в озерах.

Гидрологические уклонные течения, геострофические течения и сейши редко включают движения воды, достаточно сильные, чтобы вызвать твердый сток материала дна, но они играют решающую роль в переносе осадков в форме взвеси (в качестве примера см. озеро Рудольф [2675]). Впадающие в озеро реки вместе с геострофическими эффектами (силами Кориолиса) могут служить основной движущей силой, вызывающей циркуляцию воды и, следовательно, распределение осадков. Этот эффект наблюдается как в относительно небольших швейцарских озерах [2667], так и в более крупных озерах, таких, например, как Онтарио [2255].

В своей монографии, посвященной Женевскому озеру, Форель [841] установил, что вода впадающих в озеро рек не всегда перемешивается в вер-

тикальном направлении с озерной водой, и ввел представление о гиперпикнальном (верхнем) и гипопикнальном (нижнем) потоках, позднее развитое Бейтсом [159] (разд. 6.5.2, рис. 6.12). В стратифицированных озерах, таких, например, как Бриенцское в Швейцарии, несущая осадочный материал речная вода может даже течь по термоклину [2374]. Речная вода рассредоточивается обычно в зависимости от времени года и либо образует сток по поверхности озера, либо под ней. Например, летом воды Рейна и Роны попадают в относительно хорошо прогретые воды Боденского и Женевского озер. Их плотность больше, чем плотность поверхностной воды, и поэтому они образуют сток на некоторой глубине, но в зимние месяцы этот эффект из-за сближения температур речной и озерной воды не наблюдается.

Настоящие лунные приливы и отливы отмечаются только в самых больших озерах. Даже в Байкале и озере Верхнем их максимальная амплитуда составляет всего 0,03 м, хотя в тех случаях, когда приливно-отливные импульсы совпадают с сейшами, как это однажды произошло на озере Гурон, могут иметь место и более значительные колебания уровня воды. Влияние приливов и отливов на процессы осадконакопления в озерах обычно ничтожно мало.

4.5. ХИМИЗМ И ПРОДУКТИВНОСТЬ ОЗЕРНОЙ ВОДЫ

Одним из самых главных параметров озерной воды является содержание в ней кислорода, так как кислород играет весьма существенную роль в метаболизме водных аэробных организмов. Привнос растворимого в воде кислорода из атмосферы и образование его путем фотосинтеза сбалансированы с его расходом на дыхание аэробных организмов. Результирующее распределение и динамика кислорода имеют первостепенное значение для наличия нутриентов и, следовательно, для органической продуктивности озер. Биологические и химические процессы при этом тесно взаимосвязаны.

В периоды циркуляции воды концентрация кислорода в озере находится в равновесии с атмосферой. В глубоких озерах, где имеются зоны, обедненные кислородом, вода может циркулировать в течение нескольких недель, прежде чем будет достигнуто это равновесие. В очень непродуктивных (олиготрофных) озерах поверхностные воды всегда насыщены или фактически насыщены в отношении кислорода. Но эвтрофные озера с высокой биологической продуктивностью часто оказываются пересыщенными кислородом благодаря его образованию при фотосинтезе или недосыщенными из-за выноса кислорода при дыхании организмов и окисления органического вещества. Пасмурная безветренная погода, сопровождаемая расцветом водорослей, может вызвать катастрофическую деоксигенацию (обеднение кислородом) мелких озер из-за окисления разлагающегося органического вещества. Это может привести к массовой гибели животных, в частности рыб, что наблюдалось в озере Джордж в Восточной Африке [169].

Развитие стратификации в общем вызывает утечку кислорода из гиполимниона, следствием чего может стать образование анаэробных придонных вод, неспособных к окислению донных осадков. В таких услових может сохраниться большое количество органики. Поверхностные воды стратифицированных озер обычно обеднены фосфором и азотом из-за вхождения этих элементов в ткани планктонных организмов, которые тонут и аккумулируются ниже термоклина. Такой вынос нутриентов из поверхностных вод сильно отражается на их первичной продуктивности. Первичная продуктивность озера Киву, которое имеет хорошо выраженный постоянный термоклин, составляет всего одну четверть этого параметра для озер Эдуард или Мобуту-Сесе-Секо в Восточной Африке, которые характеризуются приблизительно такими же размерами и близким химическим составом, но менее резко стратифицированы [169].

Продуктивность крупных озер в значительной степени зависит от процессов регенерации и относительно мало зависит от привноса нутриентов реками. В настоящее время в таких озерах преобладают диатомовые водоросли с кинетикой поглощения кремния, приспособленной к его низкой концентрации. Однако химизм и продуктивность малых озер с кратковременным заполнением водой могут испытывать сильное влияние поверхностного и подземного стока. Речная вода, поступающая в озеро, может удерживать в течение некоторого времени свою химическую индивидуальность до тех пор, пока она в конце концов не смешается с озерной водой. Поэтому в пределах озера могут иметь место значительные колебания химического состава воды как по вертикали, так и по горизонтали, причем общая картина этих вариаций будет зависеть от того, как циркулирует вода.

В составе неморской воды преобладают четыре главных катиона: кальций, магний, натрий и калий и три главных аниона: карбонат, сульфат и хлорид. Соленость воды контролируется соотношени-

ем стока водосборного бассейна и количества атмосферных осадков и равновесием между испарением и выпадением твердых осадков. В открытых озерах химический 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 (см. разд. 4.7.2). 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, в Мертвом море [190]). В обогащенных натрием озерах Восточной Африки и Южной Америки, где проявлены особые типы вулканизма, растворенные вещества, привносимые горячими источниками, способствуют достижению высоких концентраций натрия, карбонат-иона и ионов галоидов. Вследствие этого уровни содержания растворенного кремнезема могут превысить $1000 \cdot 10^{-6}$, как, например, в озере Магади [743, 2381]. В озере Чад, несмотря на то что оно является бессточным водным бассейном, сохраняется низкая концентрация ионов, по-видимому, из-за утечки вод с относительно высокой концентрацией через окружающие озеро дюнные поля [626, 2045].

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, куда 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 сфагнумовым 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 абстракция большого количества CO_2, приводящая к смещению равновесия в системе CO_2—HCO_3^-—CO_3^{2-}.

4.6. ОСАДКИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИ ОТКРЫТЫХ ОЗЕР

4.6.1. Обломочное осадконакопление. Большая часть кремнисто-обломочных осадков, отлагающихся в озерах, сносится туда реками либо в виде взвеси, либо в форме твердого донного стока. Иногда важное 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 осеннее время или может быть связано с паводками. Привнос органики внутреннего происхождения обычно достигает максимума летом.

Зоны ближнего прибрежья (прибрежного мелководья). Кремнисто-обломочные осадки озерных окраин, как правило, концентрируются 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 (разд. 7.2.2).

В классической работе Гилберта [923], посвященной топографическим особенностям берегов озер, была высказана господствовавшая тогда точка зрения на отложение осадков озерных окраин. Простые дельты такого типа, который был выделен Гилбертом, состоящие из широких простых и крутых передовых слоев, перекрытых пологими поверхностными слоями, формировались под турбулетными полуструями. Последние были вызваны инерционными потоками (разд. 6.5.2) там, где скорости течения высоки, волновая энергия бассейна низка, а склоны дна в прибрежной зоне озера относительно круты. Дельты подобного типа встречаются в относительно глубоких пресноводных озерах с довольно низким градиентом уклона впадающих рек. Хорошим примером могут служить дельта Рейна в Боденском озере [1732, 1733] и, по-видимому, дельта реки Лаитауре в арктической части Швеции [112]. Озерно-ледниковые дельты, такие как в проглядиальном озере Маласпина на Аляске и в плейстоценовом озере Хитчкок в шт. Массачусетс, ха-

рактеризуются крутопадающими передовыми слоями, сложенными субпараллельными или поперечными косослоистыми слойками ряби [1292, 997]. Береговая линия озера между участками впадения рек в этих случаях обычно обеднена крупнозернистым кластическим материалом.

Дельты гилбертовского типа представляют собой просто один из возможных способов распределения прибрежных осадков. Формирование других типов береговой линии зависит от привноса осадков и морфологии озера. В тех случаях, когда реки с высоким расходом твердого донного стока впадают в мелководные озера, начинают преобладать процессы трения (рис. 6.13). Вероятно, к этому типу принадлежит дельта Волги, впадающей в Каспийское море, и дельты Сырдарьи и Амударьи, впадающих в Аральское море. Осадконакопление в дельте реки Кататумбо, впадающей в озеро Маракайбо в Венесуэле, также обязано главным образом фрикционным процессам [1215]. Здесь бар из крупнозернистого песка рассекает поток в устьевой части реки в направлении озера, и осадки осаждаются на широкой площади подводных намывных дельт.

Гипопикнальные течения в озерах значительно менее вероятны, чем в морской обстановке, так как озерная вода и речная вода часто имеют одинаковую плотность. Правда, большая разница плотностей может быть вызвана различием температур или наличием взвешенного твердого стока в речной воде. Эти различия оказывают влияние на осадкообразующие гиперпикнальные потоки, из которых могут сформироваться подводные озерные каналы и намывные дельты, такие как в дельте Роны в Женевском озере [841, 1162].

У береговой линии крупных озер наблюдаются многие типы осадконакопления, которые обычно присущи морским побережьям. Отсутствие среди глубоководных отложений Великих озер Северной Америки осадков песчаной размерности [2443] позволяет полагать, что прибрежные течения и волнение действовали здесь в условиях существенно закрытой системы в прибрежной зоне. Пляжный комплекс здесь узкий, хотя бывает разнообразным и сложным [1412]. Песчаные гряды и промоины пляжей озера Мичиган [586], по-видимому, очень близки по строению к своим океанским аналогам. Энергетические уровни могут быть достаточно высокими, чтобы формировать крупные намывные косы, доходящие до берега, такие как мыс Пойнт-Пили в озере Эри. Размер таких прибрежных образований контролируется волновой обстановкой озера, а также достаточным количеством осадков.

Зоны дальнего (удаленного) прибрежья. Кластическое осадконакопление в зонах, удаленных от берега, представлено тремя процессами: турбидитными потоками, пелагической седиментацией и гравитационными потоками. Скорости осадконакопления здесь, как правило, низкие и колеблются, например для озера Онтарио, от ~100 г/м^2 в год до 300 г/м^2 в год [2443]. Близкие величины отмечаются для Каспийского моря (360 г/м^2 в год) и для озера Виктория (200 г/м^2 в год). Для стратифицированного озера Фейетвилл-Грин в шт. Нью-Йорк отмечены несколько более высокие скорости седиментации (между 300 и 650 г/м^2 в год) [1544]. Эти величины соответствуют скорости аккумуляции менее 0,5 мм в год. Отложению наиболее мелких частиц могут препятствовать даже слабая циркуляция воды или восходящие течения (апвеллинг). Но присутствие агентов флоккуляции может способствовать повышению скорости седиментации. Рассеяние и отложение тонкозернистого взвешенного материала определяются характером циркуляции воды в озере (разд. 4.4) , на которую в свою очередь сильно влияют течения впадающих в озеро рек и геострофические эффекты [2667]. 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.

В Бриенцском озере в Швейцарии в период летнего осадконакопления речная вода имеет меньшую плотность, чем озерная, и поэтому стекает из озера поверху [2374]. Чаще же поступающая речная вода, несущая осадки, имеет большую плотность, чем вода в эпилимнионе, но меньшую по сравнению с холодной водой в гиполимнионе, и поэтому она течет по термоклину. Из таких поверхностных и подповерхностных потоков на дно оседают большей частью частицы алевритовой размерности (рис. 4.7). Более тонкий материал остается в виде взвеси и выпадает в осадок только после полного обращения (перемешивания) столба воды. Эта взвесь образует светлоокрашенное зимнее «одеяло». Турбидитные подводные потоки, рассредоточивающиеся от дельтовых каналов, формируют градационные слои осадков, мощность которых вблизи источника, каким является дельта, достигает 1,4 м, но это происходит относительно редко, может быть, один раз в столетие. Более мелкозернистые градационные слои песчаного или алевритового осадка связаны с более частыми речными паводками. Поэтому в паре со светлым зимним покровом из материала взвеси образуется паводковый турбидитный слой. Та-

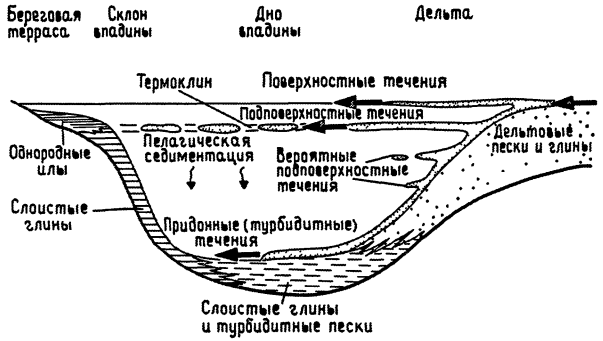


Рис. 4.7. Механизмы распределения и типы осадков при кластической седиментации в олиготрофных озерах с годичной температурной стратификацией на примере Бриенцского озера, Швейцария. Ширина впадины и мощность осадков показаны вне масштаба [2374].

кие пары похожи на ритмиты (называемые варвами или годичными лентами там, где можно доказать определенно их годичную цикличность), характерные для ледниковых озер.

В ледниковом озере Хитчкок [100] установлено три типа ритмитов. В каждом из типов присутствует алевритовый «летний» слой и перекрывающий его илистый «зимний» слой, хотя количественные соотношения этих двух компонентов могут сильно варьировать. Слои алеврита (или иногда мелкого песка) отлагаются турбидитными течениями, а илистые слои представляют собой результат выпадения тонкого взвешенного материала. Ритмиты первого типа встречаются на участках, удаленных от впадающих в озеро рек, и содержат тонкие четко различимые слои алеврита. Ритмы второго типа состоят из алевритовых и илистых слоев одинаковой мощности и отлагаются в разнообразных обстановках. Толстослоистые разности аккумулируются в батиметрических впадинах вблизи дельт, а тонкослоистые образуются в стадии, когда озеро испытывает дефицит в поступлении осадков. Ритмиты третьего типа, в которых слои алеврита всегда мощнее глинистых слоев, образуются на склонах подводных дельт, причем алевритовый материал привносится подводными течениями. Поэтому здесь в варве, или ритмите, с удалением от места впадения реки наблюдаются четкие переходы от сравнительно мощных ритмических пар с преобладанием алевритовой составляющей к тонким сдвоенным слоям с преобладанием илистого компонента [1842].

Турбидитные течения в озерах могут вызываться оползнями. За последние годы появилось много примеров такого рода, связанных с местами сбрасывания в озера промышленных отходов. И все же обычно оползни являются следствием неустойчивости слишком крутых поверхностей осадконакопления, которая возникает периодически в озерах с крутыми склонами при разгрузке твердого стока рек, несущих обильный осадочный материал. Детальные эхолокационные измерения, проведенные совместно с применением точных лазерных методов, показали, что крупные площади дна Цюрихского озера покрыты оползневыми отложениями [2106].

Ценное описание озерных отложений с годичной слоистостью дано в работе О'Салливана [1842].

4.6.2. Химическое и биохимическое осадконакопление. Химическое осадконакопление в открытых озерах ограничено контурами озера, как такового, и не происходит в обрамляющих его илистых отмелях и на участках весенних разливов (ср. разд. 4.7.2).

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 [1328]: 1) выпадения в осадок первично неорганического вещества, вызываемого фотосинтезом растений или реже изменениями чисто физических условий — температуры, испарения или смешения различных водных объемов; 2) продуцирования известковых раковин, поверхностной инкрустации 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.

Первичный неорганический осадок. Основной контроль первичного осаждения карбонатов осуществляется системой CO_2. Вынос CO_2, который наиболее эффективно выполняется в ходе фотосинтеза, приводит к повышению pH и способствует выпадению в осадок кальцита. Вынос CO_2 при дегазации в атмосферу, по-видимому, является значительно менее важным и медленным процессом [1328, 588]. Первичное осаждение карбонатов также может быть вызвано нагревом воды озера, приводящим к пересыщению 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 [1328, 2565], а также других озер с температурной зональностью [588]. Расцвет диатомовых водорослей в конце весны и начале лета вызывает заметное увеличение pH и как результат пересыщение поверхностных вод. Это приводит к выпадению в осадок кальцита и быстрому снижению степени пересыщения и величины pH.

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 (рис. 4.8). Светлые, обогащенные карбонатом слои этих отложений 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, кремнистых диатомовых фрустул и 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.

Хотя донные воды разбавленных карбонатных озер слегка недосыщены, растворение кальцита

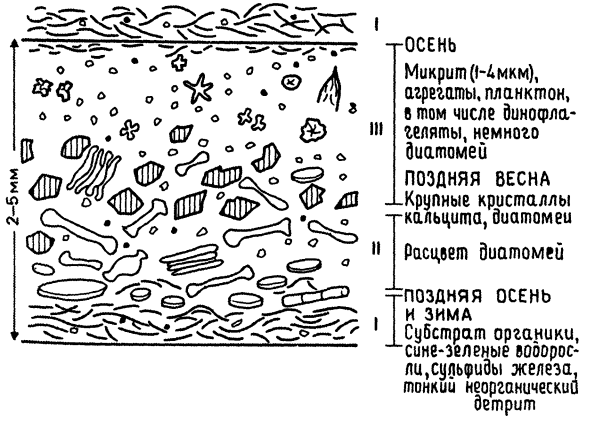


Рис. 4.8. Схематический вид типичной неледниковой варвы из Цюрихского озера, Швейцария. Элементы I и II образуют позднеосеннюю — зимнюю (темную) ламину, элемент III — поздневесеннюю — летнюю (светлую) ламину [1328].

Рис. 4.9. Разрез типичной прибрежной области озера Литлфилд, шт. Мичиган, США, на котором видны морфология мергелевого подводного склона и распределение современных осадочных фаций [1738].

под эпилимнионом происходит в небольших количествах. Предполагается, что в Бильском озере в Швейцарии [2666] выщелачиванию кальцита препятствуют предохранительные оторочки вокруг его зерен. Различия в размерах кристаллов отражают колебание степени пересыщения, а сортировка в связи с разными скоростями седиментации может вызвать отложение в виде градационных слоев.

Оолиты в современных разбавленных озерах редки, но они все же описаны на платформах-банках на мелководных окраинах одного небольшого мергелистого озера [2612]. Их распространение здесь ограничено узкой полосой с глубиной воды менее 4 м. От морских оолитов они отличаются крайне неправильной формой поверхности, а от оолитов из соленых озер тем, что кортикальный кальцит в них не имеет определенной ориентировки и образует ангедральную изометричную мозаику.

Биогенный карбонат. 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 платформы бывают покрыты водорослевыми пизолитами и окаймлены болотами, где накапливаются торфяники [1738]. В направлении озера эти платформы переходят в подводный береговой склон, где развиваются колонии макрофитовой водоросли *Chara*. Склоновая фация глубже 10 м сменяется гастроподовыми и остракодовыми микритами (рис. 4.9).

Цианобактерии (сине-зеленые водоросли) образуют «рубашки» на зернах, в том числе на скелетных обломках, которые со временем превра-

щаются в онколиты. Морфология озерных онколитов в значительной степени обусловливается формой ядра [866, 730] и отчасти частотой (скоростью) их передвижения [2137]. Мелкие онколиты перемещаются при волнении [2137] и имеют сферическую форму. Более крупные менее подвижны и принимают дискообразную форму. На мелководье озера Унтер-Зе (юго-западное ответвление Боденского озера в Швейцарии) широко распространены водорослевые карбонаты, содержащие крупные линзовидные онколиты размером 0,01—0,30 м. Оставаясь в этих пределах, они увеличиваются в размере в направлении участков с более сильным течением [2102]. Плотные их разности с гладкой поверхностью, похожие на гальку, образуют скопления у берегов, а губчатые рыхлые разности встречаются в виде включений в несцементированных отложениях со знаками ряби ниже уровня воды. Микроструктура онколитов определяется чередованием плотных и рыхлых слоев микрита с ветвистыми, трубчатыми и слоистыми водорослевыми филаментами. Онколиты крошатся с образованием карбонатного песка [2137] и в ряде случаев могут играть существенную роль в крупномасштабном осадконакоплении [1882].

В распределении водорослей в пределах озера обнаруживается четкая зональность. В самой мелководной подзоне литорали (глубиной менее 1 м) преобладают выступающие над поверхностью воды макрофиты, заимствующие CO_2 непосредственно из атмосферы. На несколько больших глубинах (приблизительно 1—3 м) расположена подзона растений с плавающими листьями и корнями, прикрепляющимися к поверхности осадка. Полоса между этой подзоной и началом эйфотической зоны (при глубине около 10 м) служит средой обитания подводных макрофитов. Вместе с субаквальными частями выступающих и плавающих макрофитов подводные макрофиты составляют большую поверхность, которая обживается микрофлорой, такой как сине-зеленые водоросли. Водорослевые эпифиты на поверхности макрофитов на самом деле имеют значительно большую продуктивность по сравнению с водорослями, связанными с неживым субстратом, свидетельствуя тем самым, что между эпифитовыми водорослями, бактериями и несущими их макрофитами существуют сложные и динамичные взаимоотношения.

Роль источника карбоната играет бикарбонатион, а выпадение в осадок карбоната кальция в форме поверхностных корок обусловлено извлечением CO_2 в ходе фотосинтеза растений-макрофитов. Примерами таких продуцентов карбоната являются харофиты *Nitella* и *Chara*. В харофитах карбонатизируются женские воспроизводящие клетки (оогоний), которые обычно хорошо сохраняются. Инкрустированные карбонатом стебли и оогоний харовых водорослей способствуют образованию песчаной фации водорослевых микритов, которая четко выделяется в мергелистых озерах шт. Мичиган [1738]. В солоноватых и кислых водах отложения карбоната на макрофитах не происходит, и в этих условиях образуются торфяники.

Высокий уровень содержания фосфора, по-видимому, подавляет рост некоторых видов растений. Этим можно объяснить слабое развитие харофитов в эвтрофных озерах. В общем случае харофиты наиболее широко развиты либо в олиготрофных озерах, либо в мелководных озерах с жесткой водой. Известны, однако, харофиты и в пересыхающих соленых озерах Австралии [391], а также в древних морских отложениях [1961], поэтому ранее широко распространенную точку зрения о том, что харофиты всегда обитают в пресной или солоноватой воде [2656], следует принимать с оговорками.

С наружной стороны береговой линии озера Грин-Лейк в шт. Нью-Йорк получили развитие строматолитовые биогермы. Карбонатный осадок здесь сначала улавливается сине-зелеными водорослями и мхами, а затем цементируется преципитатом $CaCO_3$ [702]. Внутренняя структура биогермов определяется чередованием отложения кальцита, удерживаемого слизистыми оболочками водорослей, и кальцита, выпадающего в осадок непосредственно из озерной воды. При разложении водорослей остаются губчатые пористые реликтовые текстуры, а при выпадении в осадок низкомагнезиального кальцита образуются гроздевидные, радиально-лучистые и столбчатые наросты. Такие линзовидные биогермы распространяются от уровня воды до глубины 10 м. По латерали они в сторону озера переходят в мощные отложения мергелей и в пределах литоральной зоны ассоциируются с харофитовыми и гастроподовыми песками.

Элементы химического и биохимического осадконакопления в гидрологически открытых пресноводных озерах сведены на рис. 4.10.

4.7. ОТЛОЖЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИ ЗАКРЫТЫХ ОЗЕР

В настоящее время общемировые климатические условия характеризуются исключительно высокой аридностью, поэтому ранее крупные

Открытое пресноводное озеро

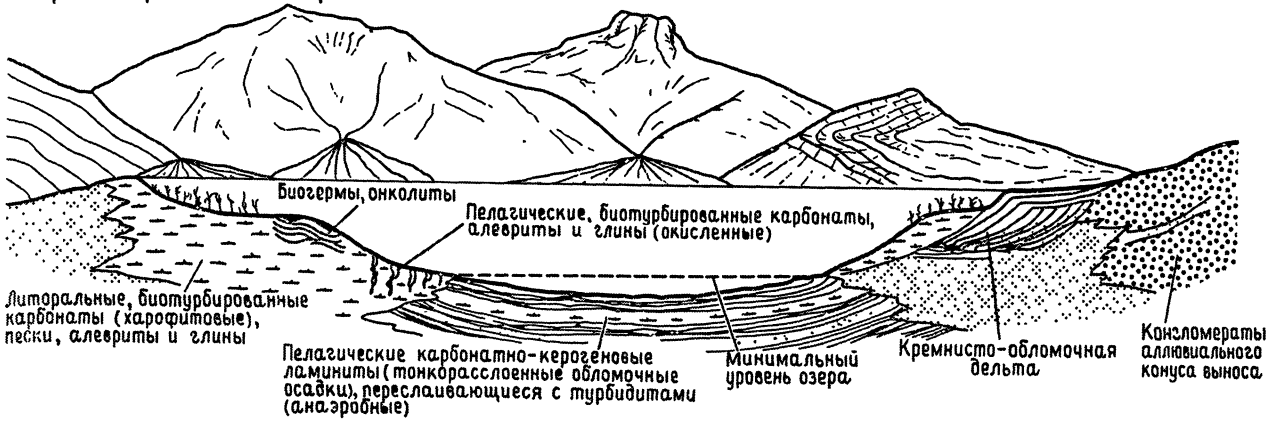


Рис. 4.10. Элементы осадконакопления гидрологически открытого пресноводного озера [478].

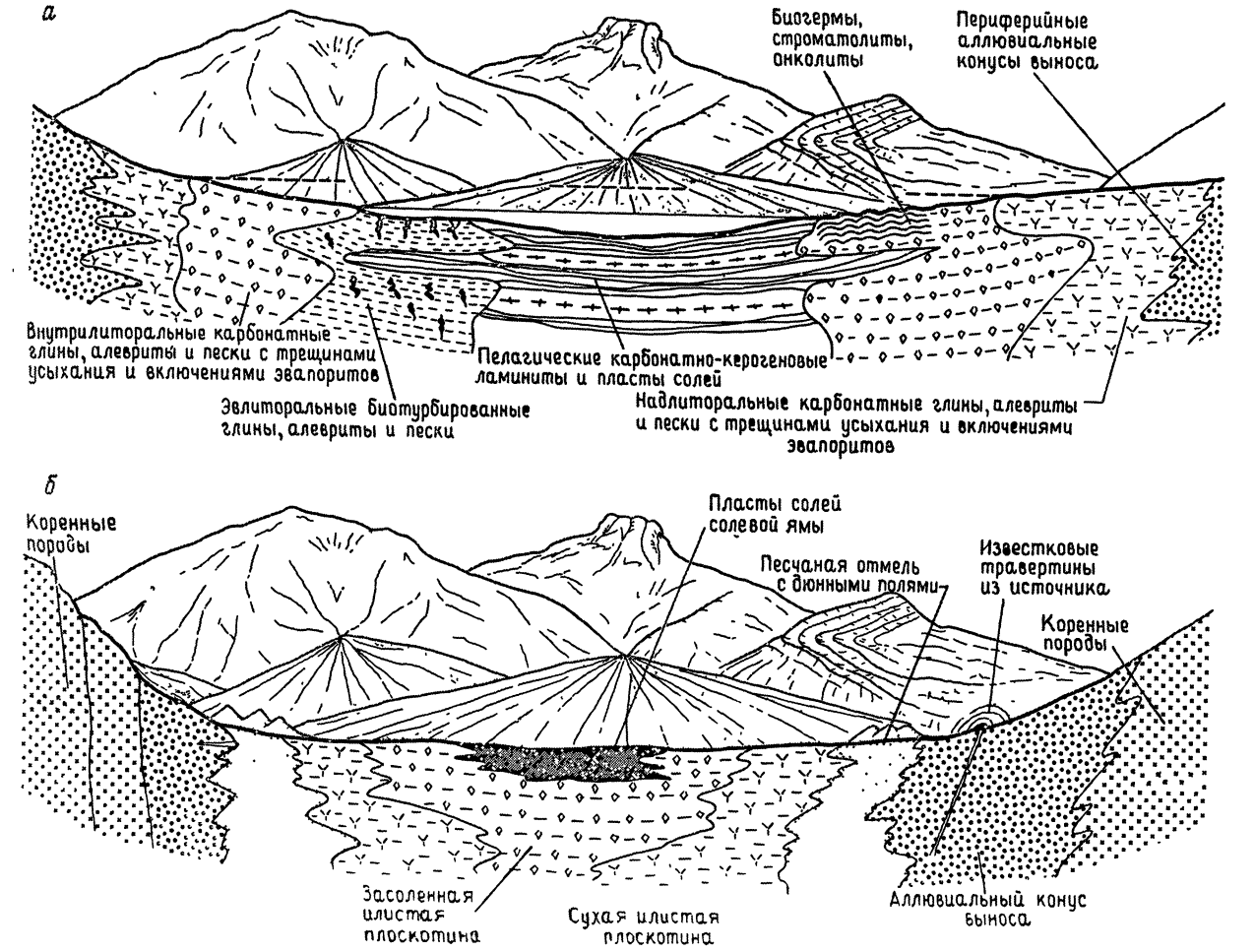


Рис. 4.11. Обстановка осадконакопления в гидрологически закрытой впадине. *а* — впадина с непересыхающим соленым озером; *б* — впадина с пересыхающим соленым озером [748].

пресноводные озера сократились до размеров небольших соленых водоемов, что, в частности, видно на примере Большого Соленого озера в шт. Юта, США, и предшествовавшего ему озера Бонневилл. Некоторые озера, которые раньше были постоянными, сейчас превратились в пересыхающие.

4.7.1. Обломочное осадконакопление. Колебания уровня воды в озерах с отсутствием стока вызывают переотложение осадков в прибрежной зоне. Аллювиальные конуса в областях с бессточными водосборными бассейнами окаймляются песчаными шлейфами, называемыми *песчаными отмелями* (рис. 4.11). Их омывают свободно текущие поверхностные плоскостные потоки, из которых отлагаются горизонально-слоистые или волнисто-слоистые пески. Образование на поверхности таких отмелей луж, связанное с расширением прилегающих участков соленого озера во время паводков, вызывает переотложение материала отмелей в форме покровных слоев со знаками волновой ряби. Выпадение в осадок гипса и высокомагнезиального кальцита в пределах песчаных отмелей является результатом подкачки при испарении грунтовых вод, которые поступают в ходе кратковременных разливов или питаются постоянными источниками и ручьями, как это происходит в Салин-Валли в шт. Калифорния.

Наносы береговой линии, такие как дельты, пляжи, пляжные гряды, намывные мысы и бары, в соленых озерах наблюдаются довольно редко. Их отсутствие в основном обусловлено низкой волновой энергией, присущей современным соленым озерам небольших размеров. Единственным исключением из этого правила служит озеро Эйр в Австралии, где дюны и отложения пересыхающих ручьев во время разлива озера в 1949—1950 гг. были переотложены с образованием намывных мысов, береговых баров и пляжных гряд [1348].

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. Отложение обломочного материала здесь происходит при плоскостном омывании 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 [1041, с. 20]. Плоскостные паводковые воды, попадая в лужи на поверхности илистых плоскотин, могут вызвать образование подводных трубидитных потоков, из которых отлагаются маломощные слои с градационной слоистостью. При переотложении этих осадков волнами, возбужденными ветром, на их поверхности будут возникать знаки волновой ряби [1041, с. 21].

4.7.2. Химическое и биохимическое осадконакопление. Для того чтобы понять, как происходит выпадение солей в закрытых озерах, нужно рассмотреть способы превращения разбавленных вод, впадающих в эти озера, в рассолы. Общие принципы этого явления были сформулированы Югстером и Джоунзом [747], а также Харди, Смутом и Югстером [1041]. 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 щелочноземельных элементов — кальцита, арагонита или магнезиального кальцита [1777]. 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 [746] (рис. 4.12). Дальнейший рост концентрации ведет к пересыщению раствора в отношении гипса, что служит другой важной точкой расхождения геохимических путей.

Пересыщение раствора в отношении более растворимых минералов достигается лишь после того, как степень концентрации превысит приблизительнов 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, галит и трона, хотя возможные вариации состава при этом имеют очень широкие пределы.

Крупные колебания уровня воды в закрытых озерах ведут к частым затоплениям окружающих озеро илистых плоскотин, а иногда к полному пересыханию центральной части озера, как это наблюдается, например, в пересыхающих соленых озерах Долины Смерти в шт. Калифорния, в озере Магади, Кения, и в озере Эйр, Австралия. Озера,

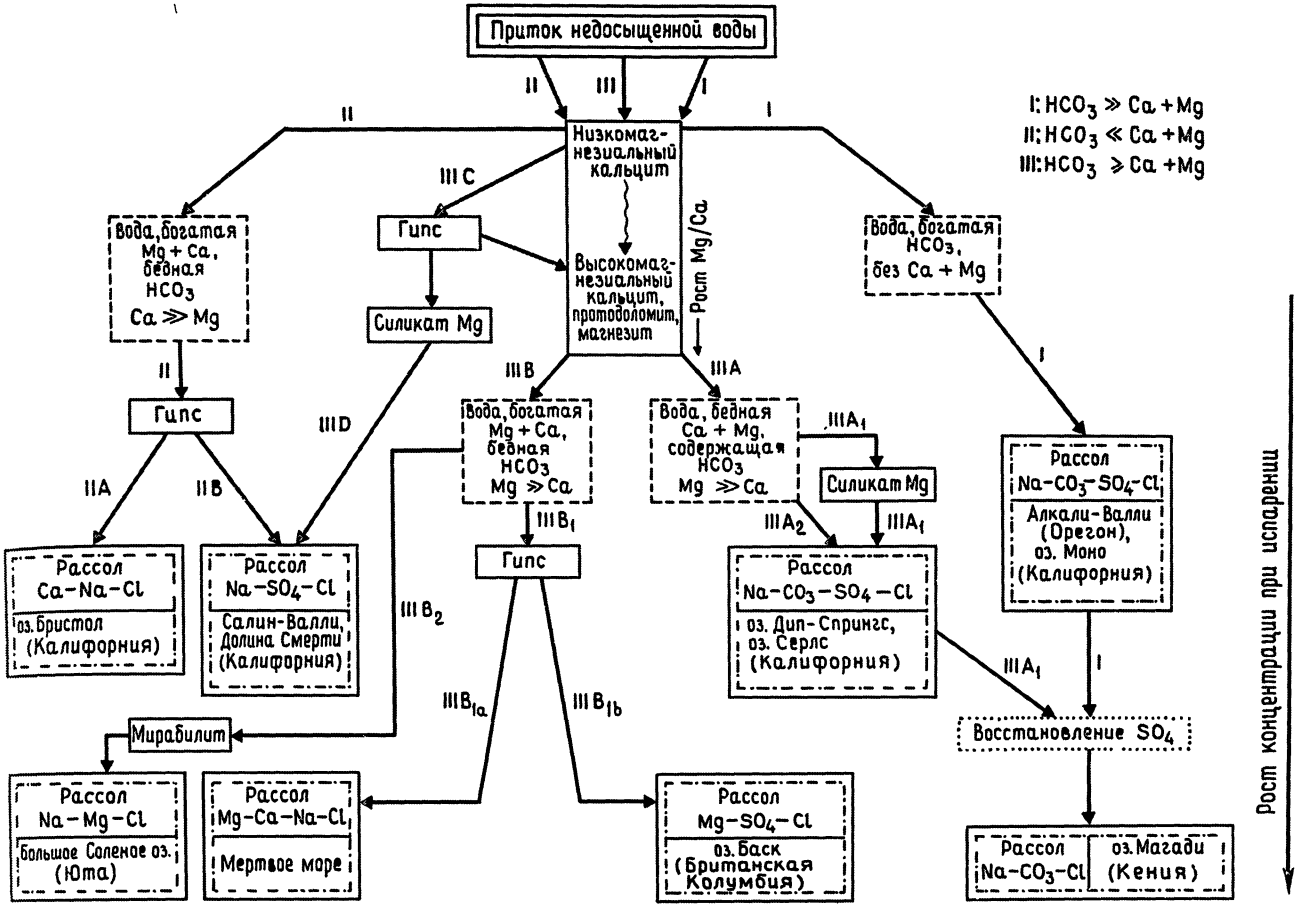


Рис. 4.12. Схема эхволюции рассола. Прямоугольники со сплошными контурами — критические преципитаты, прямоугольники со штриховыми контурами — типичные составы вод. Конечные типы рассола и примеры соленых озер приведены в прямоугольниках со штрихпунктирными контурами. Показаны три главных направления геохимической эволюции. Первая критическая ступень соответствует выпадению кальцита. Воды, изначально обогащенные HCO_3 относительно Ca+ +Mg, следуют по I направлению к щелочным рассолам, таким, как в Алкали-Валли, шт. Орегон. Воды, изначально обедненные HCO_3 относительно Ca + Mg, следует по II направлению к Ca-Na-сульфатно-хлоридным рассолам, таким как в озере Бристол и в Долине Смерти, шт. Калифорния. Воды с промежуточным отношением HCO_3/Ca + Mg (III направление) сначала выделяют низкомагнезиальный, а затем высокомагнезиальный кальцит, протодоломит и, наконец, магнезит. В зависимости от относительного количества щелочно-земельных элементов и бикарбоната дальнейшее испарение идет в направлении IIIA (озеро Дип-Спрингс, Калифорния) или IIIB (Мертвое море) [746].

занимающие центральную часть плайи, по характеру могут варьировать от пересыхающих соленых до постоянных соленых.

Карбонаты. Образование карбонатов в закрытых впадинах с относительно пресноводными непересыхающими озерами происходит так же, как в открытых озерах. Однако здесь извлечение Ca^{2+} из озерной воды путем выпадения в осадок ранних карбонатов ведет к росту отношения Mg : Ca и к выпадению в осадок низкомагнезиального кальцита и затем арагонита (например, в Мертвом море) и высокомагнезиального кальцита или только последнего (например, в озере Балатон в Венгрии). При этом образуются карбонатные ламиниты, состоящие из карбонатов Mg и Ca, обломочных кварца и силикатов и слоев органики. Примером может служить арагонито-органогенные ламиниты крупного щелочного озера Ван в Турции. Переотложение течениями способствует образованию небольших форм размы-

ва и заполнения, косой слоистости и скоплений фекальных пеллет, оолитов и обломков срыва в качестве остаточного гравия. На открытых илистых плоскотинах также имеет место цементация карбонатами, обусловленная ростом концентрации при испарении.

В мелководных прибрежных частях озер, промываемых волнами или течениями, встречаются оолитовые пески. Железистые оолиты, содержащие до 49% Fe_2O_3, встречаются на глубине 1—3 м, отступя от дельты реки Чари в озере Чад [1484]. Железо в них заимствуется в коллоидной или адсорбированной форме из твердого стока впадающих в озеро рек или выпадает в осадок вместе с силикатами из самой озерной воды. Теплое и хорошо аэрированное мелководье обеспечивает физико-химические условия, необходимые для формирования железистых оолитов. В Большом Соленом озере в шт. Юта [1013] оолитовые пески со знаками ряби, состоящие из карбоната кальция и ассоциирующиеся с водорослевыми биогермами, встречаются на глубине от 0 до 4 м [1012] (рис. 4.11). Биогермы состоят из тонкослоистого микритового арагонита (при мощности слоев несколько миллиметров) или лишены слоистости и обладают высокой пористостью. Их внутренняя структура слегка напоминает строение организмов (кокколитовых сине-зеленых водорослей), обитающих на поверхности построек, что позволяет предполагать ее реликтовое происхождение, связанное по времени с более низкой соленостью воды.

Родниковые воды, образующие на поверхности плайи небольшие озерца, могут стать пересыщенными в отношении кальция при потере CO_2 как в ходе дегазации, так и в результате фотосинтеза. Кальцит при этом выпадает в осадок в виде пизолитов, инкрустаций, конкреций и сталактитоподобных наростов [2030].

Минералы-эвапориты. Минералы-эвапориты выпадают в осадок в трех основных обстановках: 1) в непересыхающих рапных водоемах, 2) в выцветах корок и солтпэнах, 3) как цементирующий материал отложений плайи. Если непересыхающие соленые озера получают воду по меньшей мере из одной постоянной реки, то питание солтпэнов осуществляется за счет непостоянного стока, родников и грунтовых вод. С точки зрения растворимости первым минералом, который должен образовываться после магнезиально-кальциевых карбонатов, является гипс, однако он выпадает в осадок только в том случае, если щелочноземельные элементы не были ранее израсходованы при образовании карбонатов (разд. 4.7.2, рис. 4.12).

Гипсовые ламиниты широко распространены в непересыхающих соленых озерах. Арагонито-гипсовые ламиниты отмечаются в Мертвом море и в предшествовавшем ему водоеме [177], хотя значительная часть гипса, по-видимому, исчезла при восстановлении его серными бактериями в придонных анаэробных водах. При этом бóльшая часть арагонита в донных отложениях осталась нетронутой [1763]. При возникновении избытка кальция вслед за восстановлением гипса образовалось некоторое количество кальцита.

С поверхности воды происходит постоянное испарение, и рассолы, пересыщенные в отношении галита, опускаются на дно. Иногда в исключительных остоятельствах, например при сильной засухе, весь столб воды может стать пересыщенным в отношении галита, и тогда может отложиться мощный пласт этого минерала. В настоящее время в Большом Соленом озере формируется мощный пласт галита, так как возникновение в результате деятельности человека препятствий для притока в озеро разбавленных вод сделало возможным интенсивный рост ионной концетрации. Галит также выделяется на южной окраине Мертвого моря [2573]. Его кристаллы растут как на дне озера, так и в пределах прибрежной зоны волнового перемешивания, где встречаются береговые гряды, сложенные галитовыми оолитами.

Заключительное выпадение в осадок хлоридов и сульфатов калия и магния (рис. 4.12) происходит в солтпэнах, в которых испарение продолжается почти до полного их усыхания. Выцветы, покрывающие поверхность плайи, во время следующих дождей вновь растворяются, и ионы в растворе переносятся к центру водоема (в солевую яму — солтпэн), где рост концентрации в ходе испарения может привести к повторному их выпадению в осадок. Таким путем могут накапливаться мощные отложения минералов-эвапоритов, в которых, как правило, наблюдается грубая концентрическая зональность минералов с расположением наиболее растворимых соединений в центре (например, в плайе Дип-Спрингс, шт. Калифорния). Кристаллы эвапоритовых корок растут как путем выполнения пустот, так и при замещении других минералов. Многократное выпадение их в осадок в конечном счете приводит к формированию напорных валов, как, например, в Долине Смерти в Калифорнии. Последующее затопление может сгладить эти валы, и, если зеркало грунтовых вод расположено слишком глубоко для того, чтобы капиллярное испарение могло происходить эффективно, дно старого озера остается очень ровным. Хорошим примером действия такого механизма могут служить соляные плоскотины озера Бонневилл в шт. Юта.

В толще осадков образуются многочисленные аутигенные минералы как вследствие капиллярного испарения (в случае сетчатого гипса), так и в результате реакции между осадком и интерстициальным рассолом (в случае глауберита и гейлюссита).

4.8. ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ ОЗЕР

Древние озерные отложения сохранились в различных тектонических обстановках: 1) в протяженных рифтовых впадинах, таких как триасовые впадины северо-востока США [2497, 2088]; 2) в сдвиговых впадинах, таких как плиоценовая впадина Ридж в Калифорнии [540, 541]; 3) во впадинах форланда, таких как межгорные озера формации Грин-Ривер и олигоценовые озера восточной части впадины Эбро в Испании [2013]; 4) в кратонных впадинах, предположительно связанных с литосферным растяжением и прогибанием, таких как впадина озера Чад [386] и среднепротерозойские впадины северной Гренландии [498]. Отложения древних озер можно разделить на два типа: 1) отложения, образованные в разбавленных озерах гидрологически открытых впадин, и 2) отложения, образованные в соленых озерах закрытых впадин. Однако надо иметь в виду, что многие древние озерные толщи отражают колебания или постоянные и однонаправленные изменения характера озера с переходом закрытого бассейна в открытый или наоборот.

4.8.1. Критерии реконструкции отложений древних озер. 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 (обзор см. в работах [781, 1890]).

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 (см., однако, разд. 4.6.3), и фауна, такая как некоторые гастроподы, двустворки и остракоды, другие беспозвоночные, а также некоторые рыбы [1087]. Поскольку озера в закрытых впадинах чувствительны к частым изменениям климата, фауна здесь находится в подавленном состоянии и характеризуется небольшим разнообразием. Фауна 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.

4.8.2. Древние озерные фации. Фации осадконакопления *древних озер 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 ламиниты*, 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 турбидитными или 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 алевриты*, отложения внутридельтовых заливов и мелких озерец; 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 подразде-

лены 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 ламинитов*, 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 грейнстоуны*; 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 себхи (разд. 8.4.5), интерстиционными минералами-эвапоритами (такими, как карбонаты натрия) и брекчированными карбонатами, образующимися на периодически выступающих над водой плоскотинах, окружающих центральное плайевое озеро.

В озерных осадочных комплексах часто наблюдается циклическое 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.

4.9. ДРЕВНИЕ РАЗБАВЛЕННЫЕ ОЗЕРА В ГИДРОЛОГИЧЕСКИ ОТКРЫТЫХ ВПАДИНАХ

Древние комплексы открытых озер распадаются на две крупные группы. 1) Комплексы преимущественно *кремнисто-обломочного* выполнения впадин с косослоистыми песчаниками со знаками ряби в прибрежной зоне, косослоистыми песчаниками устьевых баров вблизи впадающих рек и тонкослоистыми градационными алевролитами или листоватыми карбонатами в качестве отложений удаленной от берега зоны. 2) Комплексы преимущественно карбонатного выполнения впадин, представленные в основном биогермами, фацией оолитов, пизолитов и онколитов, а также харофитовыми и ракушниковыми карбонатными песками с кремнисто-обломочным материалом, ограниченным участками, примыкающими к устьям дельтовых рукавов.

К первой группе относятся среднедевонские пресноводные озера северо-восточной Англии (полуостров Кейтнесс, Оркнейские и Шетландские острова), ранние фазы Каталанского озера (ранний олигоцен) в северо-восточной Испании и озера Ридж-Бейсин плиоценового возраста в Калифорнии. Во вторую группу попадают поздняя фаза (олигоцен) Каталанского озера, которая служит примером озера с харофитовыми известняками, миоценовое озеро Рис на юге ФРГ и верхняя часть триасового комплекса Эддерфугледал на востоке Гренландии, которые служат примером отложений открытых озер с преобладанием биогермов и строматолитов.

4.9.1. Девонская Оркадская котловина северо-восточной Англии. В среднедевонской Оркадской котловине в северо-восточной Англии образовалась целая группа пресноводных озер. Их преимущественно кремнисто-обломочные отложения отражают осадконакопление в разнообразных условиях озерных окраин и центральных частей водоемов. Отложения полуострова Кейтнесс и Оркнейских островов отличаются от отложений юго-восточной части Шетландских островов, расположенных еще севернее, тем, что в первых на озерных окраинах местами проявлено карбонатное осадконакопление, а во вторых — кластическое.

Группа плитняков Кейтнесс (флагстоунов) в северо-восточной Шотландии уже давно интерпретируется [646] как озерные отложения на основании их литологии и ихтиофауны хорошей со-

хранности [528, 1978]. Аналогичные отложения того же возраста на Оркнейских островах и в западной части Шетландских островов позднее были обособлены в результате крупных сдвиговых движений по меридиональных разломам [643] (рис. 4.13). Полагают, что несколько более молодые (граница живетского и франского ярусов) озерные отложения юго-восточной части Шетландских островов аккумулировались в протяженной депрессии, вероятно имевшей характер рифтовой долины или одностороннего грабена, ориентированного в северо-северо-западном направлении и соединявшегося в южной своей части с основной Оркадской котловиной [50].

В эпохи низкого стояния воды в озерах, когда контуры озер не совпадали с контурами всей впадины, сильно отступая от них («несовпадающий» тип окраин, по Доновану [641]), более древние озерные и пойменные речные отложения размывались этими же реками при низком базисе эрозии и переотлагались ими. По мере того как уровень воды в озерах постепенно повышался, долины впадающих в озера рек заполнялись аллювием и снос осадков в озера медленно ослабевал. При высоком уровне воды окраины озер совпадали с окраинами впадины («совпадающий» тип окраин, по Доновану [641] (рис. 4.14). В более теплых эвтрофных озерных окраинах при возрастании биологической активности карбонаты образовывались в большем количестве, чем в олиготрофных водах удаленных от берегов частей озера. Мощные пласты карбонатов (более 3 м) формировали обрывистые уступы, окаймляющие береговые утесы, с локальными участками склоновых брекчий (рис. 4.15). Первичное строение карбонатов нарушено текстурой «птичьего глаза». Здесь широко развиты строматолиты и другие типы водорослевых покрытий. Отсутствие доломитизированных карбонатов в выполнении интерстиций позволяет предположить, что доломитизация была почти одновременна осадконакоплению. В отложениях «совпадающих» озерных окраин наблюдаются очень быстрые фациальные переходы. Так, пятнистые известняки с текстурой «птичьего глаза» в интервале нескольких метров переходят в ламиниты с большим количеством карбонатов (рис. 4.15). В некоторых алевролитах проявлены признаки оползания, что позволяет говорить о наличии в это время на озерных окраинах крутых склонов.

Озерные отложения обнаруживают циклическое строение. На Оркнейских островах и полуострове Кейтнесс эти циклы (мощностью до 20 м)

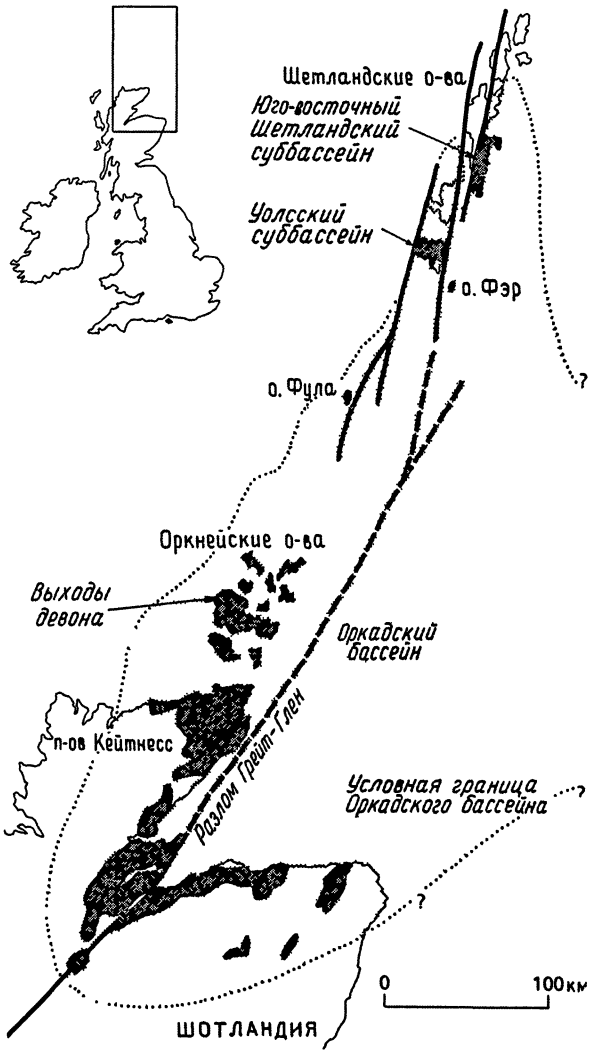


Рис. 4.13. Палеогеографическая реконструкция девонского периода в Оркадской котловине с учетом горизонтальных смещений по разлому Грейт-Глен и сопряженным с ним разломом [643].

наложены друг на друга и возникают вследствие долговременных изменений уровня воды, обусловленных изменениями климата. В юго-восточной части Шетландских островов циклы имеют меньшую мощность (до 10 м) и обычно разобщены преимущественно аллювиальными и эоловыми слоями [50]. В озерных циклах выделяются пять фациальных разновидностей пород:

1) *Карбонатно-обломочно-органогенная ламинитовая фация* (или «рыбьи слои») состоит из три-

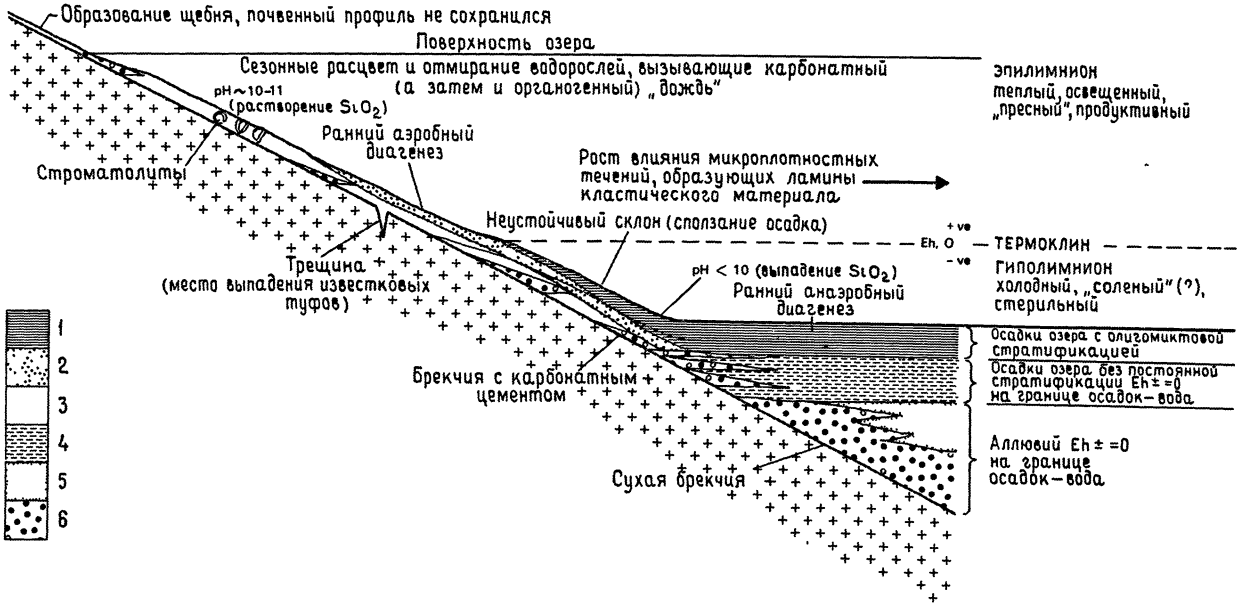


Рис. 4.14 Модель окраины девонской Оркадской котловины, Шотландия, иллюстрирующая взаимоотношение фаций по латерали и процессы, влияющие на осадконакопление при совпадении контуров озера и впадины во время трансгрессии [641]. *1* — карбонатные ламиниты; *2* — плитняки; *3* — массивные известняки; *4* — мелководные озерные осадки; *5* — аллювий; *6* — местный щебень.

ад средней мощностью 5 мм на Оркнейских островах и Кейтнессе и до 30 мм на юго-востоке Шетландских островов. Триады сложены микритовым карбонатом (кальцитом или доломитом), большая часть которого преобразована в микроспарит, обломочный материал алевритовой размерности, и богатые органикой слои. Породы интерпретируются как образования гиполимниона пресноводного озера с сезонной стратификацией.

2) *Алевролито-сланцевая ламинитовая фация* представлена чередованием слоев мощностью 0,5 — 3 мм богатого органикой темно-серого алевролита и глинистого сланца. Признаки волновой активности или течений здесь редки, хотя некоторые слои алевролита имеют градационную слоистость и эрозионную подошву. Они могут представлять мелкие турбидиты или связанные со штормами геострофические течения, направленные наклонно от берега вглубь, под волновой базис. Здесь встречаются также бугорчатая текстура, образовавшаяся при освобождении газовых пузырьков, и ориентированные трещины подводной усадки [645].

3) *Фация косослоистых алевролитов со знаками ряби* содержит линзовидные и переплетенные косослоистые пачки со знаками ряби и прослоями аргиллитов. Эти осадки отлагались в обстановке, промежуточной между озерной окраиной и удаленной от берега зоной с переходными условиями волнового влияния на дно от непрерывного до непостоянного [44, 45]. Глинистые сланцы содержат многочисленные трещины подводной усадки, но субаэральные трещины усыхания здесь редки, что указывает на постоянное пребывание осадков под водой.

4) *Фация песчаников со знаками ряби* включает горизонтально-слоистые, плоскопараллельные с пологой косой слоистостью и косослоистые со знаками волновой ряби песчаники и алевролиты с тонкими прослоями аргиллитов, содержащих трещины усыхания. Некоторые виды ряби в осадках юго-восточной части Шетландских островов позволяют предполагать отложение в пределах узких полос прибоя на небольших пляжах и непосредственно глубже этой зоны [45]. На Кейтнессе и на Оркнейских островах широкие мелководные окраины были подвержены многократным затоплениям и осушениям. На периодическое осушение указывают псевдоморфозы эвапоритов, свидетельствующие о действии механизма подкачки грунтовых вод при испарении. К центру озера эта фация может переходить в более грубоководную фацию или занимать всю площадь впадины (на Кейтнессе).

5) *Фация красноцветных алевролитов и аргиллитов* является дополнительной фацией, встре-

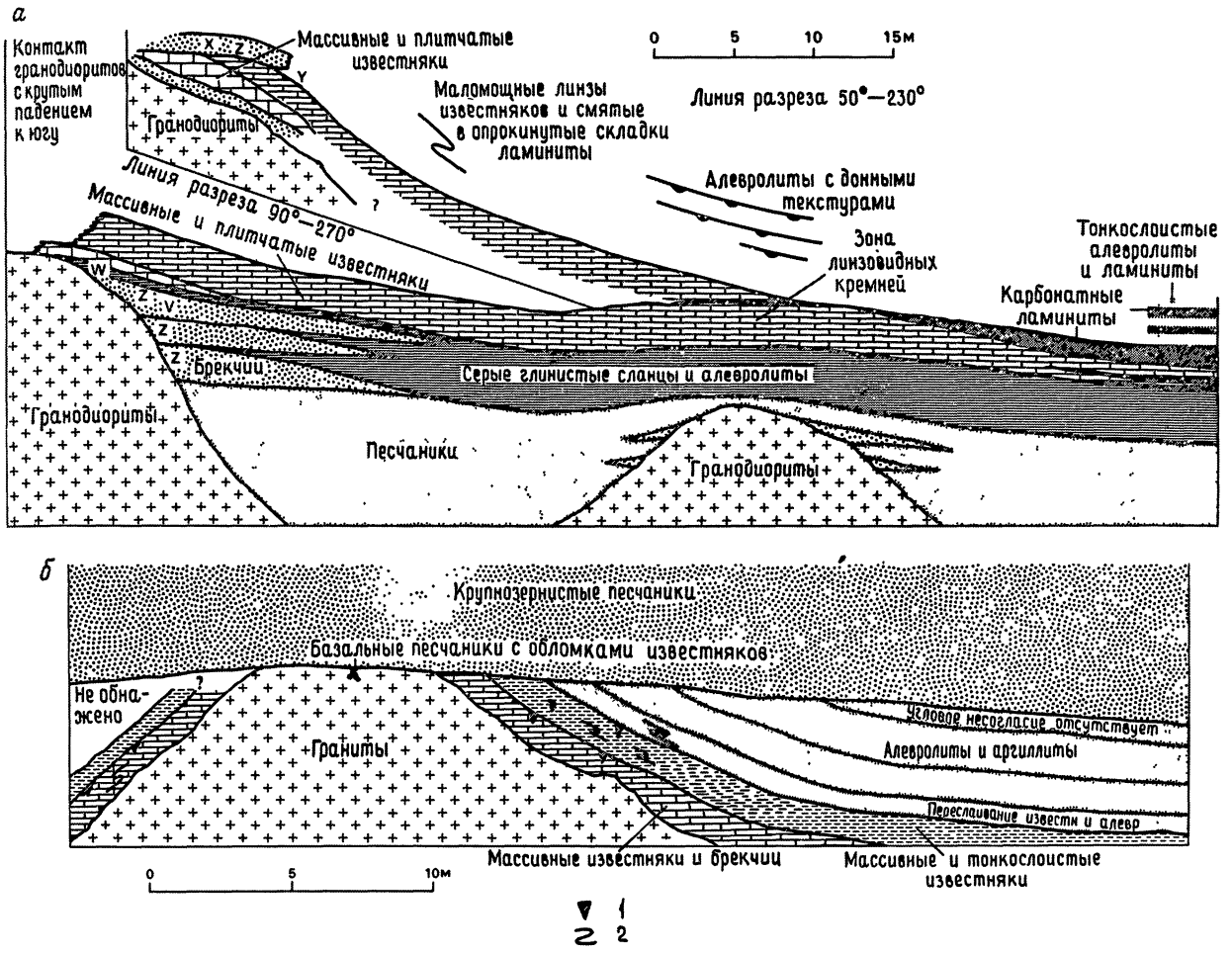


Рис. 4.15. Разрезы, показывающие взаимоотношения базальных фаций на окраине девонской Оркадской котловины [641]. *1* — конседиментационные трещины; 2 — опрокинутые складки в осадочных породах. Z — брекчии с кальцитовым цементом; V — трещины с туфовым выполнением; W — известковые алевролиты; X — брекчии с глыбами известняков; Y — трещины в известняках. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

чающейся на юго-востоке Шетландских островов. Мелкие косослоистые пачки со знаками ряби в алевролитах образовались при непостоянном речном стоке и были преобразованы под влиянием ветровых волн с малым периодом. Аргиллиты несут многочисленные трещины усыхания. Эти осадки интерпретируются как отложения мелководных насыщенных кислородом озер, разбросанных по плоской низине, неоднократно затапливаемой во время трансгрессии главного озера (рис. 4.16).

Во время отложения известняков Аханаррас с фауной рыб Оркадское озеро достигало максимальных размеров и занимало площадь около 50 000 км^2 (рис. 4.13). Расположенное далеко к северу от него озеро в юго-восточной части Шетландских островов никогда не имело крупных размеров. Используя параметры знаков волновой ряби, можно реконструировать условия волнения, характерные для озера [47]. Период волн, которые образовали знаки ряби в Шетландском озере, по-видимому, был невелик. Так как период волн до некоторой степени обусловлен длиной нагона (разд. 4.4), то можно предположить, что Шетландское озеро было относительно небольшим и, во всяком случае, имело ширину менее 20 км [45].

4.9.2. Другие древние терригенные озера. На северо-востоке США и востоке Канады вдоль

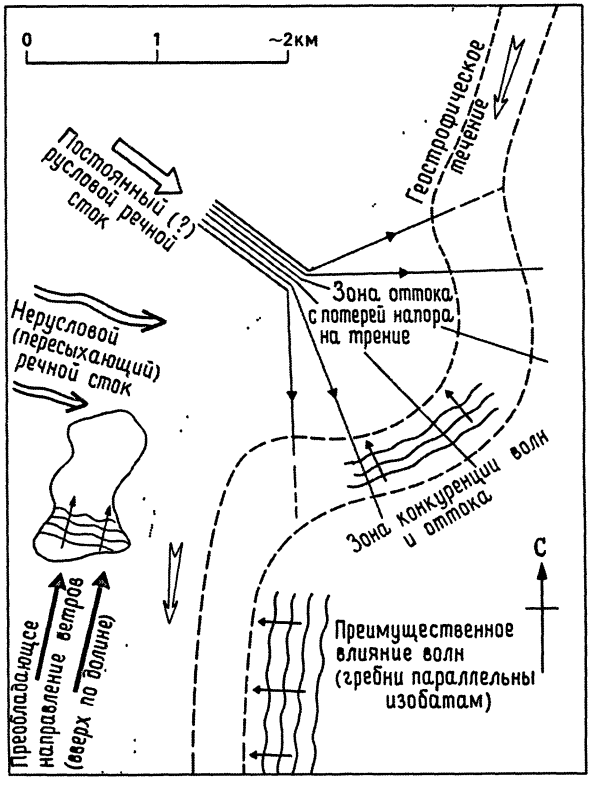


Рис. 4.16. Схематическая реконструкция процессов и палеогеографической обстановки на окраине девонского озера в южной части юго-восточных Шетландских островов, север Великобритании [44].

внутриконтинентальной рифтовой зоны расположено несколько триасовых озерных впадин (разд. 14.4.1) [1363, 2497, 2088, 1194]. Примерно центральное положение в одной из таких впадин в шт. Нью-Джерси занимает формация Лакатонг мощностью 1200 м, относящаяся к группе Ньюарк и по латерали переходящая в аллювиальные отложения конусов выноса. Кроме крупномасштабных фациальных изменений, здесь четко проявлены мелкомасштабные циклы или пачки мощностью несколько метров [2497]. Они могут быть подразделены на два типа: а) обломочные циклы мощностью около 5 м, находящиеся, как правило, в нижней части разреза, и б) хемогенные циклы мощностью около 3 м (рис. 4.17). Обломочные циклы образовывались в гидрологически открытом озере в эпохи относительно гумидного климата. Проточный характер озера обусловливал постоянно низкие ионные концентрации воды. Хемогенные циклы, наоборот, формировались в эпохи замкнутого водосборного бассейна.

Обломочные циклы включают пачки с заметным ростом размеров зерен вверх по разрезу, с черными пиритсодержащими аргиллитами, переходящими кверху через тонкоплитчатые доломитовые аргиллиты в массивные доломитовые аргиллиты с трещинами усыхания и признаками биотурбации (рис. 4.17). Наличие пирита и сохранение тонкой слоистости, не нарушенной фауной сверлильщиков, в нижней части циклов указывают на восстановительные условия на дне озера, по-видимому формировавшиеся в термально стратифицированном, хотя и маломощном столбе воды. Верхние части циклов с признаками частых выходов на поверхность позволяют предполагать обстановку илистых плоскотин. Каждый такой цикл интепретируется как мелкомасштабная регрессивная последовательность, отражающая постепенное заполнение озера осадками вслед за быстрым подъемом его уровня.

Если для озера Лакатонг характерно отсутствие поступления крупнообломочного материала, то для пермо-триасовых озерных толщ восточной части грабена Кару в Южной Африке [2496] показателен существенный привнос аллювиального материала. Типичная вертикальная последовательность представлена глинистыми сланцами с градационными прослоями, переходящими в бугристые косослоистые песчаники, интерпретируемые как отложения зоны, расположенной выше базиса штормовых волн, и далее в косослоистые песчаники со знаками волновой ряби, взрыхленные ординарным волнением при затишье, и, наконец, в песчаники руслового выполнения и аргиллиты с трещинами усыхания (рис. 4.18). Этот тип последовательности с увеличением размера зерен вверх по разрезу характеризует постепенное наступание русел рек на озеро.

4.9.3. Олигоцен восточной части впадины Эбро и Испании. Олигоценовые отложения восточного края впадины Эбро (рис. 14.65) демонстрируют перерастание озера с терригенным осадконакоплением в озеро с преимущественным отложением карбонатов. Обломочный материал озеро получало из рек, размывавших окружающие горные цепи, такие как Пиренеи и Каталаниды [2013, 52, 49, 48].

Более раннее терригенное озеро характеризуется следующими двумя главными фациями (рис. 4.19):

1) *Литоральная обломочная фация* состоит из тонкозернистых песчаников со знаками волновой ряби и маломощными прослоями аргиллитов. Знаки ряби имеют небольшую длину волны (обычно менее 100 мм) и чаще всего принадлежат типу «ми-

ни-ряби» [2259], указывающему на очень малую глубину воды. Прослои аргиллитов нарушены полигональными трещинами усыхания и местами несут на поверхности следы птиц, что служит еще одним доказательством мелководья и кратковременного пребывания под водой в обстановке озерной окраины. Железистые корки указывают на эпизодические, но продолжительные субаэральные периоды, которые предположительно совпадали с периодами низкого стояния воды в озере. Крипталгальные ламиниты редки и относятся к типу гладких и волнистых матов. Горизонтально- и косослоистые галечные песчаники, по-видимому, представляют собой отложения устьевых баров, переотложенные в периоды высокой волновой активности. Однако доказательства того, что речные пески были широко перераспределены по всей прибрежной зоне, отсут-

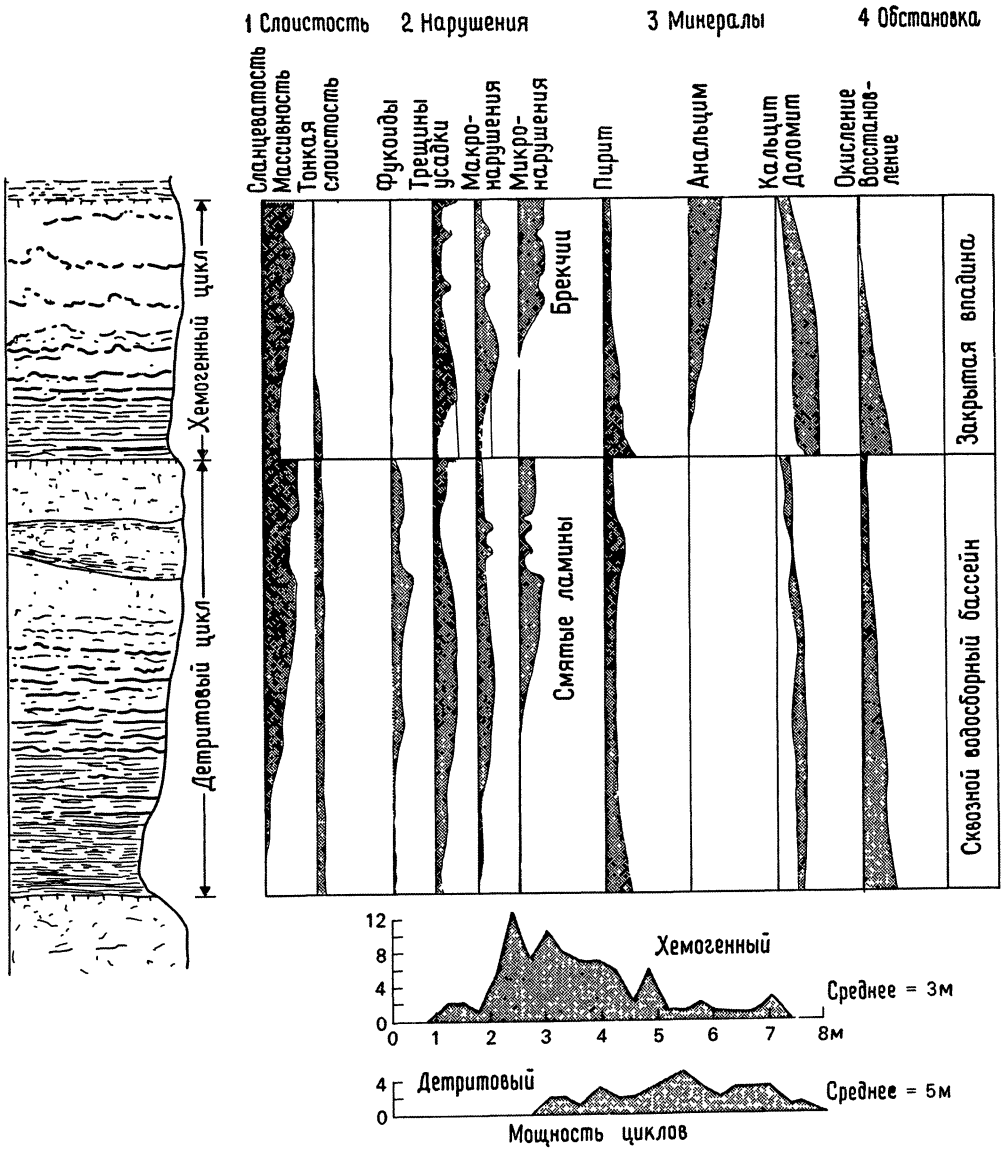


Рис. 4.17. Схема детритовых и хемогенных коротких циклов триасовой формации Лакатонг, показывающая распределение и количественные соотношения основных характеристик осадконакопления и некоторых минералов [2497].

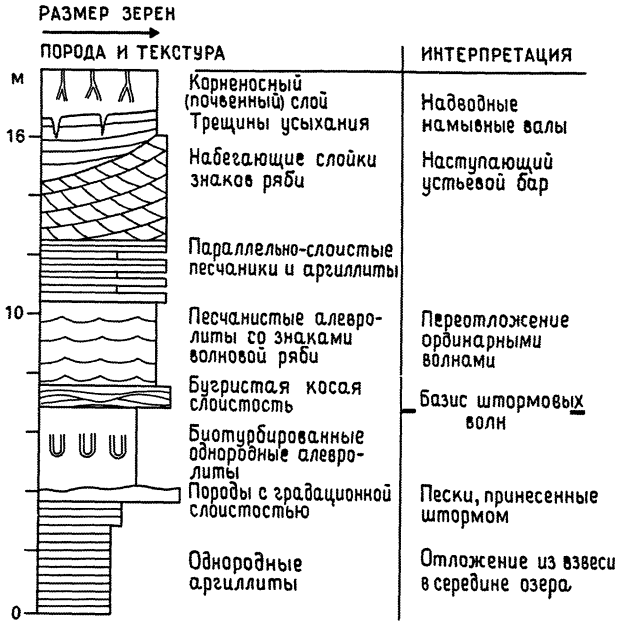
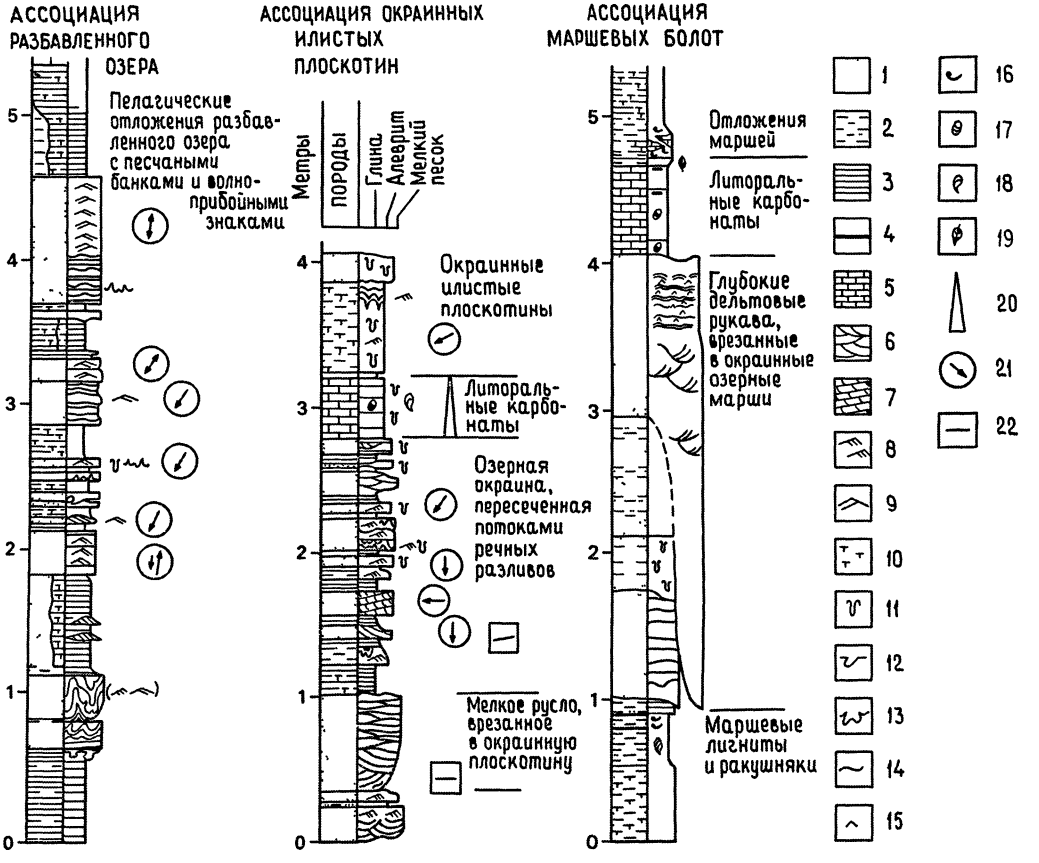


Рис. 4.18. Идеализированная стратиграфическая колонка, образующаяся в ходе регрессии гидрологически открытого озера при преобладании кремнисто-обломочного осадконакопления. Восточная часть грабена Кару [2496].

Рис. 4.19. Осадочные фации третичных озерных отложений восточной части впадины Эбро, Испания. *1* — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — лигниты; *5* — известняки; *6* — мульдообразная косая слоистость; *7* — набегающие слойки знаков ряби; *8* — косая слоистость с асимметричными знаками течения; *9* — косая слоистость с почти симметричными волноприбойными знаками; *10* — карбонатизация; *11* — биотурбация; *12* — отпечатки нагрузки; *13* — конволютная слоистость; *14* — обломки текстуры срыва; *15* — гипс; *16* — битые раковины; *17* — оогонии харофитов; *18* — гастроподы; *19* — обрывки растений; *20* — уменьшение мощности вверх по разрезу; *21* — азимут падения косой слоистости; *22* — ориентировка подошвенных знаков.



ствуют, и процессы переотложения в основном были ограничены рассредоточением инерционных струй в устьевых частях рек (разд. 6.5.2).

2) *Центральная озерная фация* состоит из мергелей, серых ламинитов, переслаивания алевролитов и аргиллитов, тонких прослоев известняков и песчаников со следами ряби волнения и течения. Тонкозернистые разности местами несут оползневые складки, указывающие на нестабильность склонов. Фукоиды присутствуют в форме вертикальных и горизонтальных ходов. Градационные слои алевролитов мощностью 1 см со следами размыва в подошве отлагались либо из небольших турбидитных потоков, либо из геострофических потоков, генерируемых штормами. Слабое развитие карбонатных осадков может рассматриваться как отражение олиготрофности водной массы или бедности речного стока бикарбонат-ионом, однако нет оснований считать, что озеро было стратифицированным.

Позднее озеро с преобладанием карбонатного осадконакопления характеризуеся тремя главными фациями (рис. 4.19).

1) *Фация окраинных илистых плоскотин* состоит из сильно нарушенных илоедами тонкослоистых известковых алевролитов местами со знаками ряби течения, отпечатками дождевых капель или крупными (до 50 мм шириной) ветвящимися морщинистыми фукоидами. Кроме того, здесь встречаются тонкослоистые биотурбированные красноцветные мергели с трещинами усыхания. Эти разности представляют собой отложения часто выходивших на поверхность окраинных илистых и алевритовых отмелей, которые иногда затапливались и превращались в мелководье. Песчаники с мульдообразной косой слоистостью и бороздами течения по латерали переходят в песчаники с поперечными слойками знаков ряби. Это указывает на переход русловых отложений в паводковые, когда меандрирующие ручьи врезались в ложе старого озера. Затем испарение привело к образованию в песчаниках гипса.

2) *Литоральная карбонатная фация* состоит из очень мощных и протяженных комплексов белых или бежевых известняков и зеленовато-серых до черных глинистых сланцев. Обе разности содержат оогоний харофитов, гастроподы и остракоды. Известняки также включают многочисленные растительные остатки, такие как стебли макрофитов. Кровля пластов известняка часто источена илоедами, а некоторые пласты пронизаны сетью тонких, заполненных илом ходов, которые, очевидно, представляют собой корневые структуры подводных макрофитов. Прослои глинистых сланцев несут трещины усыхания и содержат больше аллохтонного детрита (кварца и доломита), чем сами известняки. Обстановка отложения пород этой фации интепретируется как широкая литоральная зона, заселенная макрофитовой растительностью, такой как *Chara*, и изредка подвергавшаяся осушению.

3) *Фация маршевых болот озерных окраин* развита лишь локально, характеризуется лигнитовыми алевролитами и глинистыми сланцами, а также харофитовыми известняками, в которые врезаны песчаники дельтовых рукавов. На маршах эвтрофных озерных окраин в обстановке, аналогичной межрукавным заливам фронтальной части дельты, образовывались лигниты. Боковые части русловых структур содержат вростки гипса, указывающие на то, что прирусловые валы иногда выходили на поверхность. Фация маршевых болот озерных окраин по латерали переходит в мощные известняки литоральной карбонатной фации.

Таким образом, раннеолигоценовое пресноводное озеро, подверженное воздействию волн, преобразовалось в разбавленное очень мелководное озеро с жесткой водой и широкой литоральной зоной, которая была интенсивно заселена макрофитовой растительностью и местами пересекалась дельтовыми рукавами. Представляется, что озеро к этому времени имело сток в своей западной части, позволявший промывать озеро и препятствовавший формированию высокой солености. Вслед за этой фазой озеро закрылось, вода из него испарилась и образовались обширные плайевые плоскотины.

4.9.4. Средний триас восточной Гренландии. В среднетриасовых впадинах восточной Гренландии наблюдается широкий спектр окраинных и мелководных озерных фаций. Впадина Земли Джемсона в центральной части восточной Гренландии представляла собой тектонически активный межгорный прогиб, заполненный километровой толщей континентальных отложений [1879, 452, 463].

Свита Эддерфугледал [463] представлена отложениями открытого озера. Ее нижняя часть содержит четыре фации, отражающие квазисоленую стадию развития озера.

1) *Зеленые аргиллиты* — тонкослоистые, богатые органикой породы без признаков биотурбации и усыхания. Отлагались в мелководной прибрежной обстановке в восстановительных условиях во время высокого стояния воды в озере.

2) *Желтые доломиты*, состоящие из различных сочетаний слоистых алевролитов с прослоями доломикритов, а также песчаников со знаками

волновой ряби и бесструктурных известковых аргиллитов, сложенных сгустковыми доломикритами с отпечатками филаментов водорослей. Бесструктурные известковые аргиллиты образовались на мелководье, характеризовавшемся обилием водорослей. Низкомагнезиальный кальцит водорослевого происхождения после захоронения мог преобразоваться в доломит в результате реакции со скелетами водорослей, богатыми магнием. Плитчатые алевролиты и песчаники со знаками волновой ряби отлагались в обстановке озерных окраин и, вероятно, были доломитизированы в ходе подкачивания грунтовых вод при испарении. Фация желтых доломитов, по-видимому, формировалась в этапы низкого уровня озера.

3) *Плоскогалечные конгломераты* содержат пелоиды и интракласты строматолитовых и оолитовых известняков в кварцевом матриксе. Они отлагались в прибрежной или пляжевой обстановке при переотложении волнами разрушенных строматолитовых построек или осушенных илистых плоскотин.

4) *Строматолито-онколитовая фация* включает сросшиеся по латерали полусферические или кумулятные (кучные) строматолитовые постройки, сложенные сдвоенными слоями миллиметровой мощности темно-серого кальцита и желтовато-коричневого доломита. Образовались в обстановке волновой активности или течений в прибрежном мелководье в периоды относительного постоянства уровня озера.

Верхняя часть свиты Эддерфугледал состоит из четырех перечисленных фаций и двух дополнительных, представленных отложениями краевых песчаных и илистых отмелей.

5) *Серые песчаники со знаками волновой ряби* широко развиты по латерали и переслаиваются с маломощными аргиллитами с трещинами усыхания, косослоистыми оолитовыми калькаренитами и маломощными прослоями ракушечника. Эта фация отлагалась у береговой линии на мелководной песчаной отмели, испытывавшей попеременно волновое воздействие и выход на поверхность.

6) *Красные песчаники и аргиллиты* несут многочисленные трещины усыхания, интенсивно биотурбированы и содержат мелкие включения калькрета. Отлагались на аллювиальной илистой отмели.

Эволюция озера Эддерфугледал служит отражением нарастающих изменений климата от аридного к более гумидному. Тот факт, что озеро было мелководным и пересыхающим, но при этом оставалось все же пресноводным, может указывать на наличие где-то выводного водотока, возможно соединявшегося в конце концов с триасовым морем на территории теперешнего Шпицбергена [957].

4.9.5. Другие древние озера с окраинными биогермами и фацией концентрически-слоистых (онколит-оолитовых) отложений. Характерной особенностью разбавленных озер с жесткой водой является развитие водорослевых биогермов. Особенно наглядно это выражено в верхах отложений Рисского кратера. Рисская впадина в южной части ФРГ представляет собой мелкую округлую депрессию диаметром 20—25 км, образованную при ударе метеорита в позднемиоценовое время. Ударный кратер был быстро заполнен озерными отложениями мощностью свыше 300 м, пробуренными в настоящее время скважиной [884]. Центральный внутренний кратер содержит наиболее мощную толщу озерных отложений, состоящую из битуминозных и доломитовых глин и мергелей. Мощные отложения известковых туфов и ракушечных песков ограничены зоной окраин. Рисский кратер эволюционировал от закрытой впадины с соленым озером плайевого типа через непересыхающее соленое озеро и, наконец, когда в нем возникли выводные протоки, до пресноводной системы с фацией открытой воды, представленной мергелями и водорослевыми постройками на окраинах.

Карбонатная фация окраин Рисского кратера состоит из биогермов высотой до 7 м и поперечником до 15 м, построенных зелеными водорослями [2028]. Биогермы образованы сложными конусами и желваками, которые сами являются результатом объединения более мелких конусов и желваков, состоящих из пористых скоплений *Cladophorites* (рис. 4.21). Биогермы окружены скелетными (остракодовымт, гастроподовыми) и пелоидными песками. Тонкослоистый известковый туф, покрывающий конуса и желваки, образовался неорганическим путем в периоды, когда озерные окраины обнажались с выходом на дневную поверхность. Эти биогермы зеленых водорослей аналогичны преимущественно цианофитовым столбчатым постройкам в современных озерах, таких, например, как Пирамид, Лахонтан, Серлс, Моно на юго-западе США [2128], но отличаются от них более правильной формой и сложностью.

Мощными оолитовыми карбонатными толщами сложены окраинные террасы плиоценового озера в формации Гленс-Ферри в долине реки Снейк, США [2407, 2408]. Алевролиты центральной части озера и вулканические пеплы здесь трансгрессивно перекрываются пляжевыми и прибрежными песчаниками. Они в свою очередь пе-

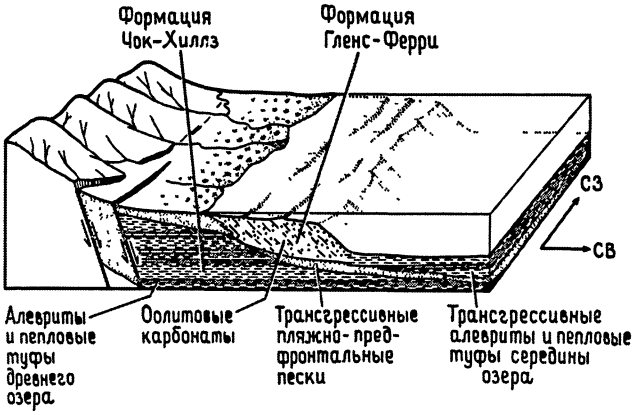


Рис. 4.20. Схематическая реконструкция строения оолито-известняковых террас озерной окраины. Плиоценовая формация Гленс-Ферри, долина реки Снейк [2407].

рекрыты оолитовыми карбонатами мощностью до 12 м с крупномасштабной косой слоистостью, падающей под углом от 7 до 28° в направление центра древнего озера (рис. 4.20). Фауна рыб и моллюсков представлена явно пресноводной ассоциацией. Характерна мелкая гофрировка тонких слоев низкомагнезиального кальцита в кортексе оолитов [1291], а внешние кортикальные слои участками пронизаны эндолитическими водорослями, поэтому отдельные зерна обнаруживают одновременно черты оолитов и водорослевых онколитов. По мере роста первично арагонитовые оолиты перемещались все реже, и роль водорослей в их формировании возрастала. Крупные передовые слои в отложениях оолитовых карбонатов позволяют предполагать, что седиментация происходила с наступлением осадков к центру бассейна, по-видимому, в периоды относительно стационарных условий. Оолиты росли на прибрежной банке и отлагались на ее склоне, обращенном к озеру, в сезоны, характеризующиеся относительно высокой волновой активностью.

4.10. ДРЕВНИЕ ОЗЕРА ГИДРОЛОГИЧЕСКИ ЗАКРЫТЫХ ВПАДИН

4.10.1. Формация Грин-Ривер в шт. Юта, Вайоминг и Колорадо, США. Эоценовая формация Грин-Ривер изучена весьма детально не только из-за своей необычности и сложности, но и благодаря тому, что с ней связаны крупнейшие мировые запасы битуминозных сланцев и минерала трона ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$). Формация Грин-Ривер отлагалась в нескольких впадинах, каждой

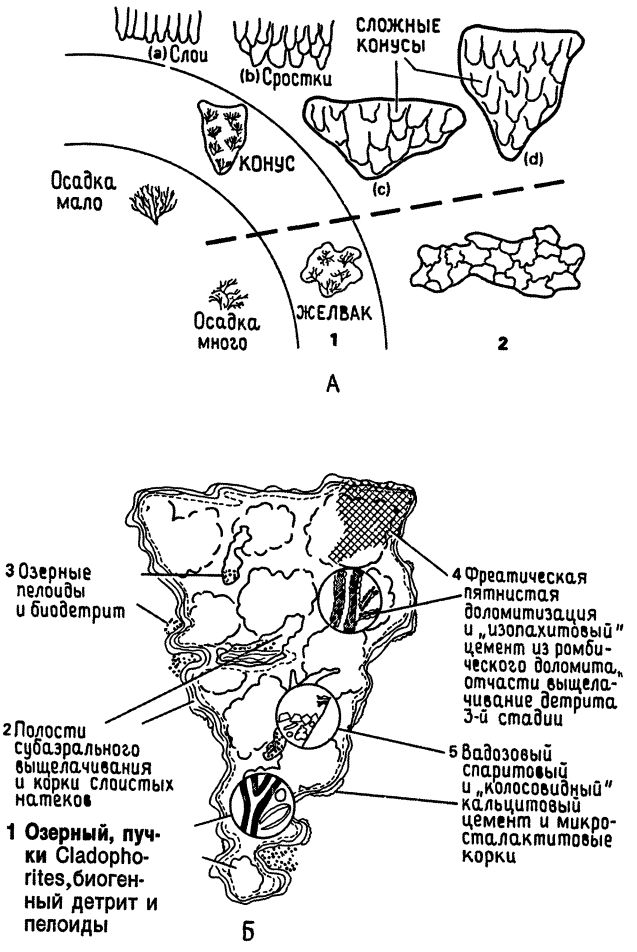


Рис. 4.21. Структуры, образованные сине-зелеными водорослями, из миоценовых карбонатов озерно-окраинной фации кратера Рис, ФРГ. *А* — пучки Cladophorites, служащие основными блоками водорослевых конусов и желваков (1), которые в свою очередь образуют сложные конусы и желваки. Конусы образуются, когда *Cladophorites* содержат относительно мало биокластического песка и других осадочных частиц. С увеличением примеси водоросли растут беспорядочно, и образуются нодули. Группы конусов встречаются в форме слоев (*a*), мелких гроздей (*b*) и более крупных сложных конусов (*c, d*), которые растут вверх с разными скоростями. *Б* — водорослевый конус, в котором видны внутренние пучки Cladophorites (1), внешняя слоистая корка (2), частицы осадка (3) и цемент (4, 5) на внутренних и внешних поверхностях [2028].

из которых, по-видимому, соответствовал самостоятельный озерный бассейн. Широкие флуктуации озерных отложений по объему и фациальные изменения во времени легче всего объяснимы долговременными изменениями климата.

Эоценовое озеро Госьют занимало впадины Бриджер и Уошаки в шт. Вайоминг и, по мнению ряда исследователей [324, 607], было глубоким и стратифицированным. Другие авторы [749, 2291] предполагают мелководную обстановку и осадконакопление в озере плайевого типа. Одна из крупных стратиграфических единиц на этой территории — толща Уилкинс-Пик залегает между толщами Типтон-Шейл внизу и Лейни-Шейл вверху (рис. 4.22). Полагают, что она фиксирует период, когда уровень озера Госьют находился на нижней отметке. В это время в эпохи, характеризующиеся условиями разбавленного озера, аккумулировались большие объемы богатых органикой карбонатов щелочноземельных элементов, а в эпохи с условиями сверхсолености в осадок выпадала трона. Подстилающая толща Типтон-Шейл отлагалась в виде богатых органикой мергелей (позже битуминозных сланцев) во время относительно высокого стояния воды в плювиальную эпоху. Толща Лейни-Шейл, сложенная алевролитами, мергелями и песчаниками, отмечает возврат к более гумидным условиям после формирования толщи Уилкинс-Пик в аридную эпоху.

В отличие от этого связанные между собой, но, по-видимому, самостоятельные впадины Юинта и Пайсанс-Крик в шт. Юта и Колорадо отмечают развитие различных озерных бассейнов. С появлением озерных отложений, представленных толщей Парашют-Крик, озеро Юинта было разделено на два сегмента сводовым поднятием Дуглас-Крик. Озеро постепенно углублялось, и во время отложения слоев Махогани (рис. 4.23) свод Дуглас-Крик оказался под водой. При этом удлинившееся озеро Юинта, по-видимому, соединилось с озером Госьют в Вайоминге. Толща Парашют-Крик отмечает процессы, происходившие в стратифицированном озере.

1. Модель плайевого озера: толща Уилкинс-Пик. Кроме широко распространенных по площади, но незначительных по объему туфов, в толще Уилкинс-Пик выделяется шесть главных литофаций [745]. В подстилающей толще Типтон-Шейл наблюдаются в целом те же шесть литофаций плюс фация строматолитовых известняков [2382].

Фация плоскогалечных конгломератов. Гальки доломитовых аргиллитов, сорванных с места первичного залегания, наблюдаются в слоях мощностью до 0,2 м, которые обычно перекрывают аргиллиты такого же состава, несущие трещины усыхания. Слои прослеживаются на расстояние до 30 км, что позволяет предполагать в них трансгрессивные отложения типа остаточного гравия, образовавшиеся в результате затопления озером илистых плоскотин с низким рельефом.

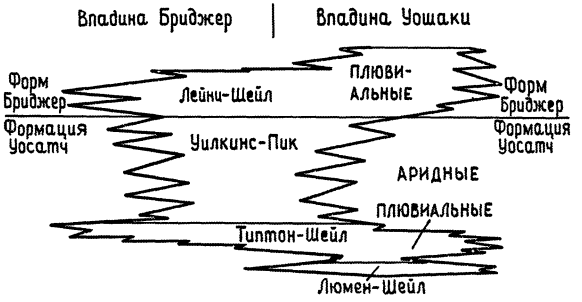


Рис. 4.22. Генерализованная схема стратиграфии формации Грин-Ривер во впадинах Бриджер и Уошаки, шт. Вайоминг, США [2382].

Фация известковых песчаников. Переслаивание калькаренитов со следами волновой ряби и доломитовых аргиллитов с трещинами усыхания прослеживается на расстояние до 35 км и указывает на чередование условий мелководья, испытывавшего воздействие волн, и осушения на больших площадях. В песках встречаются радиально-лучистые сростки конседиментационных кристаллов троны неясного происхождения. Они могут быть продуктом замещения гейлюссита ($Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$), характерного аутигенного минерала современных щелочных озер [1285].

Фация аргиллитов. Тонкослоистые доломитовые аргиллиты с тонкими прослоями, переходными от алевролита к аргиллиту, разбиты трещинами усыхания, причем некоторые из них демонстрируют сложную последовательность раскрытия и заполнения. Эти трещины, а также наличие открытых послойных трещин и открытых пор скорее указывают на усыхание поверхности осадка, чем на синерезис или уплотнение при обезвоживании. Предполагаемой обстановкой в этом случае является обнаженная плайевая илистая плоскотина, затапливавшаяся от случая к случаю разливами, с которыми привносился алевритовый и илистый осадок градационных прослоев. Тонкослоистые доломитовые аргиллиты могли отлагаться из более глубоких паводковых вод в пониженных участках плайи.

Фация битуминозных сланцев. Так называемые битуминозные сланцы включают две субфации: богатые органикой доломитовые ламиниты и брекчированные битуминозные сланцы. Частое присутствие трещин усыхания и брекчий во всех частях впадины позволяет предполагать аккумуляцию органических илов в эвтрофных мелких водоемах. Последние периодически пересыхали, что способствовало сохранности очень тонких остатков водорослей, грибов и насекомых благо-

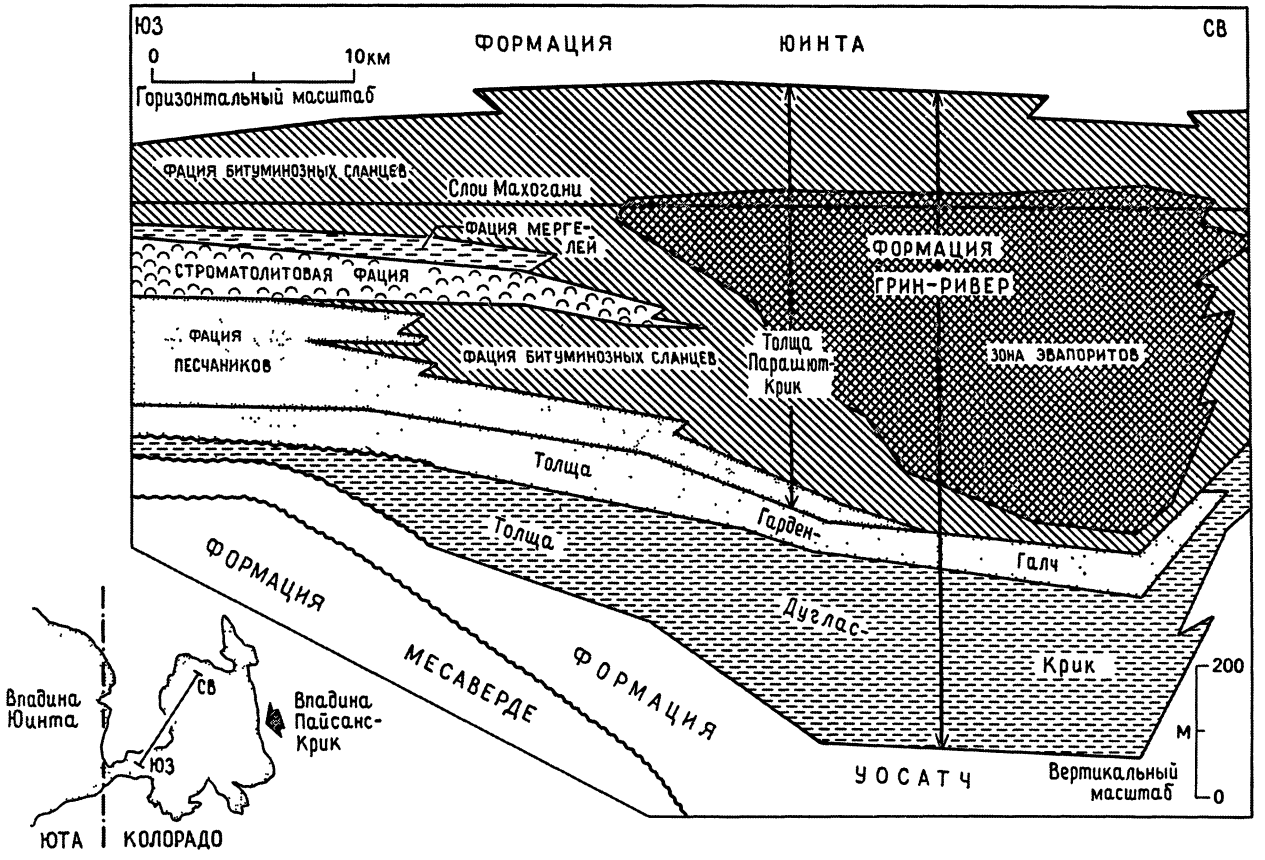


Рис. 4.23. Профиль по линии ЮЗ — СВ через впадину Пайсанс-Крик, показывающий изменения по латерали стратиграфических единиц и осадочных фаций [478].

даря их затвердению при нагревании [323]. Брекчии, по-видимому, являются результатом переотложения растрескавшихся илов, а детритовый алевритовый материал доломитовых прослоев был снесен из окружающих илистых плоскотин. Если такая интерпретация верна, то тонкие прослои (ламины) являются результатом незакономерных по времени разливов, а не варвами стратифицированного озера.

Трона-галитовая фация. Мощные (1—11 м) пласты троны широко распространены в центральной части впадины и обычно встречаются над пластами битуминозных сланцев. С троной иногда ассоциируется галит, находящийся вместе с ней или образующий самостоятельный пласт. Условия отложения этих минералов сопоставимы с таковыми для современных содовых озер, таких как озеро Магади [743]. Прослои доломита, возможно, отражают моменты разлива или временного увеличения площади озера.

Фация кремнисто-обломочных песчаников. В пределах толщи Уилкинс-Пик встречается несколько выклинивающихся языков песчаников мощностью до 10 м, которые прослеживаются по латерали на расстояние до 100 км. Песчаники хорошо сортированы и обычно присутствуют в виде элементарных пластов руслового выполнения с размывом как в подошве, так и в кровле и с уменьшением размера зерен вверх по разрезу. Для нижних частей характерна косая слоистость, для верхних — перекрестная слоистость ряби. Они интерпретируются как отложения разветвленных ручьев, которые пересекали древнее ложе озера.

Вулканические туфы. Пеплы встречаются как в форме отдельных туфовых пластов, так и в смеси с карбонатными аргиллитами. Туфовые горизонты используются для стратиграфической корреляции. Во многих случаях туфы сильно изменены вплоть до превращения в такие цеолиты, как анальцим ($NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$), или в полевые шпаты,

т.е. в аутигенные минералы, которые хорошо сопоставимы с продуктами реакции туфов в современных щелочных озерах [1070, 742].

Строматолитовые известняки. В толще Типтон-Шейл встречены два протяженных пласта строматолитовых известняков (рис. 4.22). Строматолиты обнаруживают переходы форм роста от отдельных водорослевых куполов через типы с менее выраженной куполовидностью до довольно плоских построек [2382]. Их образование, по-видимому, отражает условия сверхсолености на озерных окраинах, где из-за высокой солености организмы, питающиеся водорослями, были истреблены, что способствовало хорошей сохранности водорослевых наростов (ср. [1515], разд. 8.4.7).

Осадочные циклы и обстановка осадконакопления. В пределах толщи Уилкинс-Пик на расстояние более 20 км прослеживаются пачки мощностью до 5 м без значительных латеральных изменений последней. Эти циклы интерпретируются как результат трансгрессивно-регрессивных событий, контролировавшихся изменениями климата и вызывавших кратковременные колебания уровня озера.

Плоскогалечные конгломераты и известковые песчаники являются прибрежными трансгрессивными фациями. Периферийные плайевые илистые плоскотины в фазы регрессии распространялись до центра впадины, в то же время зона битуминозных сланцев сокращалась (рис. 4.24). Трона и галит, по-видимому, выпадали в осадок из щелочных рассолов, сконцентрированных при оттоке грунтовых и паводковых весенних вод и при перерастворении корок и выцветов на поверхности. Выпадение кальцита и доломита на более окраинных участках приводило к высокой ионной концентрации щелочных металлов в остаточных рассолах и к такому увеличению pH, при котором в осадок может выпадать трона. Сезонным вариациям количества атмосферных осадков и испарения соответствовали засушливые и полноводные периоды эволюции озера с выпадением и перерастворением троны и результирующей ее аккумуляцией [743]. Климатические изменения, приводившие к этим циклическим колебаниям влажности, видимо, происходили на протяжении 20—50 тыс. лет. Климатические вариации, вызывавшие расширение и сокращение озера во время отложения толщи Уилкинс-Пик, оказываются наложенными на период с преобладанием засушливого режима.

Во время отложения толщ Типтон-Шейл и Лейни-Шейл площадь озера была даже еще большей, хотя опять-таки оно было очень мелководным, и условия осадконакопления в нем в целом хорошо объясняются с позиции плайевой гипотезы (см. ниже противоположную точку зрения). Отложение битуминозных сланцев происходило в это время в более широком масштабе и более устойчиво, хотя оно все же ограничивалось центральными участками впадины. Колебания береговой линии хорошо видны по строматолитам, которые в ответ на различную волновую энергию у берего-

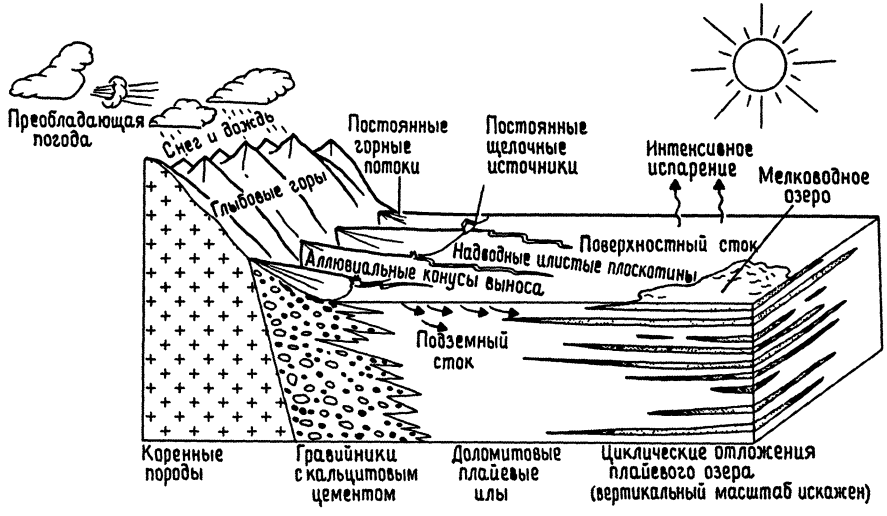


Рис. 4.24. Блок-диаграмма, показывающая общую картину осадконакопления в толще Уилкинс-Пик [745].

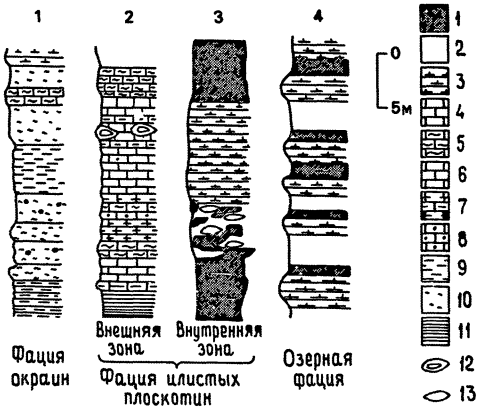


Рис. 4.25. Литологические колонки фации окраин, фации илистых отмелей и озерной фации формации Грин-Ривер [2382]. *1* — битуминозные сланцы; *2* — трона; *3* — доломиты; *4* — известняки; *5* — строматолитовые известняки; *6* — кластогенные карбонатные пески; *7* — кластогенные карбонатные алевриты; *8* — оолитовые известняки; *9* — алевролиты; *10* — песчаники; *11* — аргиллиты; *12* — инкрустированные стебли и корни водорослей; *13* — линзы доломита.

вой линии образовывали различные формы роста, тем самым отражая непосредственно величину волнового нагона и, отсюда, размеры озера [2382]. Фациальные зоны в этих расширившихся озерах отличаются большей шириной (рис. 4.25, 4.26).

2. Модель стратифицированного озера: толща Парашют-Крик. Если и существует определенное единодушие в том, что обстановка осадконакопления озера Госьют на время отложения толщи Уилкинс-Пик носила характер обстановки плайевого озера, то для впадин Пайсанс-Крик и Юинта в шт. Юта и Колорадо картина выглядит несколько иначе. В последнем случае затопление речных депрессий, выразившееся в образовании эоценовой формации Уосатч, привело к формированию целой озерной системы, известной под названием озера Юинта. В этом озере была отложена толща Парашют-Крик (рис. 4.23). В дальнейшем наступание на озеро клиньев кластического материала привело к заполнению впадины, завершению озерного осадконакопления и восстановлению речной обстановки (формация Юинта).

Осадконакопление в озере Юинта во время отложения толщи Парашют-Крик характеризовалось двумя главными типами осадков: 1) богаты-

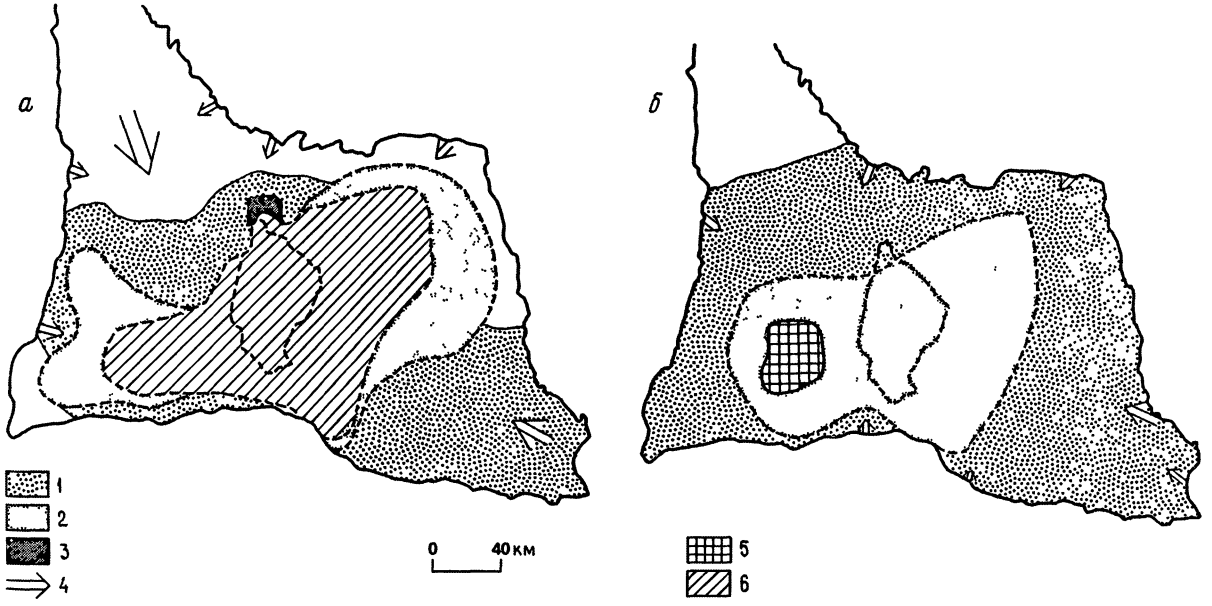


Рис. 4.26. Распределение литофаций «озера Госьют». *а* — в стадии высокого стояния воды во время отложения средней части толщи Типтон-Шейл; *б* — в стадии низкого стояния воды во время отложения средней части толщи Уилкинс-Пик. Озерная фация представлена битуминозными сланцами или троной, фация илистых отмелей — карбонатами, фация окраин — алевритами [2382]. Фация окраин (*1—4*); *1* — песчаники и алевролиты; *2* — карбонаты; *3* — оолиты; *4* — направление переноса осадков. Озерная фация (*5, 6*): *5* — трона (карбонат натрия); *6* — битуминозные сланцы.

ми органикой карбонатными отложениями и ассоциирующимися с ними минералами, которые аккумулировались в центральной части озера, 2) терригенными и карбонатными осадками, отлагавшимися на окраинных отмелях [478].

Осадки центральной части озера включают две главные фации:

1) *Фация битуминозных сланцев* является преобладающей по объему в толще Парашют-Крик. В центральной части озера она состоит из битуминозных сланцев, мергелей, алевритистых бедных керогеном доломикритов, вулканокластических туфов и доломитовых аргиллитов. В ней имеются редкие прослои водорослевых баундстоунов, оолито-пизолитовых грейнстоунов, остракодовых грейнстоунов, песчаников и алевролитов. Наиболее мощные пласты богатых битумом сланцев тяготеют к центру озера, что дает основание предполагать здесь наиболее интенсивное продуцирование органического вещества и его наилучшую сохранность. К окраинам отложения переходят в богатые керогеном мергели и тощие битуминозные сланцы [2461, 2288]. Накопление битуминозных сланцев в центральной части впадины часто сопровождалось кристаллизацией давсонита ($NaAl(CO_3)(OH)_2$), галита (NACl) и нахколита ($NaHCO_3$).

2) *Фация мергелей* включает серые и зеленовато-серые мергели, водорослевые баундстоуны и низкосортные сильно фоссилизированные битуминозные сланцы. Отложения фации встречаются в зоне, переходной между фацией битуминозных сланцев центральной части впадины и фациями озерных окраин.

Отложения озерных окраин также включают две главные фации:

1) *Фация песчаников* состоит из русловых косослоистых песчаников и зеленоватых пиритсодержащих мергелей и алевролитов. Песчаники отлагались в периоды наступления на озеро речных дельт. Зеленая окраска и наличие пирита в мергелях и алевролитах указывают на то, что осадок сразу после отложения находился в восстановительной обстановке.

2) *Строматолитовая* фация представлена в основном водорослевыми строматолитами (баундстоунами), оолито-пизолитовыми грейнстоунами и зелеными пиритсодержащими мергелями. Песчаники здесь редки. Водорослевые строматолиты, сложенные одиночными куполами и соединенные по латерали полусферическими постройками, наиболее часто наблюдаются у подошвы фациальных единиц. Широкое развитие водорослевых строматолитов показывает, что осадки фации отлагались в обстановке карбонатных плоскотин на окраинах озера. Уменьшение числа строматолитовых горизонтов и увеличение количества органического материала в верхней части фации позволяют предположить существование в это время более стабильных глубоководных условий, которые, во-видимому, были связаны с продолжающимся расширением озера Юинта.

Некоторые исследователи ([749] и др.), для того чтобы удовлетворительно объяснить такие особенности химизма, как высокое отношение Mg/Ca, типичное для битуминозных сланцев, выдвинули гипотезу плайевого озера. Однако они не учли биогенное участие водорослей в элементарном составе неорганической составляющей теперешних битуминозных сланцев. Поэтому Дезборо [607] предложил для впадин Пайсанс-Крик и Юинта модель стратифицированного озера. Она предусматривает биогенное обогащение битуминозных сланцев магнием и аутигенный рост карбонатов Ca, Mg, Fe и других минералов.

В действительности же и плайевые, и стратифицированные озера вполне могут существовать в связи друг с другом, мелководные пересыхающие озера с обширными плайевыми плоскотинами могли эволюционировать и превращаться в химически стратифицированные озера в результате увеличения притока пресной воды — процесса, называемого [320] *эктогенным меромиксисом*. Мощные толщи битуминозных сланцев, например толща Лейни во впадине Бриджер—Уошаки или слои Махогани во впадине Юинта—Пайсанс-Крик, могли накапливаться в услових дефицита кислорода на дне постоянно стратифицированного (меромиктового) озера, при поверхностном слое воды, насыщенной кислородом. Такая интерпретация могла бы объяснить, почему фактически вся ихтиофауна формации Грин-Ривер представлена *пресноводными* видами [989]. Продолжающееся поступление в озеро разбавленной воды вызвало заполнение впадины кластическим материалом и образование сезонной расслоенности (голомиксиса), а не постоянной стратификации. С сокращением притока озеро вновь превратилось в водоем плайевого типа.

4.10.2. Плиоценовые отложения группы Ридж-Бейсин в Калифорнии. Плиоценовая группа Ридж-Бейсин может рассматриваться как ключ к пониманию характера осадконакопления во впадинах сдвигового типа. Бассейн Ридж (см. разд. 14.8.1, рис. 14.49) представляет собой мелкий клинообразный трог размером всего 40 × 15 км, хотя он и вмещает более чем девятикилометровую толщу озерных отложений, перекрывающих морские

осадки [1505]. Эта впадина обязана своим происхождением изгибу сдвига Сан-Габриель. Распределение озерных фаций отражает здесь различную тектоническую активность вдоль восточной и западной границ впадины. При этом западная окраина была очень активной зоной сдвига (разлом Сан-Габриель), а восточная отмечена серией крутопадающих взбросов [540, 541] (рис. 14.49).

В целом бассейн Ридж эволюционировал от открытого глубокого озера до гидрологически закрытой мелководной системы. В дальнейшем основное внимание уделено характеристике именно закрытой мелководной стадии развития озера.

Группа Ридж-Бейсин мощностью около 9000 м подразделяется на три главные фации:

1) *Фация аллювиальных конусов выноса и речных отложений* развита по обеим окраинам впадины. На восточной окраине получила развитие «формация» Ридж-Рут мощностью 8000 м. Она включает крупногалечные плохо сортированные конгломераты, косослоистые песчаники с врезанными русловыми отложениями и аргиллиты с трещинами усыхания. Эти осадки образовались во время сезонных паводков в ветвящихся ручьях на поверхности крупных комплексов слившихся аллювиальных конусов, которые время от времени увеличивались и пересекали всю впадину поперек. В отличие от них крупнообломочные остроугольные брекчии западной окраины (брекчии Вайолин) развиты локально и представляют собой делювиальные и оползневые обломочные потоки под уступом разлома Сан-Габриель. Эти мелкие делювиальные конусы выноса в сторону озера быстро сменяются мелкозернистыми красноцветными аргиллитами с фукоидами и трещинами усыхания, с прослоями косослоистых песчаников и изредка строматолитов.

2) *Фация озерных окраин* состоит из субфаций береговой линии, прибрежных илистых и песчаных отмелей, барового комплекса и субфации речных дельт.

Субфация береговой линии, которая особенно хорошо выражена на восточной стороне впадины, состоит из косослоистых горизонтально-слоистых песчаников и песчаников со знаками ряби, переслаивающихся с озерными аргиллитами. Для субфации характерны онколиты и пизолиты, а также остатки моллюсков, остракод и растений. Береговая линия, по-видимому, состояла из узких переработанных волнами пляжей, а местами включала илистые отмели и лагуны.

Прибрежная субфация представлена ассоциацией голубовато-серых аргиллитов, песчаников и конгломератов (местами руслового выполнения), а также оолитов, пизолитов, онколитов и строматолитов [1506]. Эти осадки отражают сочетание таких процессов, как привнос крупнообломочного материала реками, волновая деятельность на поверхности озера и субаэральная экспозиция.

Субфация барового комплекса встречается особенно часто на западной окраине впадины. Она состоит из пакетов мощностью до 3 м, образованных слоем косослоистого песчаника, заключенным в мощный пласт аргиллита с обильной фауной моллюсков. Отдельные баровые комплексы выгнуты кверху и несут косую слоистость, полого падающую как в сторону озера, так и в направлении суши. Они содержат текстуры срыва с обломками аргиллитов, гальку типа остаточного гравия, а также обломки раковин моллюсков и ходы червей. Баровые комплексы, по-видимому, были вытянуты параллельно береговой линии озера.

Речная дельтовая субфация развита в виде языков мощностью 30—90 м, сложенных косослоистыми песчаниками, местами с оползневыми складками, переслаивающимися с серыми до черных богатыми органикой аргиллитами с фукоидами. В интервалах между наступающими на озеро дельтовыми комплексами во внутридельтовых заливах накапливались глины и тонкие пески.

3) *Фация удаленного озерного предбрежья* подразделяется на два типа:

Субфация удаленных от побережья турбидитов развита у подошвы группы Ридж-Бейсин и сложена тонкослоистыми и грубослоистыми песчаниками с четко выраженными циклами Боума, изредка переслаивающимися с богатыми органикой брекчированными или смятыми в оползневые складки аргиллитами. Озерные дельты, очевидно, поставляли материал для подводных конусов, которые продвигались в удаленные от берега участки, где аккумулировались глины. Эти осадки отлагались, когда озеро было глубоким и гидрологически открытым.

Аргиллито-карбонатная субфация представлена слоями Пис-Валли и сложена массивными или горизонтально-слоистыми аргиллитами и алевролитами с железистым доломитом и другими карбонатами железа, а также с анальцимом, пиритом и конкрециями гипса. Осадки обычно тонкопластинчатые и отличаются от других наличием многочисленных фукоидов и органических остатков in situ. По-видимому, они отлагались в восстановительной среде ниже термоклина или галоклина в стратифицированном и гидрологически закрытом озере.

Таким образом, осадконакопление в озере Ридж-Бейсин началось с наступления на сравни-

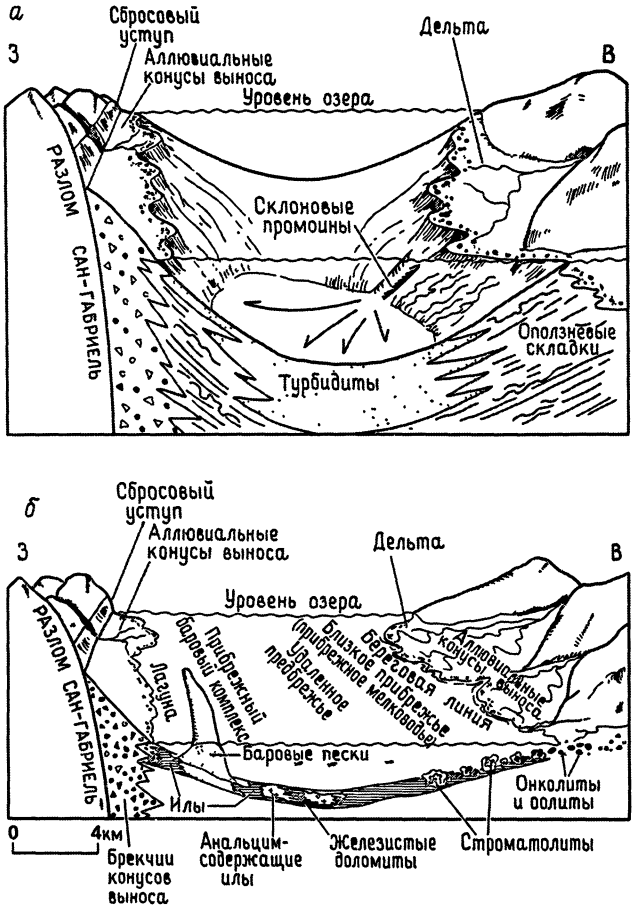


Рис. 4.27. Реконструкция палеообстановки плиоценового бассейна Ридж, шт. Калифорния, в глубоководную озерную и(или) морскую (*а*) и мелководную озерную (*б*) стадии развития [1505].

тельно глубокое озеро с открытым стоком мощной турбидитно-дельтовой толщи (рис. 4.27, *а*). Продолжающиеся тектонические движения привели к замыканию внешнего стока, и в закрытой озерной впадине продолжалось отложение карбонатно-глинистых пород, богатых органикой глинистых сланцев, а также осадконакопление на мелководных озерных окраинах.

4.10.3. Палеоген долины реки Роны в южной Франции. Примером зонального расположения осадочных фаций могут служить озерные отложения палеогенового возраста, которые развиты в серии грабенов в долине реки Роны между Центральным массивом и южнофранцузскими Альпами [2460]. Несколько мощных и устойчивых циклов от кластических до эвапоритовых осадков указывают на колебания климата от гумидного до аридного. Как в современных осадках Мертвого моря, крупнообломочные кластогенные осадки здесь ограничены пределами узких полос по окраинам впадин, а их центральных частей достигают только тонкозернистые алевролитовые и глинистые отложения. В аридные эвапоритовые периоды образование галита было ограничено центральными частями быстро погружающегося грабена, в то время как гипс выпадал в осадок на примыкающих платформах. Если некоторое количество галита и выпадало на мелководных платформенных участках, то он все равно перерастворялся недосыщенными водами, и эти обогащенные растворы должны были мигрировать к пониженным участкам в центре впадины.

Типичной платформенной впадиной с преобладанием среди эвапоритов гипса является *впадина Мормуарон* [2460]. Главными осадочными фациями здесь являются эвапориты, доломиты с известняками и аргиллиты. Конгломераты встречаются только на северной окраине впадины.

1) *Эвапориты* формировались в три стадии. В начальную стадию выделения гипса (нижний людий) (рис. 4.28) его мелкие линзовидные кристаллы росли в слоях пластинчатых битуминозных сланцев, которые преимущественно отлагались в центре впадины. Позднее эти кристаллы были растворены недосыщенными водами, и в образовавшихся пустотах стал кристаллизоваться ангидрит, образующий псевдоморфозы по гипсу или энтеролитовые прожилки.

В главную стадию выделения гипса (верхний людий) эвапориты образовались, по-видимому, по всей площади впадины Мормуарон. В ее центральных частях, т.е. в удалении от мест поступления кластического материала, тонкие слои линзообразного гипса чередуются с доломикритом. Кристаллы гипса, которые росли при диагенетических реакциях на границе осадка с водой, в ряде случаев прорывали поверхность осадка с образованием бугристых участков, улавливающих осадочный материал. При местном размыве озерными течениями или волнами гипс переотлагался в виде гипсаренитов. В ту же стадию ближе к окраинам впадины, чередуясь с гипсом, отлагались зеленые слоистые мергели, частично поврежденные илоедами. Их отложение, по-видимому, отмечает влажные периоды, а отложение гипса — сухие интервалы. Еще ближе к окраинам озера мергели чередуются с доломитами, а гипс становится более редким.

В конце людия по всей впадине отлагались пески со знаками ряби, но заключительная стадия представлена протяженным строматолито-

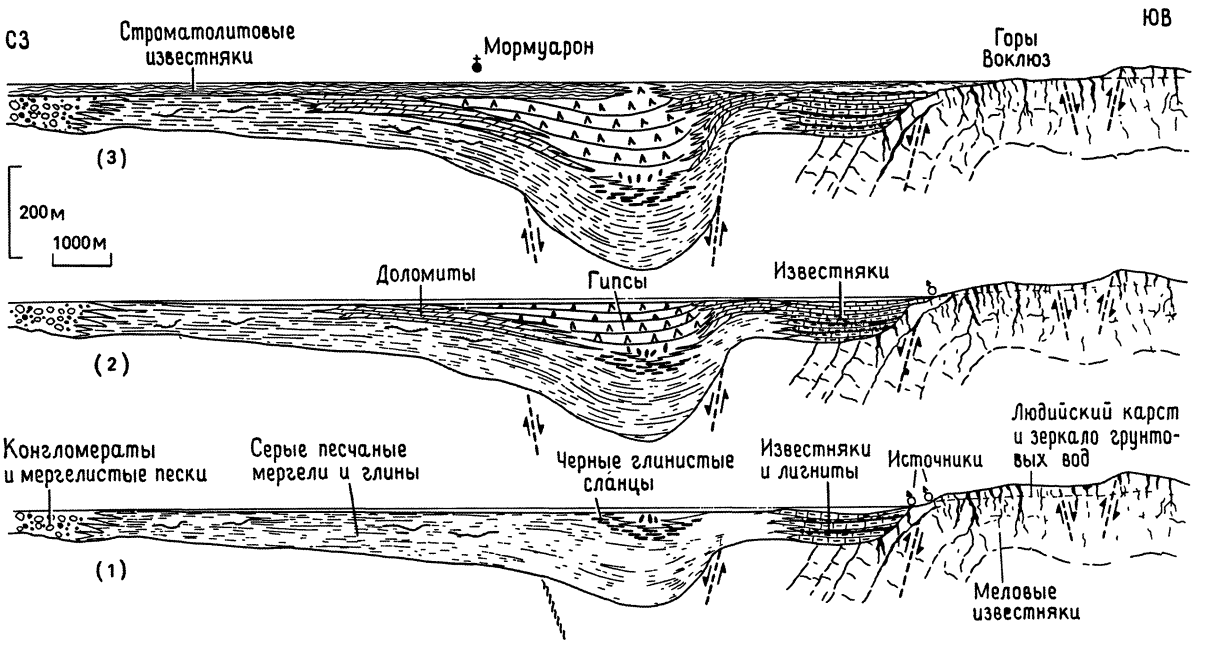


Рис. 4.28. Эволюция обстановки осадконакопления в людийское время во впадине Мормуарон, Франция. *1* — раннеэвапоритовая стадия (нижний людий); *2* — главная эвапоритовая стадия (верхний людий): *3* — распространение строматолитового слоя по всей ширине впадины (верхи людия) [2460].

вым горизонтом, доломитизированными известняками и небольшим слоем гипса в центре. Каждая из этих фаций несет признаки субаэральной обстановки.

2) *Известняки и доломиты.* В юго-восточной части впадины Мормуарон в течение всего людия отлагались известняки, обогащенные глинистым материалом, хотя в раннем людии здесь также образовалось несколько маломощных пластов лигнитов. В перечисленных породах встречаются гастроподы, остракоды, фораминиферы, известковые водоросли и онколиты, частично занесенные из соседних морских областей. Все признаки указывают на обстановку маршей со спокойной водой. Карбонаты поступали при выщелачивании закарстованных известняков, расположенных по соседству. Доломиты отлагались в зоне, окружающей центральный участок, с образованием эвапоритов вследствие раннего выпадения гипса и смещения отношения Mg/Ca в сторону увеличения магния, которое способствовало замещению им кальция в кристаллической решетке кальцита и арагонита.

3) *Аргиллиты.* В пределах самих галитовых впадин глины детритового происхождения вслед за довольно быстрым захоронением диагенетически изменялись и переходили в хорошо раскристаллизованные хлорит и иллит. В отличие от этого на платформенных участках при недостаточном поступлении детритового материала преобладающими глинистыми минералами были магнезиальные смектиты и сепиолит, образовавшиеся в процессе донного аутигенеза под действием магнезиальных вод.

Таким образом, осадки впадины Мормуарон отражают эволюцию непересыхающего соленого озера с локальной каймой карбонатных маршей с переходом в соленое пересыхающее эвапоритовое озеро и, наконец, когда прогибание впадины ослабло, в строматолитовые плоскотины.

4.10.4. Другие примеры древних закрытых озер. Во многих отложениях древних закрытых озер отчетливо видно циклическое изменение фаций. Оно отражает как годичные циклы с чередованием слоев типа ленточных глин, так и более продолжительные колебания размеров озер и распределения фациальных зон по площади. Эта изменчивость кратко иллюстрируется следующими примерами.

Озеро Лизан, предшествовавшее Мертвому морю [177, 2676], было намного крупнее своего современного аридного преемника (рис. 14.46). Его ранняя слабосоленая стадия развития отмечает-

ся ленточными осадками, содержащими кальцит, арагонит и обильные диатомовые водоросли. Экологические исследования показали наличие в это время пресного или солоноватого эпилимниона. За этой стадией последовала стадия повышенной солености, во время которой ближе к середине впадины в удалении от периферийных источников сноса аллювиального обломочного материала отлагались арагонит и гипсоносные карбонаты. В этих карбонатах видны сезонные или годичные арагонитовые ленточные слойки с гипсом и небольшим количеством диатомовых фрустул.

В верхнетриасовой формации Тодилто в шт. Нью-Мексико, США (рис. 4.29), тонкие колебания ленточных циклов отражают более широкие изменения состава и кинетики озерной воды. Формация Тодилто состоит из маломощного базального пласта известняка и мощной верхней гипсовой пачки, которая отлагалась в закрытой впадине с соленым озером [75]. Известняковый член формации мощностью 2—3 м имеет очень большие размеры по латерали (около 90 000 км^2), тогда как гипсовый член ограничен центральной частью впадины. Известняковый член характеризуется трехступенчатыми циклами: ленточный микритовый слой → ленточный слой органики → прерывистый слой обломочной зернистой породы. В совокупности эти элементы интерпретируются как годичный цикл осадконакопления (ледниковая варва). Ленточный слой микрита состоит из микрокристаллического мозаичного кальцита и является результатом выпадения карбоната во время теплых периодов с высокой активностью фотосинтеза. Слой органики сложен обломками фитопланктона и аккумулировался в гиполимнионе, где разложение органики при окислении и поглощение ее бентосными формами было подавлено. Наличие обломочных частиц в пределах этого слоя и выше указывает на то, что они поступали зимой и весной путем ветрового или речного переноса. В зоне, переходной между известковой и гипсовой составляющими, этот трехступенчатый цикл усложняется добавлением гипсового ленточного слоя, перекрывающего слой известняка (рис. 4.29). В пределах самого гипсового пласта ленточный слой органики исчезает, что придает циклу следующее строение: битуминозный известняк → гипс → слой обломочной породы. Наличие гипса свидетельствует об увеличении солености озерной воды. Гипс преимущественно выделялся на поверхности озера вследствие раннего выпадения карбонатов щелочноземельных элементов из воды, обогащенной Ca^{2+} и Mg^{2+} и обедненной ионом HCO_3^-

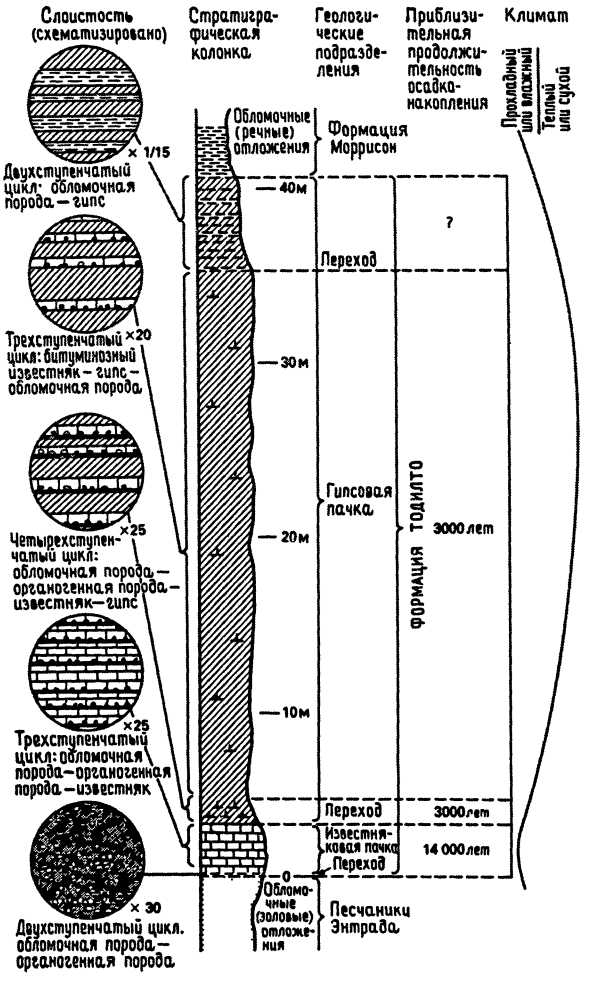


Рис. 4.29. Литологическая колонка ленточного обломочно-органогенно-эвапоритового цикла формации Тодилто, шт. Нью-Мексико, США, показывающая закономерный переход двухступенчатого цикла в основании формации в четырехступенчатый цикл в середине и возврат к двухступенчатому циклу в кровле. Кластическое осадконакопление существовало постоянно [75].

[745]. Углубленное изучение процессов осадконакопления в формации Тодилто является делом будущего, но и имеющиеся на сегодняшний день данные позволяют предполагать, что сменяющаяся вверх по разрезу последовательность типов ламинации фиксирует эволюцию озера Тодилто от стратифицированного закрытого карбонатного озера до мелководного водоема с соленой водой.

«Химические циклы» формации Лакатонг в шт. Нью-Джерси, США [2497], представляют собой переход вверх по разрезу темных ленточных ар-

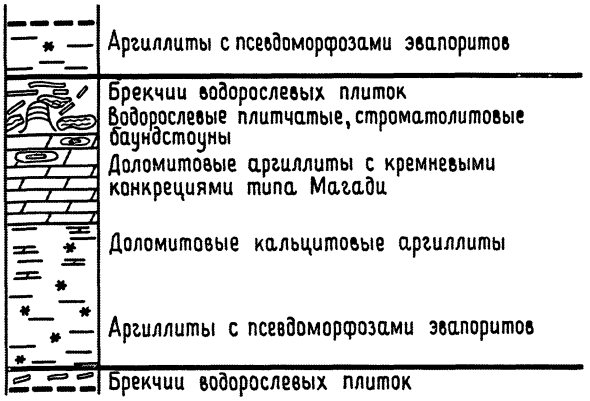


Рис. 4.30. Литологическая колонка сложного озерного цикла в средней части слоев Обзерватри-Хилл, кембрийская впадина Оффисер, Южная Австралия [2604].

гиллитов в массивные доломиты или анальцимсодержащие микробрекчированные аргиллиты (рис. 4.17). Эти циклы, по-видимому, образовались благодаря кратковременным изменениям в режиме атмосферных осадков, которые вызывали сокращение гидрологически закрытого озера Лаке-тонг с последующим его обмелением и пересыханием. При этом ионные концентрации, в особенности натрия, росли вследствие выветривания богатых натрием источников сноса, что в результате приводило к выделению аутигенного анальцима. Отсутствие ламинации в верхних частях циклов может быть связано либо с флоккуляцией коллоидных глин в воде с высокой концентрацией катионов, либо с биотурбацией.

Циклы иного типа, связанные с ритмическими затоплениями плайевых плоскотин, наблюдаются в слоях Обзерватри-Хилл кембрийского возраста во впадине Оффисер, Южная Австралия. Слои имеют мощность более 200 м и представлены мелкозернистыми доломитовыми, известковыми и глинистыми осадками [2604]. Циклы здесь (рис. 4.30) начинаются с богатого органикой аргиллита, образованного из остатков сине-зеленых водорослей и отлагавшегося во время эпизодических разливов пресной воды по поверхности плайи. Последующее испарение приводило к выделению кальцита и почти одновременному замещению его доломитов. Затем следовало образование магадиита, замещенного позже кремнями магадийского типа, и отложение водорослевого чехла и образование строматолитовых биогермов.

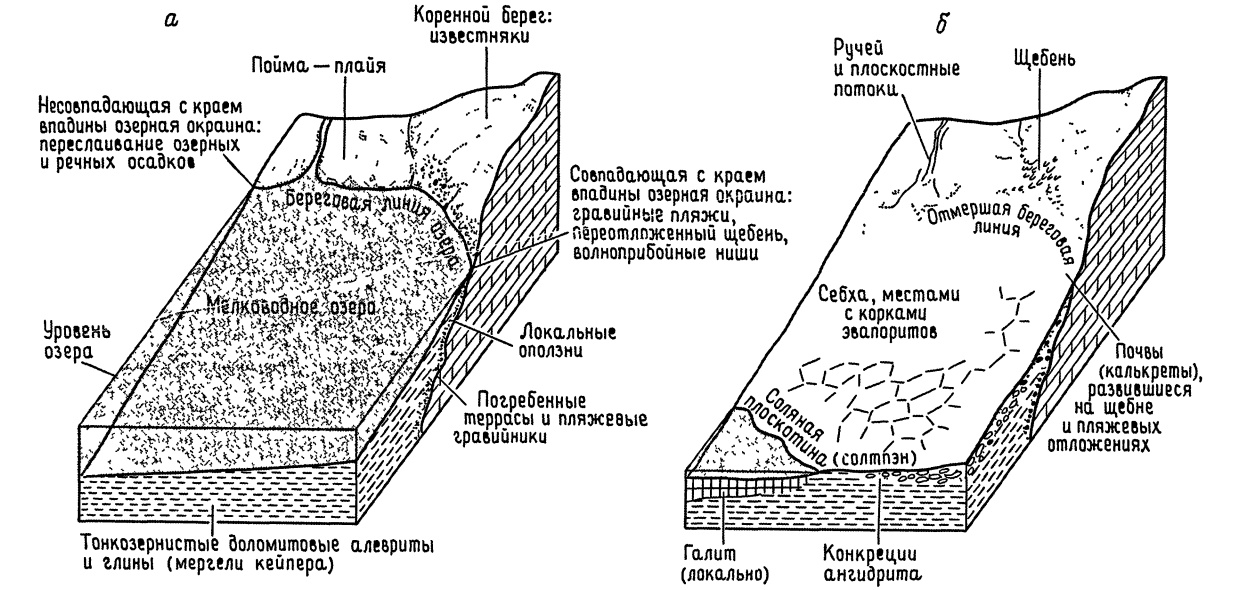


Рис. 4.31. Модель осадконакопления триасовых озерных отложений Южного Уэльса. *а* — стадия высокого стояния воды. На озерных окраинах, совпадающих с краем впадины, развиваются брекчии прибрежных платформ и пляжей, на несовпадающих окраинах (края озера и края впадины) с озерными осадками переслаиваются речные отложения. Привнесенные реками алевриты и глины отлагались в мелководной сублиторальной обстановке (кейперские мергели); *б* — стадия низкого стояния воды. Береговая линия отмерла, в окраинных отложениях развиваются калькреты, в субаэральных осадках в виде желваков и поверхностных корок формируются сульфаты, а из мелководных рассолов в озерках в центре впадины выпадает галит [2469].

Дальнейшее высыхание приводило к брекчированию поверхностных карбонатных корок и росту минералов — карбонатов натрия, вероятно троны и шортита, в пределах самой толщи осадка. Подобные циклы, связанные с затоплениями плайи, наблюдаются также в районе Куронг в Южной Австралии [288]. Так же как в Мертвом море [1763] и в озере Магади [1286], отсутствие здесь гипса объясняется деятельностью серных бактерий, восстанавливающих сульфаты.

В норийских (верхний триас) отложениях Южного Уэльса [2469] наблюдается несколько более сложная картина распределения осадочных пород, что вызвано совпадением или несовпадением края озера и края впадины на разных участках (рис. 4.31; ср. разд. 4.9.1). Во время высокого стояния воды, когда окраины совпадали, пляжный гравий и щебень, состоящие из обломков местных коренных пород, вверх по разрезу быстро переходили в песчаники и алевролиты со знаками волновой ряби. При низком уровне воды, когда окраины озера и впадины не совпадали, береговая линия, соответствовавшая высокому уровню, оказывалась оставленной, а край озера отступал ближе к середине впадины. Озеро сокращалось до размеров солевой ямы, в которой выделялся галит. Такое сокращение приводило к обнажению обширных плайевых (себховых) плоскотин, где отлагались калькарениты со знаками волновой ряби и окончатые и строматолитовые карбонаты с ростом ангидритовых конкреций в раннедиагенетическую стадию. Осадки обоих типов (в случаях совпадения или несовпадения краев) по латерали переходят к центру впадины в алевриты и глины, причем во втором случае этот переход является более постепенным.

4.11. ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Известковые озерные аргиллиты, содержащие тонкораспыленное и бесструктурное органическое вещество с палиноморфным комплексом, богатым водорослью *Botryococcus*, могут быть материнскими породами для высокопарафиновых, обычно малосернистых битумов и битуминозных сланцев. Так, например, третичные озерные осадки служат источником большинства нефтеносных залежей восточного Китая, а озерные отложения нижнего палеозоя в Бразилии, Чили и Северной Африке, а также эоценовая формация Грин-Ривер на западе США содержат значительные по мощности толщи битуминозных сланцев.

В отличие от них неизвестковые озерные аргиллиты, содержащие остатки карбонатизированных растений и обломки эпидермы и кутикул, для которых не свойственна форма *Botryococcus*, являются более предпочтительными породами для образования гумусовой и фульвиевой кислот и, следовательно, для фиксации урана. Урановые месторождения в плитчатых песчаниках встречаются в ассоциации с озерными осадками, такими как формация Лакатонг (разд. 4.9.2, 4.10.4) и толща Солт-Уош формации Моррисон в южной Юте [1883, 2476]. Эта ассоциация отражена в так называемой озерно-гуматной модели [2476]. Гумусовая и фульвиевая кислоты (продукты разложения тканей водорослей) образуются в восстановительных щелочных условиях в озерных серых аргиллитах в удаленных от берегов частях озер, содержащих гумусовый материал. Эти кислоты отжимаются в результате уплотнения осадка и просачиваются в расположенные рядом пласты песчаников, где органические кислоты фиксируются в форме твердых пластинчатых гуматов. Впоследствии грунтовые воды, содержащие ион уранила, который особенно подвижен в щелочных условиях, просачиваются сквозь песчаники, где гуматы фиксируют и концентрируют уран.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Beadle L.C. (1981) The Inland Waters of Tropical Africa, 2nd ed. 475 pp. Longman, London.

Lerman A. (Ed.) (1978) Lakes: Chemistry, Geology, Physics, 363 pp. Springer-Verlag, Berlin.

Matter A. and Tucker M.E. (Eds) (1978) Modern and Ancient Lake Sediments, 290 pp. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 2, Blackwell, Oxford.

Wetzel R.G. (1983) Limnology, 2nd ed. 767 pp. W.B. Saunders, Philadelphia.

ГЛАВА 5

ПУСТЫНИ

Дж. Д. Коллинсон

5.1. ВВЕДЕНИЕ

Обстановка современных пустынь была использована одной из первых для детальной интерпретации древних осадочных фаций [2540, 2622, 2249]. Для установления направления палеотечений были изучены эоловые песчаники [353, 2249], а их идентификация приобрела важное значение для определения палеоклимата и для проверки глобальных палеогеографических реконструкций, основанных на палеомагнитных данных [1395, 1832, 1653, 226, 2044].

Под давлением экономических факторов недавно были начаты исследования современных и древних пустынных отложений. Эоловые дюнные песчаники, имеющие обычно высокую первичную пористость, могут играть важную роль как водоносные горизонты и вместилища углеводородов, например в газоносных полях Северного моря [400, 2504]. Древние отложения плайевых озер служат богатыми источниками минералов-эвапоритов, а аллювиальные отложения пустынь могут быть вмещающими породами для разнообразной минерализации.

В данной главе основное внимание уделено эоловым обстановкам; аллювиальные и озерные отложения пустынь более обстоятельно рассмотрены в гл. 3 и 4.

5.2. СОВРЕМЕННЫЕ ПУСТЫНИ

5.2.1. Общие сведения. 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 до высоких широт. Арктические пустыни, скудность жизни в которых вызвана, по крайней мере отчасти, низкими температурами, вероятно, включают ледниковые и прогляциальные отложения (см. гл. 13).

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 равнины или джибберы). Участки обнаженных пород, как правило, подвергаются выветриванию и абразии и приобретают в связи с этим характерные формы, описание которых выходит за рамки настоящей книги, но с достаточной обстоятельностью дается в других работах (см., например, [510]).

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 (твердых корок) [970]. Некоторые из этих явлений описаны в гл. 3. Данная глава касается в основном процессов и продуктов эолового переноса и отложения и лишь тех форм наносов, связанных с участием воды, которые тесно ассоциируются с ними. Рассмотренные ниже данные в большей части относятся к жарким, аридным равнинным пустыням, которые, скорее всего, только и принимают постоянное участие в стратиграфической летописи.

J.D. Collinson. Geologisk Institutt, Bergen, Norway.

5.2.2. Расположение и климат пустынь. На карте распределения атмосферных осадков видно, что положение на земном шаре регионов с высокой аридностью обусловлено различными факторами (рис. 5.1). Фактор контроля первого порядка определяется крупномасштабной атмосферной циркуляцией (так называемыми ячейками Гадлея), которая приводит к опусканию воздушных масс в субтропических поясах высокого давления на широте 20—30°. Фактор второго порядка обусловлен расстоянием от океанов: из воздуха, достигающего центральных частей крупных материков, большая часть влаги, очевидно, уже успевает выпасть в осадки. На более локальном уровне контроль осуществляется крупными горными хребтами, которые вызывают конвекцию влажного воздуха и создают дождевые «тени» на подветренной стороне. Засушливыми могут быть также западные побережья материков, омываемые холодными восходящими океанскими течениями. Эти локальные факторы контроля низкого порядка должны служить предостережением при попытках использовать древние эоловые песчаники в качестве индикаторов палеошироты. Кроме того, из представлений о крупных континентальных областях доюрского времени может следовать предположение о существовании более обширных пустынь, чем те, которые мы видим в настоящее время.

Даже в наиболее засушливых пустынных областях иногда выпадают дожди, которые бывают или сезонными, или спорадическими. В австралийских пустынях небольшое количество осадков выпадает в определенные времена года, тогда как в Сахаре и Аравийской пустыне время выпадения дождя менее предсказуемо. Иногда здесь в течение нескольких лет совсем не выпадает осадков, но если идет дождь, то он обычно имеет

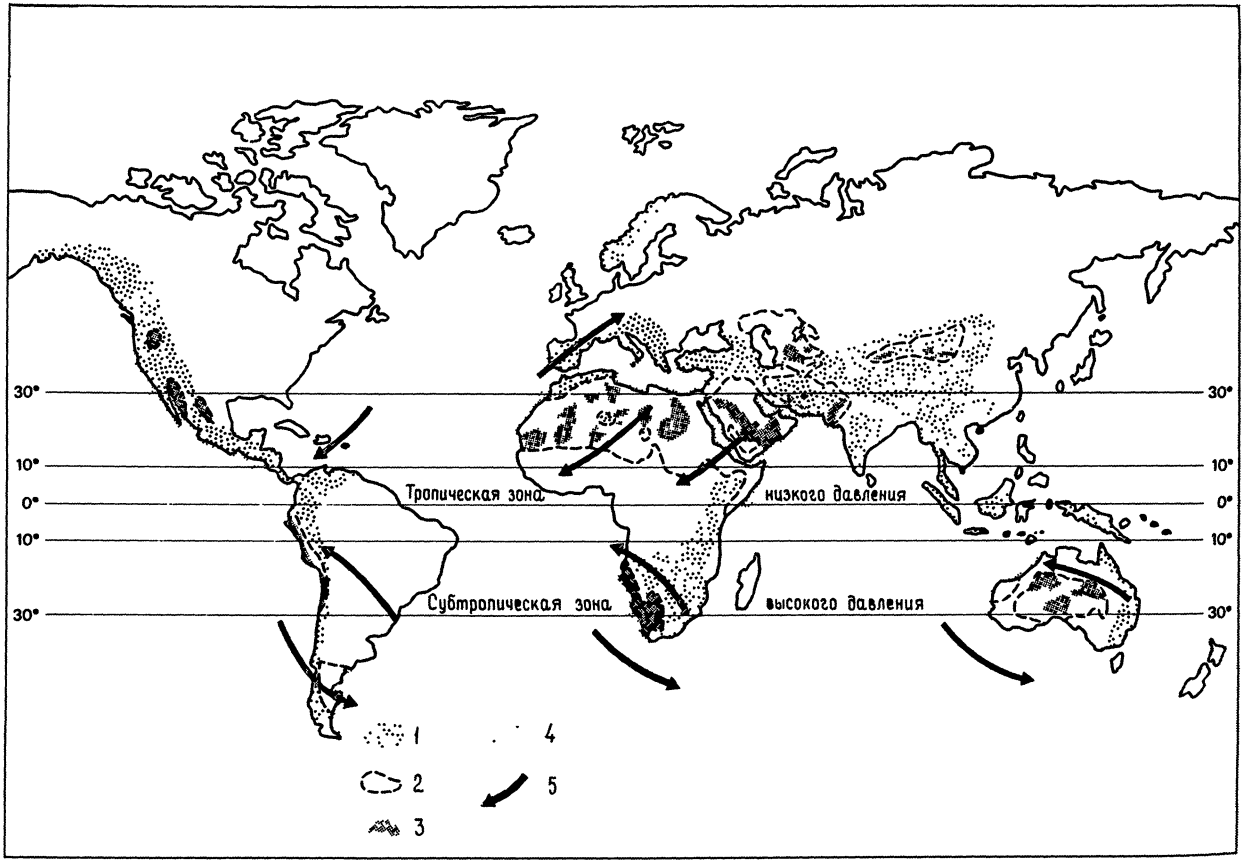


Рис. 5.1. Положение главных пустынь мира относительно крупных атмосферных циркуляций и рельефа [948]. *1* — важнейшие горные системы и плато; *2* — крупные пустынные области; *3* — пустыни с песчаными дюнами; *4* — засушливые прибрежные области; *5* — упрощенная схема ориентировки преобладающих ветров.

характер кратковременного сильного ливня. Высокая проницаемость большинства пустынных отложений и низкое положение зеркала грунтовых вод способствуют сильной инфильтрации, поэтому вода стекает по поверхности недалеко. Важно, кроме того, что небольшое количество влаги выпадает в виде росы, которая играет существенную роль, облегчая протекание раннедиагенетических реакций.

5.2.3. Тектоническое положение пустынь. Хотя местоположение пустынь непосредственно и не зависит от тектоники, образование упомянутых дождевых «теней» косвенно связано с характером рельефа, который в свою очередь контролируется тектоническими факторами. Тектоника к тому же играет важную роль в сохранении пустынных отложений и в распределении осадочных фаций в пределах пустынных впадин.

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. На разбитых разломами окраинах тектонически активных впадин (например, на юго-западе США, в депрессии Данакиль, Эфиопия) обычно развиваются аллювиальные конусы выноса, а ближе к центру впадин наблюдаются плайи и поля дюн. Окраины внутриконтинентальных 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, наблюдаемые в настоящее время, до некоторой степени унаследованы со времени плейстоценовых плювиальных событий, когда сток был большим и, по-видимому, более постоянным (не пересыхающим) и когда часть эоловых дюнных полей была закреплена растительностью [1877]. Крупные участки перевеваемых ветром песков, которые преимущественно расположены в пониженных центральных частях ряда внутрикратонных впадин, называются *эрг*ами [2625]. 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 рельефе, факторами, контролирующими локализацию эргов. Иногда понижения в рельефе также могут совпадать с более ранними осадочными впадинами.

5.2.4. Эоловый перенос и отложение песков. Рассмотрение механизма ветрового переноса песка не входит в задачу данной книги. Одними из самых ранних исследований по этому вопросу были работы Корниша [519], который обратил особое внимание на роль турбулентности, и Багнолда [117], классический труд которого и до настоящего времени остается наиболее четким изложением данной проблемы. Основное различие между эоловым и водным переносом состоит в том, что при эоловом переносе значительно большая роль по сравнению с турбулентностью в жидкостях отводится баллистике зерен и столкновениям зерен друг с другом [2208, 2209].

Крупные песчаные моря, или *эрги*, являются главными местами аккумуляции песков ветрового надува. Они занимают площади до 500 000 км^2 и местами имеют мощность наносов до нескольких сотен метров (рис. 5.2). 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 [880]. 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. Шарп [2209] показал, что 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 [880]. Высокие степени окатанности и полировки песчаных зерен при абразии могут потребовать несколько более дальней транспортировки, чем на 15 км [2209].

Кроме упомянутых окатывания и сортировки зерен по размерам в ходе эолового переноса может происходить определенная сортировка по

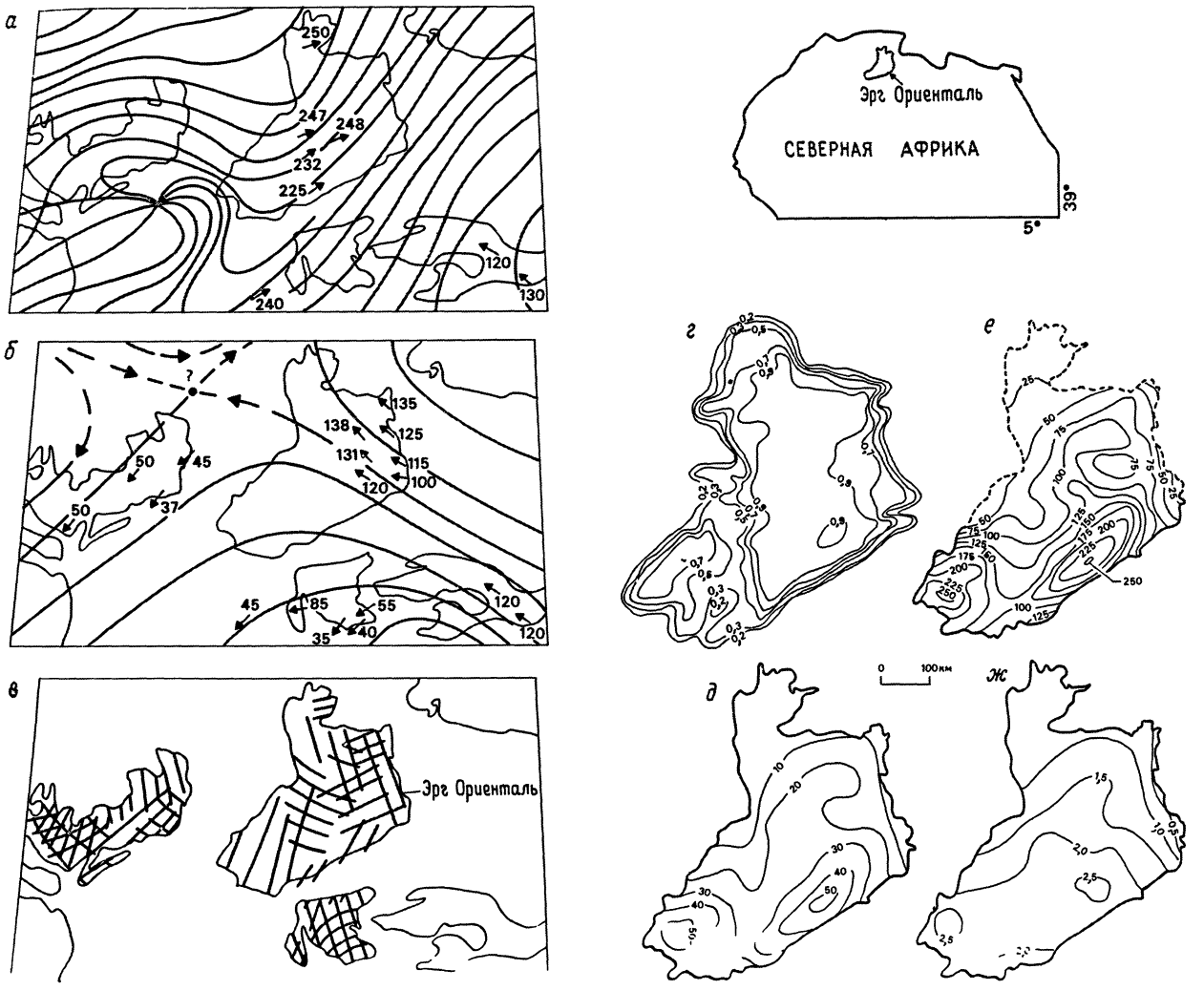


Рис. 5.2. Положение эрга Ориенталь (Восточный), Алжирская Сахара, относительно региональной системы переноса песка и связь форм отложений в его пределах с характером песчаного покрытия. *а* — направления потоков песка средней размерности; *б* — направления потоков мелкого песка (короткими стрелками показана ориентировка ветра, установленная по формам отложений); *в* — простирание наиболее рельефных драа (разная ориентировка соотносится с различием в размерности зерен); *г* — общие размеры песчаного покрытия; *д* — средневзвешенная по площади мощность песка (в метрах); *е* — средняя высота драа (в метрах); *ж* — средняя длина волны драа (интервал между гребнями) (в километрах) [2625].

минеральному составу, обусловленная разрушением минералов со спайностью и сохранением зерен кварца. Изучение зерен эоловых песков из пустынь под электронным микроскопом показало, что их поверхность имеет более сглаженный рельеф по сравнению с зернами, обработанными водной абразией [1408]. 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 уменьша-

ется или где песок переносится вверх по склону [880]. 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 вверх по склонам здесь могут формироваться мощные скопления песка (рис. 5.2).

Пески ветрового надува могут также аккумулироваться на побережье морей с образованием дюнных полей, параллельных береговой линии. Дюны здесь образуются ветрами, дующими на берег, и часто встречаются лишь эпизодически. Эоловые пески ассоциируются с отложениями пляжей и прибрежных себх и, как правило, не сохраняются, поскольку могут переотлагаться при морских трансгрессиях (см. гл. 7). Эти пески не будут описываться отдельно, так как по форме и внутреннему строению они существенно не отличаются от дюн в пустынных эргах [226].

5.2.5. Эоловые формы отложений. В местах развития крупных скоплений песка обычно наблюдаются формы отложений (донные формы) трех порядков, при менее полном песчаном покрытии — только двух. Там, где имеют место формы отложений всех трех масштабов, класс самых крупных форм, называемых *драа*, достаточно велик, чтобы включать наложенные на драа дюны, которые в свою очередь несут на себе *песчаную рябь*. На участках с неполным песчаным покрытием драа, как правило, отсутствуют. Размеры этих форм зависят от размеров зерен (рис. 5.3) [2624, 2625]. Такое четкое подразделение крупных форм отложений на два класса принимается далеко не всеми исследователями. Так, Маки [1630] просто проводит различие между простыми, сложными и составными дюнами. Отдельные структуры

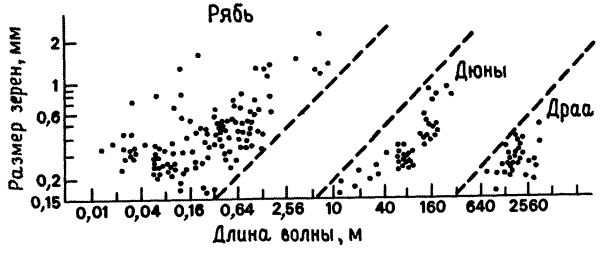


Рис. 5.3. Соотношение размерности зерен и длины волны эоловых форм отложений [2624].

масштаба драа и дюн обнаруживают широкое морфологическое разнообразие. Частично это связано с еще большей изменчивостью направления ветра, которое не зависит от уклона рельефа. В получении интерференционных систем ветров могут участвовать две или более системы эффективных ветров, но интерференционные системы также могут отражать долговременные изменения ветрового режима. Ведь для того чтобы вызвать ответную реакцию на новый ветровой режим в тех крупных объемах песка, которые заключены в драа, требуются тысячелетия [2623].

Песчаная рябь. Эоловая рябь наблюдается в виде структур, наложенных на более крупные формы отложений, или как самостоятельные структуры, характерные для междюнных участков. Наиболее распространенным типом ряби является ударная рябь, которая обычно наложена на поверхность дюн или драа, даже если их склоны падают под углами, близкими к углу естественного откоса. Эта рябь обычно имеет прямые гребни и низкий рельеф, а длина волны (расстояние между гребнями), по-видимому, отвечает длине отскоков зерен, перемещающихся сальтацией. Валики ряби редко имеют фронтальные поверхности обрушения на подветренной стороне, но зато у них наблюдается некоторая дифференциация зерен по размеру, вызванная тем, что относительно крупные частицы концентрируются у линии гребня.

Другой мелкомасштабной формой отложений, которая иногда служит характерной структурой междюнных участков, является *рябь сцепления* (*адгезионная рябь*), образующаяся в тех случаях, когда песок передувается ветром по влажной поверхности. При этом слипающиеся зерна образуют неправильные трехмерные фигуры, к которым скорее подходит название «бородавки», чем «рябь» [1991, 949]. Зерна задерживаются на наветренной стороне этих структур, имеющих обычно высоту 5 см и длину 50 см. Степень их развития в зависимости от положения зеркала грунтовых вод может варьировать.

Дюны и драа. Независимо от того, принимать ли выделение Уилсоном [2624] дюн и драа или отдавать предпочтение более гибкой схеме подразделения форм отложений на простые, сложные и составные [1630, 1631], ясно одно — с позиции их основных морфологических особенностей различные по размерам формы отложений могут быть описаны совместно. Формы, которые будут описываться как «дюны», имеют длину волны порядка нескольких десятков или сотен метров и высоту несколько метров, а формы, которые можно назвать «драа», имеют длину волны не-

сколько километров при высоте в десятки и даже сотни метров. Скорость их перемещения связана с размерами, причем относительно мелкие формы способны передвигаться быстрее [1518].

Любая схема классификации, основанная на морфологии, обязательно страдает условностью. Не составляет в этом смысле исключения и схема, предлагаемая ниже. Большую часть морфологических характеристик можно применить как к дюнам, так и к драа.

Единственным исключением служит важное различие, которое следует провести среди форм отложений, относящихся к масштабу драа. Некоторые драа имеют сравнительно простую морфологию; при этом фронтальная поверхность обрушения развивается в масштабе данной формы наноса. В этом случае наложенные на драа дюны в основном ограничены наветренной стороной драа. Другие драа, однако, несут дюны, наложенные как на наветренную, так и на подветренную сторону, в результате чего такие драа не имеют собственной поверхности обрушения, а все поверхности обрушения в этом случае соответствуют масштабу дюн. Различия между драа, имеющими и не имеющими склоны обрушения, могут иметь большое значение при интерпретации внутренних текстур древних эоловых песчаников.

а) Поперечные формы с длинными гребнями характеризуются более или менее непрерывным гребнем, ориентированы примерно поперек направления преобладающего ветра (рис. 5.4) и связаны с одним преобладающим эффективным ветром [879]. В масштабе дюн эти формы на подветренной стороне имеют фронтальную поверхность обрушения, тогда как в масштабе драа она может отсутствовать. В большинстве случаев поперечные формы имеют волнистую линию гребня (аклé, рис. 5.4, *з*) с чередованием вогнутых и выпуклых (барханоподобных) отрезков. Закрытый от ветра участок поверхности обрушения может обнаруживать систему чередования ложбин и хребтиков, 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.

б) Барханы относятся к поперечным формам, связанным с участками неполного песчаного покрытия, которое формируется на не подверженном эрозии фундаменте коренных пород или остаточного гравия (рис. 5.4, *г*). Они в основном

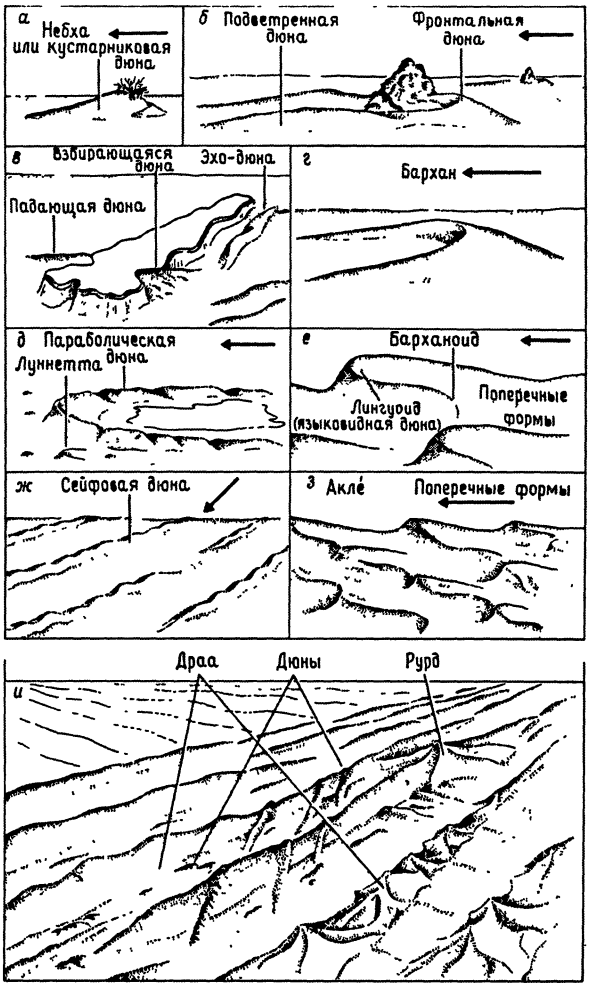


Рис. 5.4. Главные типы эоловых дюн и драа. Названия, приведенные на рис. *г* — *з*, можно использовать как для дюн, так и для драа. Где это необходимо, показано направление преобладающего ветра. На рис. *в* и *и* какое-либо доминирующее направление отсутствует. На рис. *и* показано соотношение размеров дюн и драа [510].

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.

в) Параболические формы встречаются нечасто и образуются на подветренных сторонах небольших озерец или увлажненных участков (рис. 5.4, *д*). Выпуклость их направлена вниз по ветру, а сами они, по-видимому, связаны с недостаточным поступлением песка. Впоследствии они плохо сохраняются.

г) Продольные формы отложений, или сейфы, представляют собой удлиненные структуры, параллельные направлению преобладающего эффективного ветра или результирующему направлению ветров (рис. 5.4, *ж*). Они встречаются как в масштабе драа, так и в масштабе дюн и имеют длину порядка 10 км, а в исключительных случаях и до 100 км [834]. Сейфы 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. Относительно связи этой формы дюн с системой ветров существуют разногласия. Согласно одной гипотезе, эти гряды связаны с парными спиральными завихрениями, оси которых параллельны вытянутости дюн, так называемыми вихрями Тейлора — Гертлера (рис. 5.5) [834, 2624]. Другая точка зрения состоит в том, что удлиненность дюн фиксирует результирующую двух преобладающих эффективных ветров, которые направлены под острым углом друг к другу [879]. Детальные наблюдения над распределением ветров около этих структур, которые могли бы помочь решить этот вопрос, в настоящее время отсутствуют. Характер расположения дюн, наложенных на фланги продольных драа, можно истолковать исходя из любой из этих двух гипотез. Песок в верхних частях у гребня оказывается мельче, чем внизу с боков [1440]. Будучи характерными для участков с неполным песчаным покрытием, продольные формы наносов имеют малую вероятность сохраниться в дальнейшем.

д) Звездообразные драа (рурды) и системы интерференции. Эти довольно сложные трехмерные формы отложений, по-видимому, являются продуктами ответной реакции на дивергенцию эффективных ветров (рис. 5.4, *и*) [879]. Представляется, что относительно крупные, расположенные через большие промежутки звездообразные формы могут быть связаны с конвекционными воздушными ячейками. В течение суток, действительно, происходит в огромном масштабе перенос тепла от поверхности эрга, но при этом трудно представить, каким образом конвекционные ячейки остаются стабильными все то время, которое необходимо для формирования дюн. В обоих типах участков — с полным и неполным песчаным покрытием — наблюдаемое иногда расположение звездообразных форм позволяет уловить картину интерференции двух или более линейных простираний. Это иногда выражается в форме серий пиков на гребнях продольных структур (например, в Намибии [1440]), хотя в других обстановках звездообразные формы бывают изолированными, разделенными участками не подверженного эрозии субстрата или медленно перемещаемого крупнозернистого остаточного песка. Во

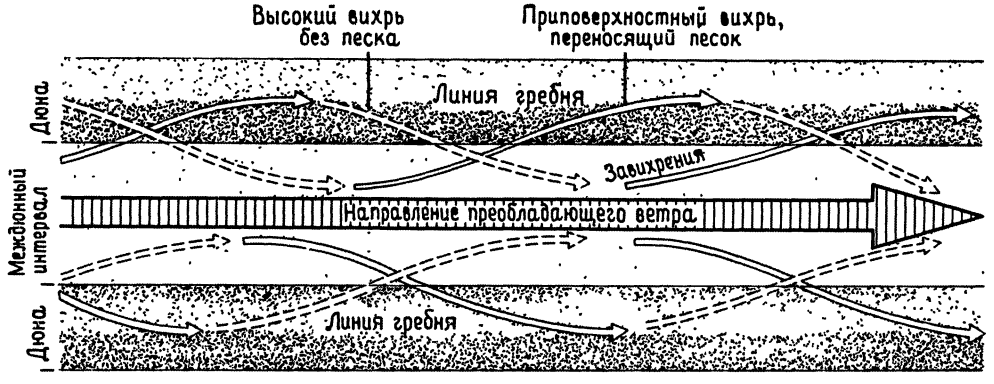


Рис. 5.5. Предполагаемое соотношение между сейфовыми дюнами и структурой вторичного потока в близповерхностном ветре. Завихрения, связанные с ветровыми градиентами, направлены в стороны от междюнного промежутка вследствие большего сопротивления, оказываемого массой дюны. Согласно другой точке зрения [949], форма сейфов сзязана с взаимодействием двух косых эффективных ветров.

многих рурудах из-за наложения на них структур в масштабе дюн наблюдается сложная картина расположения поверхностей обрушения. На участках с полным песчаным покрытием звездообразные формы могут принимать участие в создании мощных толщ эоловых песков, но изолированные звездчатые структуры имеют немного шансов сохраниться.

е) Купола. Некоторые трехмерные дюны по форме приближаются к куполам с ровной пологой поверхностью и плохо развитыми поверхностями обрушения независимо от масштаба структуры [1629]. Такие формы отложений, очевидно, образуются при разрушении и выполаживании более ранних форм, имевших поверхности обрушения.

Расположение ряби на более крупных формах отложений. Значительная часть поверхности большинства дюн покрыта ветровой рябью. Она присутствует не только на наветренной стороне крупных форм, но и на подветренной стороне, где угол склона положе угла естественного откоса. В одних случаях рябь встречается у самой линии гребня, в других она наблюдается в виде шлейфа у подножия склона обрушения. Даже слабые изменения направления ветра могут вызвать образование ряби на прежних поверхностях обрушения, а завихрения на подветренной стороне дюн могут менять общую картину расположения ветровой ряби. Такие участки крутых подветренных склонов более крупных структур обычно служат местами песчаной аккреции. Рябь может также взбираться вверх по склону, опускаться по нему или перемещаться вдоль склона. Вполне вероятно, что отложения с ветровой рябью на подветренных сторонах крупных форм наносов хорошо сохраняются.

5.2.6. Междюнные участки и песчаные покровы. Участки между осадкопропускающими формами отложений, такими, как барханы и сейфы, 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 по-

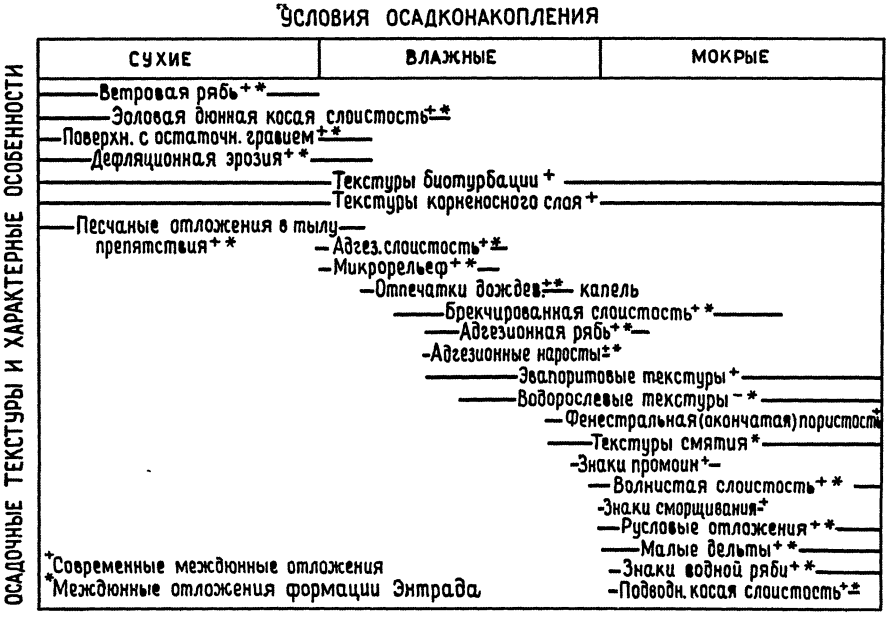


Рис. 5.6. Распространение осадочных текстур в междюнных отложениях с разными условиями осадконакопления. Использованы примеры современных осадков, а также отложения юрской формации Энтрада, запад США [1383].

верхности таких галек, так называемых вентифактов. Растворение и 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 или драа, а также по краям дюнных полей. Размеры их по латерали обусловлены типом дюн; при этом поперечные двухмерные дюны сопровождаются более сплошными междюнными покровами по сравнению с трехмерными структурами типа аклé [1383]. Формы наносов и структуры таких участков имеют обычно низкий рельеф, и их тип до известной степени определяется положением зеркала грунтовых вод (рис. 5.6). 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 [1383]. Там, где зеркало грунтовых вод подходит близко к поверхности, песок может увлажняться, и возникают разнообразные формы текстур налипания (адгессии) [11]. 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 [1383]. На дне таких озер образуется волновая рябь. Здесь также могут формироваться водорослевые маты, с которыми может быть связана фенестральная (окончатая) пористость в подстилающем песке. В крупных пересыхающих озерах, обычно называемых внутриконтинентальными себхами, при благоприятном положении грунтовых вод могут кристаллизоваться минералы-эвапориты (см. гл. 4). В засушливые периоды зеркало грунтовых вод понижается, что приводит к отложению серий осадков с «осушением» вверх по разрезу (рис. 5.7). В междюнных участках и по краям дюнных полей в ограниченном количестве развивается растительность. Растения способствуют локализации ветрового сдувания, местной аккумуляции песка на подветренных участках и вызывают разрушение слоистости отложений корнями.

По краям дюнных полей пологие песчаные покровы представляют собой осадочные обстановки, переходные между дюнами и «не дюнами», например аллювиальными. Такие участки похожи на относительно сухие типы междюнных пространств и характеризуются отсутствием крупных форм отложений с крутыми подветренными склонами [881].

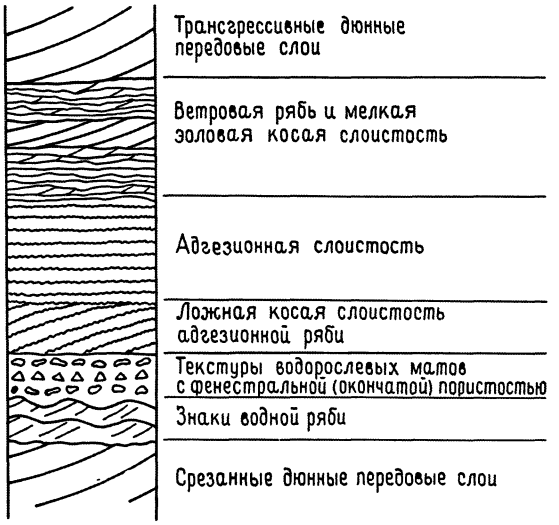


Рис. 5.7. Комплекс междюнных отложений с «осушением» вверх по разрезу при переходе от влажной к сухой обстановке. Сухая обстановка завершается вторжением очередной дюны. На примере современных отложений острова Падре, США [1383].

5.2.7. Внутренние текстуры дюнных отложений. Трудности, которые возникают при проходке экскаваторами вертикальных уступов в сухих песках, свидетельствуют об ограниченности наших знаний о внутренних текстурах дюн и драа. Исследования мелких эоловых дюн позволили выделить несколько типов слоистости [1205, 882, 1385], но каким образом они распределены в структурах большего масштаба, остается неясным. Выделяются четыре типа слоистости [1205]:

1) *Плоская слоистость.* Возникает в результате волочения частиц при такой высокой скорости ветра, что рябь не успевает образоваться. Слоистость, параллельная и тонкая, обусловливается слабыми вариациями размеров зерен, предположительно связанными с флуктуациями силы ветра или с некоторой формой сортировки [1725]. Эта слоистость чаще всего встречается на наветренных склонах и вряд ли хорошо сохраняется.

2) *Слоистость мигрирующей ряби.* Этот тип слоистости, по-видимому, является наиболее распространенным и образуется по мере миграции знаков ряби в процессе наращивания пласта. Набегание ряби может происходить при углах больших (суперкритическое набегание) или меньших (субкритическое набегание), чем уклон наветрен-

ных сторон хребтиков. При субкритическом набегании образуется хорошо выраженная пластинчатая слоистость обычно мощностью несколько миллиметров, в пределах которой косая слоистость, как правило, не наблюдается. Ламины, каждая из которых соответствует миграции одного знака ряби, могут обнаруживать слабую обратную градацию и плотную упаковку зерен. Суперкритическая слоистость ряби обычно характеризуется волнистой слоистостью и внутренней косой слоистостью в пределах относительно мощных ламин. Суперкритическая слоистость ряби указывает на высокие скорости наращивания пласта и может ассоциироваться со следующим типом слоистости.

3) *Слоистость падения зерен.* Образуется в результате разделения потока обычно у линии гребня дюн. Сильный ветер поднимает отскакивающие от поверхности зерна (главным образом мелкого песка) и переносит их над гребнем через зону разделенного потока, после чего они падают и аккумулируются на поверхности осадка. Слоистость этого типа параллельная, слабо выраженная, с градацией на контактах соседних ламин. Чаще всего она встречается в верхних частях подветренных склонов относительно крупных дюн, а у мелких дюн она распространяется по всему подветренному склону (рис. 5.8). При превышении угла естественного откоса песок со слоистостью падения зерен в верхних частях подветренных склонов крупных дюн может подвергнуться ремобилизации в виде песчаных потоков. В ряде случаев слоистость падения зерен с трудом отличается от слоистости знаков ряби.

4) *Слоистость песчаного потока.* Песок, отлагающийся в верхних частях подветренных склонов дюн при крутых углах откоса, будет периодически испытывать подвижки в виде песчаных потоков (рис. 5.8). Став подвижным, песок начнет перемещаться в виде слоя дисперсных зерен, разрушая всю ранее образовавшуюся слоистость. Песчаные потоки, как правило, имеют ограниченные размеры и особенно часто распространены на подветренных склонах мелких дюн. Тела потоков имеют форму конуса или языка и причленяются к подножию поверхностей обрушения. Каждый такой поток дает начало слою с крутым падением и мощностью, обычно превышающей мощность слоев, образованных иными способами, и иногда достигающей нескольких сантиметров. Отдельные слои обычно бывают бесструктурными или обладают слабой градационной слоистостью, хотя у концов языков наблюдается заметная дифференциация зерен. Из-за ограниченной ширины языков в горизонтальном сечении они ка-

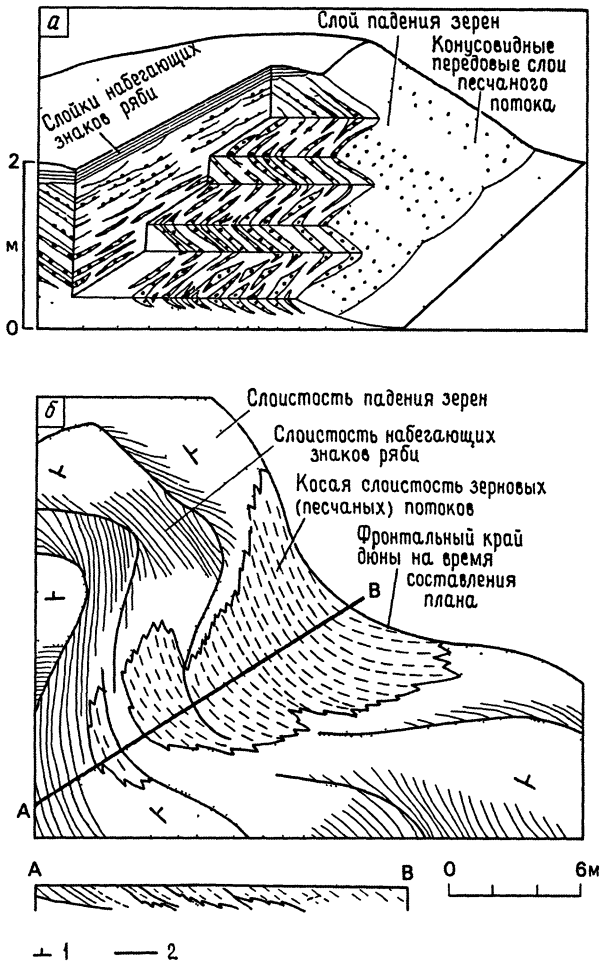


Рис. 5.8. Расположение разных типов слоистости в мелких эоловых дюнах. *а* — взаимоотношение поверхностных слоев и разных типов слоистости подветренного склона; *б* — план и разрез АВ косой слоистости в дюне, срезанной ветровой дефляцией. Схематизированные зарисовки обнажения на острове Падре, США [1205]. *1* — простирание и падение косой слоистости; *2* — границы пачек.

жутся линзовидными. В мелких дюнах индивидуальные слои песчаных потоков могут располагаться среди отложений типа падения зерен.

Перечисленные типы слоистости не всегда легко различимы; особенно трудно распознать слоистость падения зерен. И все же детальные наблюдения слоистости в сочетании с анализом крупномасштабных систем косой слоистости в будущем должны привести к более глубокому пониманию природы древних эоловых отложений. Хантер [1205] на примере мелких дюн показал, что

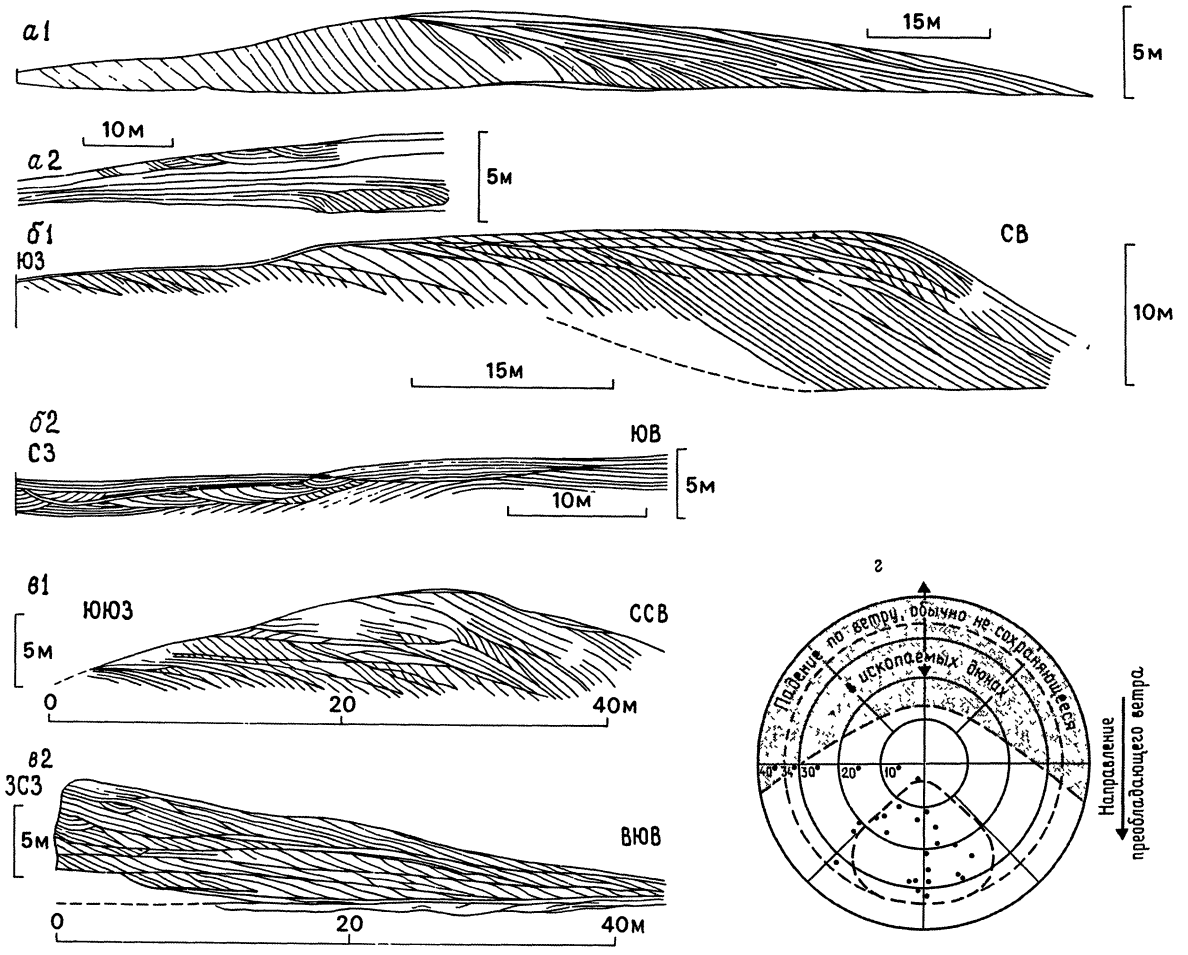


Рис. 5.9. Внутренние текстуры современных дюн по данным вскрышных работ и предполагаемое расположение передовых слоев барханов. *а* — *в* — зарисовки стенок карьеров в Белых песках, шт. Нью-Мексико [1629]. *а* — куполовидная дюна; разрезы 1 и 2 взаимоперпендикулярны; *б* — поперечная дюна; *1* — разрез, параллельный ветру, *2* — разрез через боковое крыло, перпендикулярный ветру; *в* — барханная дюна; *1* — разрез, параллельный ветру, *2* — разрез через боковое крыло, перпендикулярный ветру; *г* — предполагаемое расположение барханных передовых слоев, показанное в виде стереограммы [948].

слоистость ряби преобладает на подветренных склонах с косой слоистостью в зонах, выпуклых вниз по ветру, а слоистость зернистого потока ассоциируется с вогнутыми отрезками.

Для крупных дюн такие детальные наблюдения пока отсутствуют, и прямым источником информации о их внутренних текстурах служат открытые разработки так называемых Белых песков в шт. Нью-Мексико, США [1629] (рис. 5.9). Они, правда, нетипичны, так как дюны здесь сложены зернами гипса, а представления о влиянии минерального состава на структуру отложений пока не выработаны, хотя известно [227], что береговые кварцево-песчаные дюны имеют похожие внутренние текстуры.

Из примеров, изученных Маки, самую простую текстуру имела поперечная дюна (рис. 5.9, *б*). Передовые слои в ней падали под углом до 35° более или менее параллельно подветренному склону. Пачки передовых слоев отделены друг от друга внутренними поверхностями раздела, похожими на поверхности реактивации, наблюдаемые в речных и приливно-отливных морских песчаных барах. Эти поверхности падали под небольшими углами по ветру, но в нижних частях пачек они становились круче. Скорее всего, они отмечают

периоды сильных обратных или поперечных ветров.

Барханная дюна имела похожую текстуру, хотя поверхность внутреннего раздела в ней менее правильна и имеет более четко выраженный эрозионный характер (рис. 5.9, *в*). В канаве, поперечной по отношению к ориентировке преобладающего ветра, видны передовые слои и поверхности внутреннего раздела, падающие в стороны от ядра дюны. Параболическая дюна также обнаруживала крупномасштабные передовые слои в виде пакетов, разделенных внутренними поверхностями. Передовые слои в ней выгнуты кверху. Куполообразная дюна, по-видимому, образовалась из дюны с поверхностью обрушения, по всей вероятности, из дюны поперечного типа с прямым гребнем, путем постепенного выполаживания подветренного склона при эрозии и отложении осадка (рис. 5.9, *а*).

Данные о внутреннем строении сейфовых дюн еще менее удовлетворительны. Неглубокая вскрыша флангов небольшой сейфовой дюны в Ливии показала наличие тонкой слоистости, падающей в обе стороны (рис. 5.10) [1634]. Она, вероятно, отражает развитие поверхности обрушения на противоположных сторонах гребня, но многие слои падали под углами гораздо меньшими, чем угол естественного откоса, и скорее всего отмечают аккрецию слойков знаков ряби.

Большинство подвергшихся разработкам дюн невелики по размерам и относятся к типам, ассоциирующимся с неполным песчаным покрытием. Коль скоро это так, они могут типизировать текстуры отложений в эргах, где песчаное покрытие полное и где обычно развиты формы отложений в масштабе драа. Из описанных выше дюн лишь поперечные дюны сравнимы с дюнами типа аклé, которые преобладают во многих эргах. Однако в случае дюн типа аклé волнистость линии гребня приводит к локализованному продуванию подветренной стороны и к развитию косой слоистости в форме широких корытообразных пачек, где происходит чистая аккумуляция. Поверхности раздела между отдельными пачками чаще всего должны падать по ветру, отражая миграцию дюн вниз по слабонаклонной подветренной стороне драа, которые не имеют собственных поверхностей обрушения и являются наиболее предпочтительными формами аккумуляции осадков. В более редких случаях, при набегании по ветру, образуются поверхности раздела, падающие навстречу ветру. Поперечные драа с собственными поверхностями обрушения должны образовывать косослоистые пачки более крупного масштаба. Про-

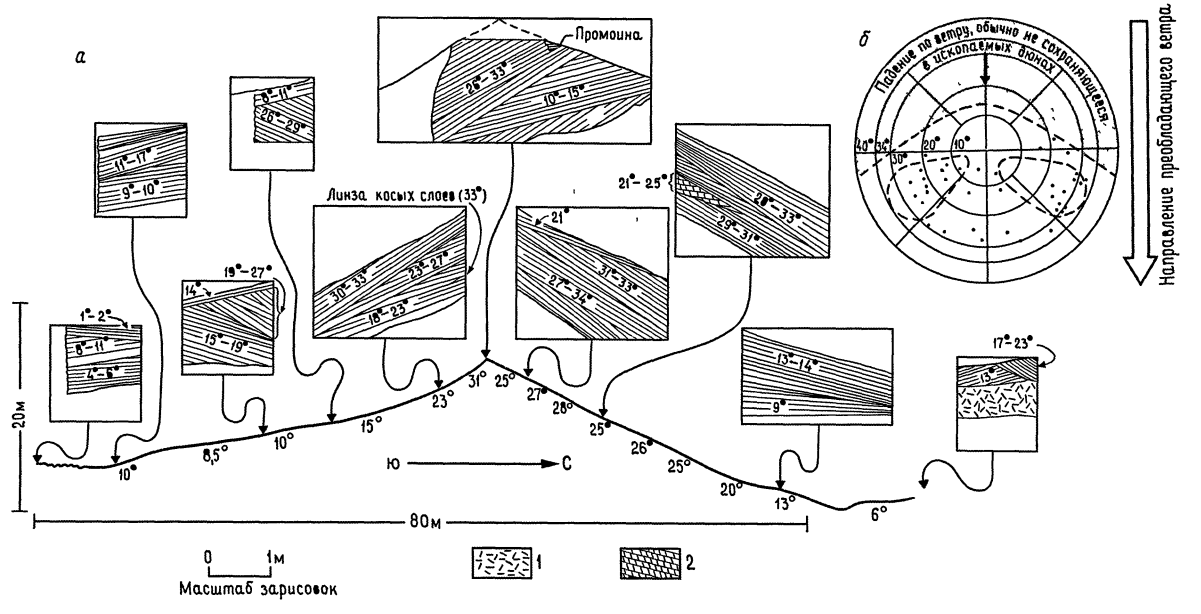


Рис. 5.10. Внутреннее строение мелкой сейфовой дюны. *а* — зарисовки канав, Ливия [1634]; *б* — предполагаемое расположение передовых слоев сейфа, показанное в виде стереограммы [948]. *1* — бесструктурный песок; *2* — субвертикальные слойки между плоскостями обрушения.

дольные драа с наложенными на них более мелкими поперечными дюнами с волнистыми гребнями могут, по-видимому, иметь внутреннюю текстуру с преобладанием косой слоистости среднего масштаба, очевидно, с бимодальной ориентировкой, симметричной направлению вытянутости. Хотя эти замечания, касающиеся внутреннего строения форм отложений, носят предварительный характер, так как основаны лишь на анализе морфологии поверхности, они не противоречат картине, наблюдаемой в некоторых древних отложениях (см. ниже) [1384].

Представление о том, что продольные дюны и барханы можно различить по азимутам падения передовых слоев [948], является слишком упрощенным. Мелкие продольные дюны могут дать бимодальное распределение азимутов, но аналогичная картина может получиться и при измерении падения передовых слоев сильно изогнутых мульдообразных пачек. Наложение друг на друга форм отложений разных масштабов и морфологии вносит еще большую неопределенность в эти попытки.

5.2.8. Пустынный лёсс. 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 ледниковыми отложениями, так как считается, что единственный механизм, способный производить такие крупные объемы алевритового материала, — это ледниковая абразия [2270]. Поэтому большая часть лёссов ассоциируется с ледниковыми обстановками (см. разд. 13.3.5). Однако иногда лёссовые отложения окаймляют пустыни, которые явно не имеют никакого отношения к ледниковой деятельности. В Израиле, например [2672, 2671], алевритовый материал аккумулируется на склонах холмов на подветренной по отношению к преобладающим ветрам стороне или там, где отложение локализуется растительностью. Что касается примеров более крупного масштаба ледниковых лёссов, то там размер зерен уменьшается в направлении ветра. Степень истирания песка до частиц алевритового размера во время ветровой транспортировки представляется ограниченной, и пустынные «лёссы» могут иметь своим источником аллювиальные отложения [173, 2669]. Первичные лёссы, отложенные ветром, обычно неяснослоистые или вообще бесструктурные, но не все они сохраняются в виде первичных залежей. Значительная часть лёссов переотлагается текучими водами и аккумулируется в плайевых озерах и вади, а некоторая их часть изменяется в процессе почвообразования. Почвенные профили обычно развиваются более полно на первичных эоловых лёссах и менее полно на переотложенных.

5.2.9. Общие модели пустынь. Распределение в пространстве частных обстановок пустынных впадин очень разнообразно. В каждом конкретном случае это прежде всего зависит от характера рельефа, тектоники, соотношения рельефа и эффективных ветров, типа и продуктивности водосборной системы и материнских пород. Учитывая эти обстоятельства, было бы неразумно предлагать какие-то простые модели и гораздо лучше уяснить, что как среди самих пустынных бассейнов, так и внутри их в местном масштабе существует большое разнообразие. С этими оговорками рассмотрим кратко общие аспекты этого разнообразия.

Для эргов, образующихся в широких внутрикратонных депрессиях, одной из главных причин начальной аккумуляции песка является распространение ветра по вертикали в понижениях рельефа. После того как достигнуто полное песчаное покрытие и происходит песчаная аггредация путем дюнной аккреции, начинает образовываться грубая концентрическая зональность (рис. 5.2). Степень песчаного покрытия возрастает к центру эрга. В связи с этим в том же направлении происходит изменение масштаба и типа относительно крупных форм отложений. Самые крупные драа ассоциируются с наиболее мощным песчаным покрытием и обычно бывают поперечными или типа аклé. По окраинам, там, где песчаное покрытие неполное, чаще возникают осадкопропускающие формы дюн, такие, как барханы и сейфы, а также участки песчаных покровов и песчаные полосы. В окраинных областях также важны междюнные участки, характер которых в зависимости от уровня грунтовых вод меняется. От окраины

к центру эрга наблюдаются переходы от отдельных дюн среди непрерывного междюнного поля через взаимосвязанные дюны с изолированными междюнными участками до полного песчаного покрытия [333, 534, 881, 81].

В пустынных бассейнах с активным местным тектоническим контролем, например с маргинальным разломом, первичный контроль будет осуществляться питающими аллювиальными системами. Наличие и распространение эоловых песков будут зависеть от соотношения эффективных ветров и рельефа и от достаточного количества песка в аллювии. Если ветер имеет составляющую, направленную к окраинной предгорной равнине (бахаде), эоловые дюны будут образовываться в нижних частях аллювиальных конусов выноса. Если ветры дуют от аллювиальных конусов, песок будет переноситься на большое расстояние через центральную плайю, характерную для сухих периодов, для того чтобы аккумулироваться и образовывать дюны, наталкиваясь на противоположный борт впадины.

Обрамление пустынь, где преобладают озерная и плайевая обстановки, рассматривается в гл. 4.

5.3. ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ ПУСТЫНЬ

5.3.1. Введение. 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 (см. ниже). Кроме того, эоловые дюны бывают характерными для некоторых побережий, не связанных с пустынями. Красная окраска более подробно рассматривается в гл. 3, но здесь стоит отметить, что раннедиагенетические реакции, которые ведут к образованию гематита, требуют некоторого количества воды, которая в пустынях может поступать в виде росы или во время спорадических ливней. Кроме того, имеются данные, что красные пигменты образуются в процессе диагенеза в гумидных тропических обстановках. В то же время известны хорошо задокументированные примеры несомненно эоловых дюнных отложений, в которых преобладает палевая или желтая окраска [2277]. Эвапоритовая фация, безусловно, требует условий, при которых испарение превышает выпадение осадков, но многие эвапориты образуются в прибрежных себхах у моря, а не в отложениях континентальных пустынь. Калькреты и кремнистые твердые корки (дурикрасты) указывают на низкое положение зеркала грунтовых вод и часто представляют собой характерные черты аридных и семиаридных областей. Идентификация древних пустынных отложений в идеальном случае должна основываться на оценке всего комплекса фаций. В данной главе мы сконцентрируем внимание на эоловых песках и связанных с ними отложениях; другие вопросы более подробно рассмотрены в гл. 3, 4, 7 и 8.

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.

5.3.2. Определение эоловых песков. Для того чтобы определить эоловое происхождение песчаников, используется целых 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 [980]. 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. Примером такого рода разночтения может служить интерпретация Фриманом и

Вишером [858] песчаников Навахо как мелководных морских отложений. Они приводят структурные данные для этих пород и сопоставляют косую слоистость в них с той, которая якобы наблюдается в современных донных формах, образованных приливно-отливными течениями. Однако структурные данные не могут считаться однозначными, а при сравнении косой слоистости эти авторы почему-то не приняли в расчет, что эхограммам, записанным над мелководными морскими донными формами, свойственна преувеличенная контрастность по вертикали [836, 1889, 2078, 2324].

Недавно предложенным важным дополнением к структурному критерию, посредством которого можно отличать пласты эолового происхождения, служит детальная документация тонкой слоистости, которая составляет эоловую косую слоистость [1205, 1206]. Из ее различных типов, по-видимому, наиболее важным диагностическим признаком эоловых отложений служит слоистость мигрирующей ряби. Интерпретация становится более надежной, если знаки ряби с низким рельефом (высоким индексом) наблюдаются на поверхностях передовых слоев [2531, 979]. В эоловых песчаниках также выделяются слоистость падения зерен и слоистость песчаного потока (см., например, [465]), хотя в древних породах слои песчаного потока выглядят более широкими по простиранию по сравнению с преимущественно линзовидной формой таких слоев, описанных из современных мелких дюн [1205]. Представляется, что слои падения зерен и песчаного потока не служат столь четкими индикаторами эоловых процессов, так как они похожи на структуру водного происхождения [1206]. Масштаб, геометрия пачек и угол падения передовых слоев для косой слоистости не могут по отдельности считаться диагностическими признаками эоловых процессов.

Тщательная оценка деформации в пределах пластов косослоистых песчаников также может служить для установления их эолового происхождения. Наличие блоков или плит с более прочной связью между ламинами, повернутых относительно основной косой слоистости, позволяет предполагать существование влажной поверхности сцепления на подветренном склоне дюны [637]. Для косой слоистости водного происхождения деформации чаще представлены складчатостью, вызванной касательными напряжениями в моменты постседиментационного разжижения. Однако и здесь нужна осторожность, так как и эоловые пески после отложения могут стать водонасыщенными, оказавшись ниже зеркала грунтовых вод. Внезапный толчок при землетрясении или резкое перемещение зеркала грунтовых вод могут привести к разжижению и образованию складок [637, 1158].

5.3.3. Типы древних эоловых дюн. Попытки интерпретации древних эоловых песков путем сопоставления с типами современных дюн предпринимались уже давно (см., например, [2249].) Существуют два основных подхода к этой проблеме: 1) форма песчаного тела и 2) морфология внутренней слоистости.

1) *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 пластов 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 [2418]. 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°. Эти дюны интерпретируются как куполовидные дюны, так как их вытянутость меньше, чем у современных сейфовых дюн.

Примером хорошо сохранившихся сейфовых дюн могут служить Желтые пески нижнепермского возраста на северо-западе Англии [2277, 2323]. Эти пески образуют прерывистый базальный слой, непосредственно залегающий на плоской эрозионной поверхности, срезающей каменноугольные породы. Пески характеризуются умеренной и хорошей сортировкой и обогащены кварцем. Густая сеть скважин позволяет построить детальную карту изопахит, из которой видно, что пески представляют собой серию параллельных вытянутых гряд высотой до 60 м, разделенных полосами, где песок отсутствует (рис. 5.11). Гряды имеют длину более 10 км и ширину до 2 км. Внутреннее их строение характеризуется косой слоистостью в крупных, главным образом мульдообраз-

ных пачках. Передовые слои падают преимущественно по направлению вытянутости гряд, тогда как оси мульдообразных структур несколько отклоняются от этого направления. Поэтому их выполнению свойственна некоторая асимметрия.

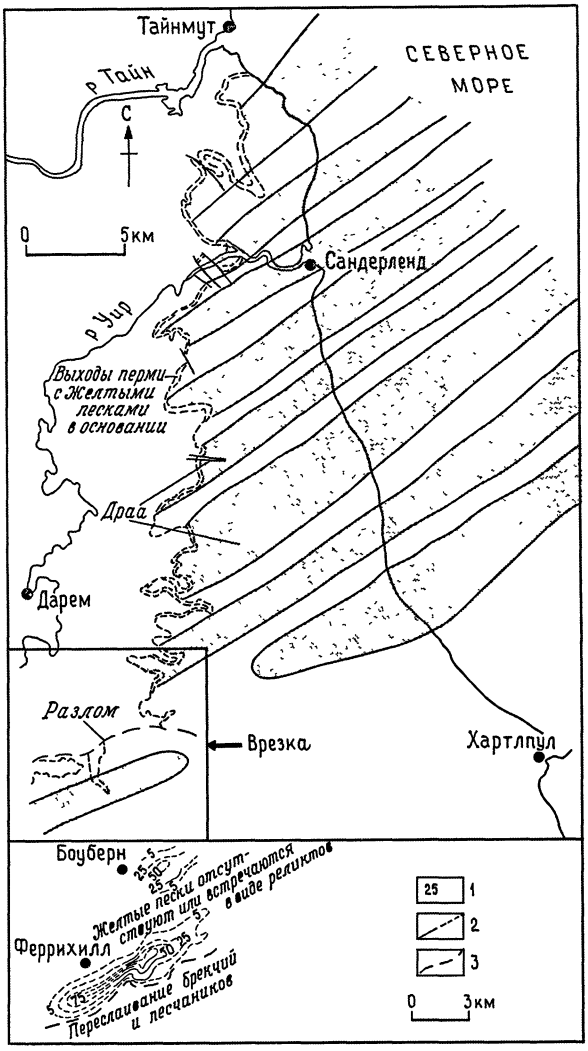


Рис. 5.11. Карта изопахит пермской песчаной залежи Желтых песков в форме крупной сейфовой драа, графство Дарем, Англия, и ее соотношение с соседними драа. Драа в основном погребены под более молодыми отложениями, и данные получены по результатам бурения и документации стволов шахт. Драа залегают на грубо плоской поверхности несогласия вестфальской угленосной свиты и ориентированы параллельно направлению палеоветра (мощности в футах) [2277, 2323]. *1* — мощность базальных отложений перми; *2* — изопахиты Желтых песков (установленные и предполагаемые); *3* — границы фаций песков и брекчий.

Только в верхних 1—2 м песка видны следы водного переотложения, что позволяет предполагать, что трансгрессия, во время которой область подверглась затоплению, была очень быстрой [2278]. Песчаные тела интерпретируются как сейфы в масштабе современных драа, а их внутреннее строение позволяет считать, что наложенные на них дюны относились преимущественно к поперечному типу.

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 эффектной косой слоистостью частично представлены именно этим типом. Такие пласты имеют 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.

2) *Организация внутренней слоистости.* В большинстве обнажений эоловых 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.

Эоловые 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 Брукфилдом [360], были выделены поверхности раздела трех порядков, каждый из которых якобы имеет разное происхождение (рис. 5.12). 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

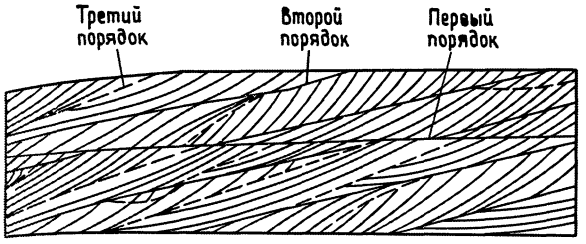


Рис. 5.12. Поверхности раздела I, II и III порядка на схеме эоловой косой слоистости. Поверхности второго порядка могут падать как по ветру, так и навстречу ветру в зависимости от того, наложены они или не наложены на более крупные формы масштаба драа [360].

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 (рис. 5.13). 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 пласты только с поверхностями первого и третьего порядков.

Существо этих различных порядков поверхностей раздела не всеми понимается однозначно. Особые сложности возникают в связи с поверхностями первого порядка. В ранних работах эти поверхности приписывались дефляции песчаных дюн до зеркала грунтовых вод, положением которого контролируется уровень эрозии [2344]. Уровни грунтовых вод не бывают строго горизонтальными, поэтому слабый наклон этих поверхностей не противоречит такой точке зрения. Другая точка зрения была высказана Брукфилдом [360] и поддержана Кочуреком [1383]. Она состоит в том, что поверхности раздела первого порядка отделяют группы слоев, соответствующие миграции форм отложений масштаба драа (рис. 5.14). Там, где одновременно присутствуют поверхности первого и второго порядков, последние обычно падают по ветру, что позволяет предполагать опускание дюн по подветренному склону драа, не имеющей собственной дискретной поверхности обрушения.

Если поверхности раздела первого порядка отсутствуют, поверхности второго порядка между пачками могут быть наклонены навстречу ветру, что указывает на набегание форм отложений масштаба дюн в условиях чистого осадконакопления. Мульдообразный облик поверхностей раздела второго порядка отражает волнистый характер гребня поперечных дюн типа аклé, которые, по-видимому, преобладают в пустынях с полным песчаным покрытием. Поверхности третьего порядка, очевидно, являются поверхностями реактивации. Они обычно наклонены под меньшими углами, чем основные передовые слои, и могут отмирать по падению, оказываясь, таким образом, более многочисленными в верхних частях пачек. Представляется, что эти поверхности отражают кратковременное воздействие ветров, дувших в направлениях, существенно отличавшихся от ориентировки преобладающего эффективного ветра. Отдельные вспышки обратного или поперечного ветра, а также местное сдувание гребня дюн — все это могло привести к возникновению поверхностей раздела третьего порядка. В триасовых песчаниках Чеширской равнины в Англии Томпсон [2444] описал серию поверхностей раздела третьего порядка, которые, по его мнению, фиксируют постепенную, но временную деградацию первоначально поперечной дюны с переходом в куполовидный тип с отсутствием поверхности обрушения (рис. 5.15; ср. рис. 5.9, *а*).

В последнее время возрастает число примеров установления различных типов мелкомасштабной слоистости [465]. Слоистость мигрирующей ряби и слоистость падения зерен преимущественно наблюдаются в нижних более сохранных частях косослоистых пачек. Слойки песчаного потока встречаются только там, где имеются крутые, наклоненные под углом, близким к углу естественного откоса, передовые слои. Идентификация этих различных типов тонкой слоистости затруднительна, но уверенности в определении слоистости ряби иногда помогают случайно сохранившиеся знаки ударной ветровой ряби на поверхностях напластования передовых слоев. В песчаниках Лайонс (пермь) в шт. Колорадо [2534] и в песчаниках Тумлин (пермь) в Польше [979] ветровая рябь встречается в нижних частях таких поверхностей и является отражением ветров, которые дули поперек подветренного склона.

5.3.4. Междюнные отложения. Маломощные отложения грубо горизонтальных тонкослоистых песчаников, а в ряде случаев и более мелкозернистых осадков особенно тесно ассоциируются с поверхностями раздела первого порядка в некоторых эоловых песчаниках. В них наблюдаются косая слоистость ряби, плохо выраженная тонкая горизонтальная слоистость, облекание алев-

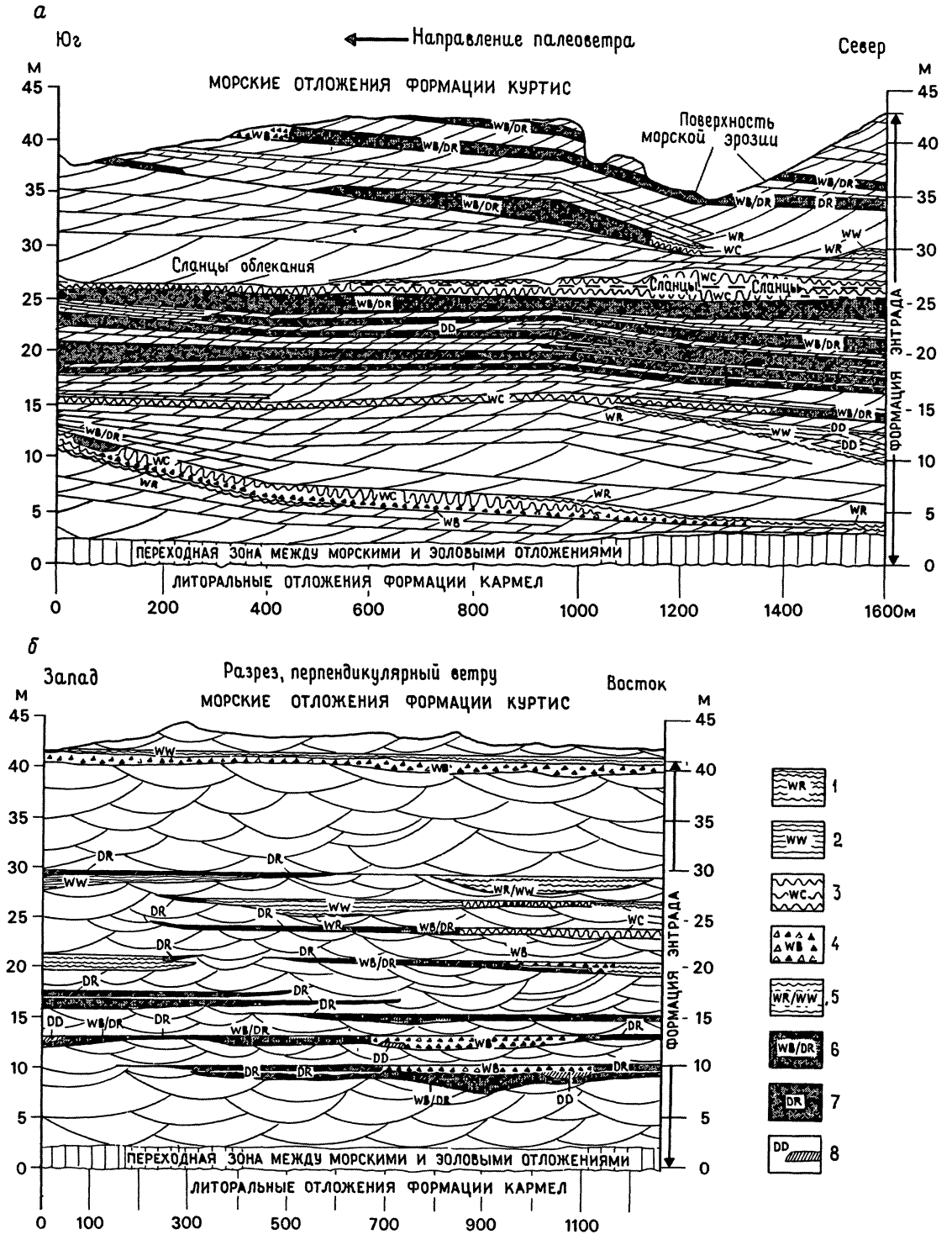


Рис. 5.13. Расположение косой слоистости, поверхностей раздела и междюнных отложений в разрезах юрской формации Энтрада, Запад США. *а* — разрез, параллельный палеоветру; *б* — разрез, перпендикулярный палеоветру [1384]. Типы отложений с горизонтальной слоистостью: *1* — знаки водной ряби, *2* — волнистая слоистость, *3* — текстуры смятия, *4* — брекчированная слоистость, *5* — знаки водной ряби и волнистая слоистость, *6* — брекчированная слоистость и знаки ветровой ряби, *7* — знаки ветровой ряби, *8* — эоловые дюны.

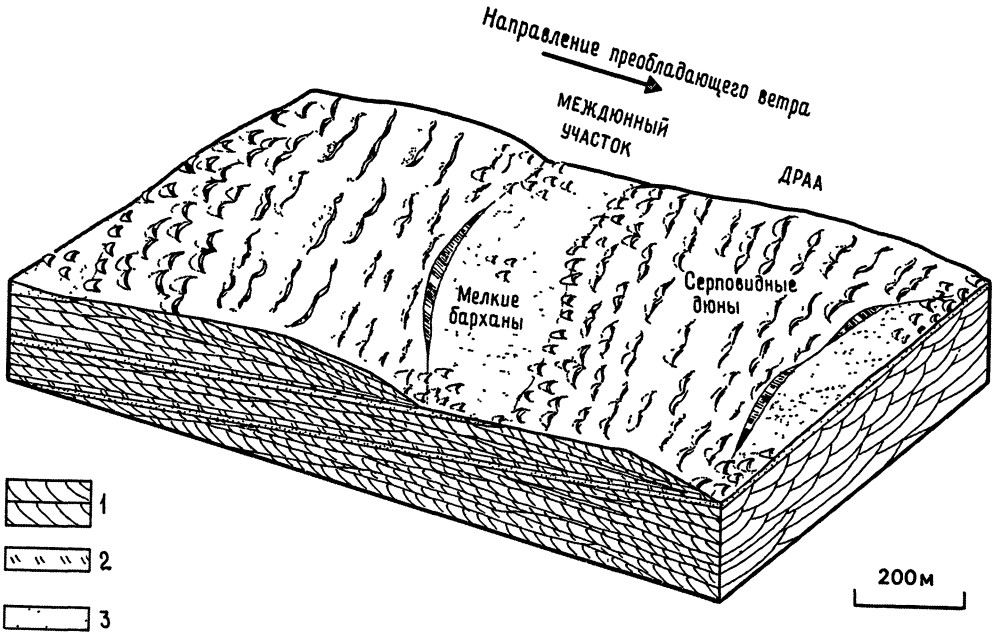


Рис. 5.14. Реконструкция обстановки драа, дюн и междюнного интервала по косой слоистости и поверхностям раздела. Косая слоистость показана вне масштаба [465]. *1* — косая слоистость драа; *2* — барханная косая слоистость; *3* — междюнные отложения.

ритовым материалом, трещины усыхания, деформированные ламины и биотурбация. Они приписываются междюнной обстановке, где могли действовать разнообразные ветровые и водные процессы [1383, 4]. Кочурек [1383] показал, что в разрезах, поперечных к направлению палеоветра, междюнные отложения и ассоциирующиеся с ними поверхности раздела были слабопрогнутыми линзами (рис. 5.13). Вытянутость таких отложений в направление ветра, а также разделение их мощными косослоистыми сериями возникли при миграции по ветру драа (составных дюн), не имевших собственных поверхностей обрушения, при очень малых углах наклона. Их трехмерная форма служит отражением междюнной морфологии [1383]. Адамс и Паттон [4], однако, считают, что влажный междюнный осадок служит доказательством в пользу гипотезы Стокса [2344] о ветровой дефляции до зеркала грунтовых вод. Эти исследователи, к сожалению, наблюдали довольно ограниченное количество выходов и не зафиксировали морфологию полностью. Представляется, что в большинстве случаев поверхности раздела первого порядка и ассоциирующиеся с ними междюнные осадки в пределах мощных толщ эоловых песчаников фиксируют набегающие формы отложений с их миграцией по ветру. По окраинам эоловых отложений, где междюнные участки преобладают, более заметную роль может играть положение зеркала грунтовых вод.

Эта дискуссия, касающаяся морфологии косой слоистости, относится главным образом к мощным пластообразным толщам песчаников, и повсеместно наблюдаемый мульдообразный характер косой слоистости позволяет предполагать, что преобладающая форма отложений была представлена поперечным типом (типом аклé). В одном из ранних исследований, посвященном характерным особенностям различных типов дюн [949], сделана попытка установить различия между барханами и сейфовыми дюнами. И те и другие ассоциируются с неполным песчаным покрытием и, будучи изолированными формами, имеют низкую сохранность. Действительно, в виде изолированных форм они сохраняются в очень небольших количествах. Во всей геологической летописи не известно ни одного достоверного примера древней барханной дюны и описано лишь несколько сейфовых дюн. Крупная сейфовая драа, сохранившаяся в отложениях Желтых песков пермского возраста на северо-востоке Англии [2277], целиком заполнена породой с корытообразной косой слоистостью с порядком величин меньшим, чем размер драа. Эти мульдообразные

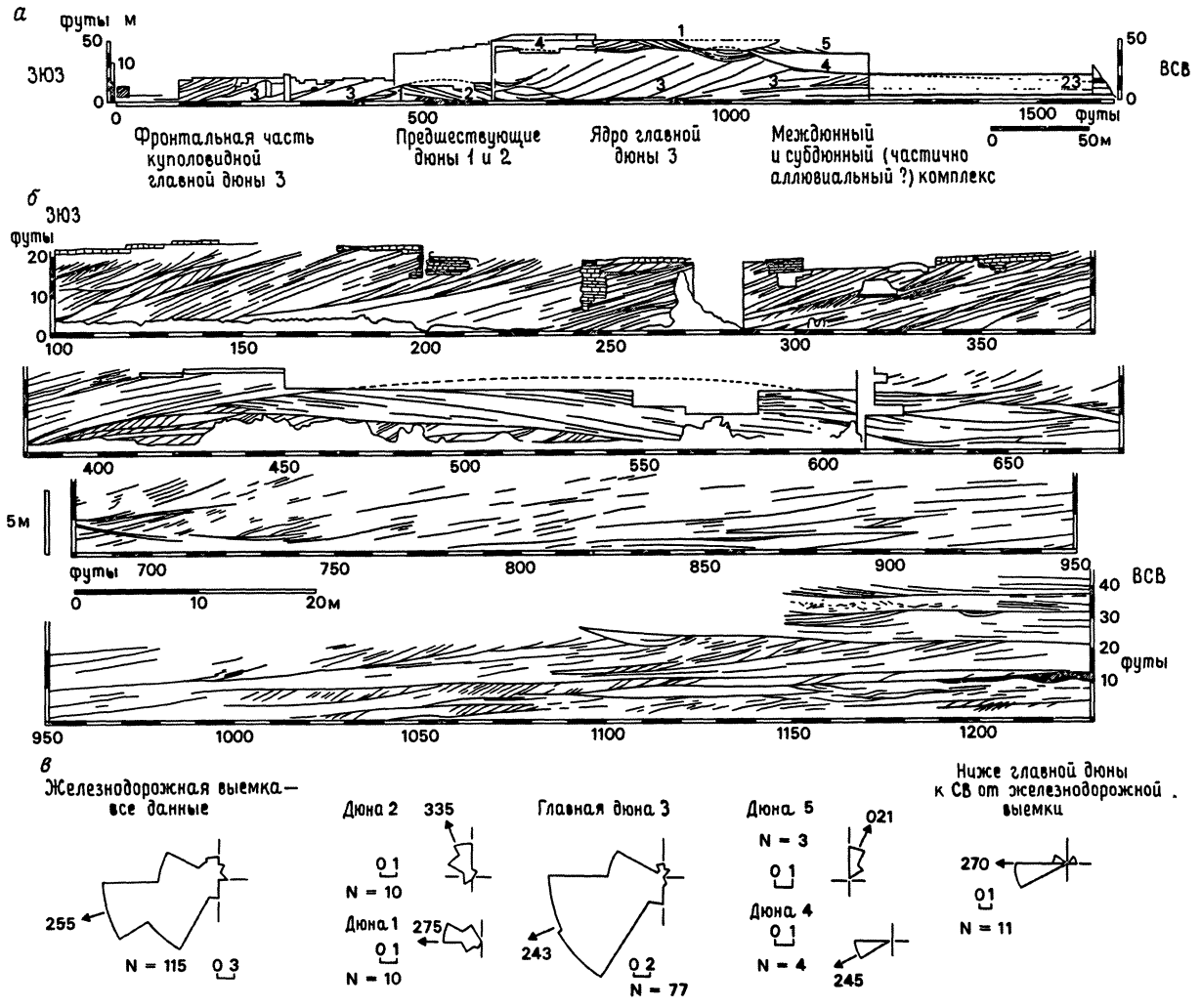


Рис. 5.15. Внутреннее строение предполагаемой куполовидной триасовой дюны, Чешир, Англия. *а* — взаимоотношение основных единиц дюнного комплекса; *б* — детальные разрезы обнажений, показанных на рис. *а*; *в* — розы азимутов передовых слоев для всех основных единиц дюнного комплекса, выделенных на рис. *а* [2444].

пачки, по-видимому, фиксируют миграцию волнистых поперечных дюн через фланги драа. Азимуты трогов расположены симметрично по обеим сторонам гребня сейфа. Признаки резкой бимодальности в распределении палеотечений, предполагавшейся Гленни [949] в качестве характерной особенности сейфов [2323], здесь отсутствуют.

5.3.5. Общее распространение пустынных фаций. Фациальные комплексы и взаимоотношения фаций как по латерали, так и по вертикали в значительной степени контролируются тектоническим положением древних пустынь. В некоторых грабенах и односторонних грабенах, где имела место конседиментационная тектоническая активность, отложения аллювиальных конусов выноса могли проникать далеко в плайевые осадки с эвапоритами или в пойменные отложения эфемерных или относительно постоянных ручьев с небольшим количеством (если вообще не лишенных) эоловых осадков [2445, 496, 2316]. В других впадинах, контролируемых разломами, эоловые пески могут образовывать основную часть выполнения впадины. В пермо-триасе мидленда Англии и бордерленда Шотландии мощные эоловые

песчаные толщи сохранились в опущенном блоке грабена, хотя точные связи между тектоникой, рельефом и временными факторами в полной мере не установлены (например, [361]). В пермских отложениях Западной Шотландии эоловые песчаники переслаиваются с междюнными и аллювиальными фациями при зональном расположении проксимальных и дистальных осадков [465]. Комплекс окраин впадины целиком сложен отложениями аллювиальных конусов выноса с маломощными и отчасти разобщенными эоловыми дюнными слоями. К середине впадины аллювиальная фация теряет свое значение за счет роста эоловых отложений, причем характер слоистости позволяет предполагать здесь существование форм отложений в масштабе драа. В середине впадины эоловые пески с формами в масштабе дюн и драа уже преобладают и прерываются лишь редкими и маломощными междюнными пластами.

В относительно крупных кратонных впадинах со слабо развитой или неактивной разломной тектоникой и менее выраженными окраинами эоловые дюнные песчаники образуют площадные песчаные тела, которые можно интерпретировать как эрги (см., например, [1384]). В Европе положение дюнных песчаников красного лежня, залегающих на газоматеринских породах (вестфальской угленосной свите) и перекрытых эвапоритовыми породами вскрыши (цехштейном), делает их основным вместилищем газовых полей Голландии и южной части Северного моря. Здесь эоловые дюнные песчаники занимают зону между речной фацией на юге и плайевыми отложениями центральной части впадины на севере [949, 2504]. По направлению к области питания на юге из-за большого количества привнесенного кластического материала эоловые и речные междюнные песчаники перемешаны довольно беспорядочно. Эфемерные ручьи, по-видимому, переотлагали эоловые дюнные пески, и установить различия между эоловыми, междюнными и речными отложениями бывает трудно. На северной окраине эоловые песчаники взаимопроникают и переходят кверху в осадки плайевого озера, которые представлены тонкозернистым кластическим материалом с подчиненным количеством эвапоритов.

На западе США Кочуреком [1384] была реконструирована палеогеографическая обстановка эрга, представленного юрской формацией Энтрада. Этот эрг отличается от описанных выше тем, что он находился на морском побережье. Эоловые отложения здесь занимают полосу между береговой линией и хинтерландом.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Brookfield M.E. and Ahlbrandt T.S. (editors) (1983) Eolian sediments and processes. Developments on Sedimentology, 38, pp. 660. Elsevier, Amsterdam.

Cooke R.U. and Warren A. (1973) Geomorphology in Deserts, pp. 374. Batsford, London.

Glennie K.W. (1970) Desert sedimentary environments. Developments in Sedimentology, 14, pp. 222. Elsevier, Amsterdam.

McKee E.D. (1979) A study of global sand seas. Prof. Pap. U. S. geol. Surv. 1052, pp. 429.

ГЛАВА 6

ДЕЛЬТЫ

Т. Эллиотт

6.1. ВВЕДЕНИЕ

Дельты — это прерывистые выступы береговой линии в местах впадения рек в океаны, полузамкнутые моря, озера или лагуны, поступление осадочного материала в которые преобладает над его перераспределением бассейновыми процессами. Обычно образование дельт связано с хорошо развитыми дренажными системами, объединенными в магистральный поток и поставляющими осадки на ограниченный участок береговой линии, что обусловливает 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 происходят рассеивание и осаждение речных наносов, причем грубозернистый влекомый материал накапливается вблизи устья, а более тонкозернистый взвешенный осадок перемещается в глубь бассейна и отлагается на больших глубинах. Внутрибассейновые факторы осадконакопления, такие, как волны, приливы и океанские течения, могут участвовать в рассеивании осадочного материала и, кроме того, в переработке ранее отложенного материала, вынесенного реками. Многие черты дельт определяются результатом взаимодействия речных и внутрибассейновых процессов. Различается также тектоническое положение главных дельт мира [108], 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 древние дельтовые комплексы во многих регионах мира представляют интерес как места скоплений нефти, газа и угля.

6.2. РАЗВИТИЕ УЧЕНИЯ О ДЕЛЬТАХ

Серьезное седиментологическое изучение современных дельт берет начало с сообщения Джонстона [1283, 1284], посвященного дельте реки Фрейзер, и классических работ по дельте Миссисипи [802, 803, 2063, 2069, 2459]. Детальные и высококачественные исследования дельты Миссисипи позволили рассматривать ее в качестве модели современной дельты. Последующие работы, способствовавшие более глубокому пониманию природы дельты Миссисипи, подкрепили это положение [484, 486, 806, 808]. К этому же периоду относятся описания других дельт, причем главное внимание уделялось установлению черт сходства между ними. Позднее ван Андел и Карри [57] привлекли внимание геологов к необходимости сравнительного изучения современных дельт. Описывая основные черты сходства дельт, они подчеркивали, что «... нахождение различий в строении и литологии..., иллюстрируемых примерами дельт Роны и Миссисипи, нельзя недооценивать. При этом крайне желательно сравнительное изучение морфологии и литологии дельт». В свете этого в последующих публикациях по отдельным дельтам проводилось сравнение описываемой дельты с другими дельтами [27, 51]. Таким образом, утверждалось общее направление в сторону изучения различий в характеристиках дельт, направление, которое до недавнего времени преобладало в исследованиях современных дельт [489, 798, 896, 2659].

T. Elliott. Department of Geology, University of Liverpool, Liverpool, U.K.

Начало изучения дельтовых фаций положено Гилбертом [923, 924], описавшим плейстоценовые дельтовые фации озера Бонневилл. Ледниковые потоки, транспортировавшие в озере грубозернистый осадочный материал, сформировали серию веерообразных дельт, обнажившихся в результате изменения уровня озера и прорезания русел. Дельты имеют трехчленное строение, вызванное различной вертикальной последовательностью напластования во время их выдвижения (рис. 6.1). Баррелл [146, 147] для распознавания древних дельтовых отложений предложил критерии, основанные на описаниях Гилберта, и позднее применил их при изучении девонской формации Катскилл. Для описания строения дельты им были использованы термины «поверхностный слой» (topset), «передовой слой» (foreset) и «донный слой» (bottomset), для которых определены характер напластования, структура, цвет и состав фауны, что положило начало фациальному подходу в изучении дельтовых отложений. Хотя Баррелл подчеркивал, что предложенная им схема применима не для всех дельт, все же под углом зрения этой концепции современные дельты исследовались на протяжении нескольких десятилетий, а наличие или отсутствие крупномасштабных наклонных передовых слоев считалось важным критерием в распознавании разрезов древних дельт. Баррелл также использовал понятие «дельтовый цикл осадконакопления», но в то время термин «цикл» был задействован учеными школы Девиса в геоморфологии для описания стадий развития суши. Высокие темпы поступления осадочного материала с «юной» суши приводили к выдвижению дельты, но по мере старения суши поступление осадков сокращалось, что вело к выравниванию дельты морем.

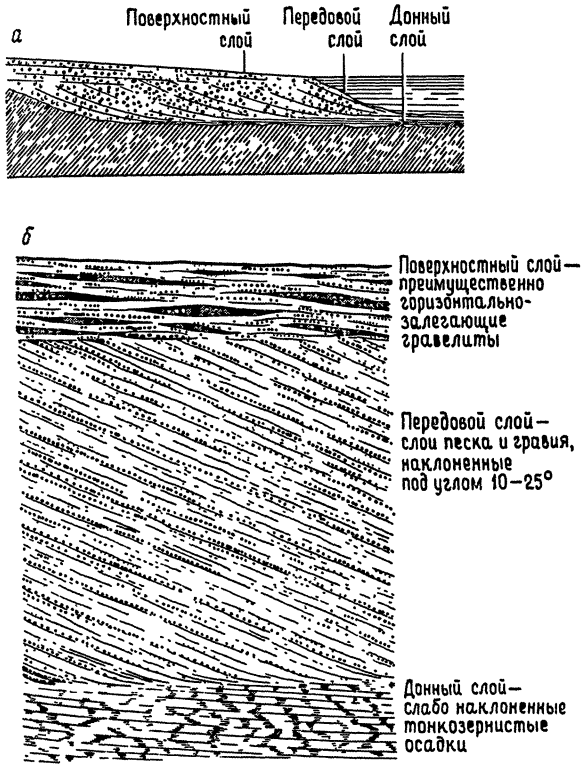


Рис. 6.1. *а* — разрез через плейстоценовую дельту гилбертова типа в озере Бонневилл; *б* — вертикальная фациальная последовательность, образовавшаяся в результате продвижения дельты [146, 923].

В конце 1940-х годов в США в результате обработки информации, полученной при изучении обнажений и бурении и интерпретируемой с точки зрения выяснения палеообстановок, постепенно обнаружилось, что к древним дельтовым системам приурочены значительные количества угля, нефти и газа. Поскольку эти исследования касались проблемы определения местоположения и распространения песчаных тел, они сосредоточились главным образом на латеральных взаимоотношениях фаций внутри хорошо выделяемых стратиграфических горизонтов, и это позволило выполнить с достаточной степенью достоверности реконструкции дельтовых обстановок и отложений [1828]. Параллельно в США и Европе проводились исследования по распознаванию циклов или циклотем с регрессивным характером разреза, отражающих переход от морских фаций к континентальным в результате выдвижения дельты. Хотя такой подход сосредоточивал внимание на вертикальном соотношении фаций, это было недостаточно для развития учения о дельтах. Для многих примеров из каменноугольных отложений, где упомянутый подход применялся наиболее успешно, споры по определению и происхождению циклов часто преобладали над исследованием самих пород. Положительным результатом острой полемики вокруг горизонта, с которого начинались циклы, стало использование статистического анализа для более объективного выделения циклов. В дискуссиях о происхождении циклов часто оперировали не реальными разрезами, а идеализированными циклами, для объяснения которых приводились тектонические, климатические или седиментологические данные. Во время господства такого подхода осадочные фации и их взаимоотношения часто упускались из виду; преобладала тенденция рассматривать разрез

как «породы, которые встречались...», в большей степени, чем «осадочные процессы, которые случались» [1482]. Во многих случаях только недавно были тщательно изучены фациальные особенности этих циклов.

Экономическое значение дельтовых фаций стимулировало развитие обширных программ по бурению в дельтах Миссисипи, Роны, Нигера, субсидируемых нефтяными компаниями [806, 809, 810, 1828, 1830, 2566]. Эти исследования демонстрировали большое разнообразие фаций по вертикали в дельтовых разрезах и выявили примеры различий в разрезах не только между дельтами, но и в пределах одной и той же дельты в разных ее частях. Направление на изучение древних дельтовых разрезов было основано в значительной степени на этих исследованиях. Сейчас большее внимание уделяется изучению фациальных разрезов, а не идеализированных циклов, причем особенности разрезов древних дельт рассматриваются с целью выявления различий между типами дельт в соответствии с направленностью изучения современных дельт.

6.3. СХЕМА ИЗУЧЕНИЯ ДЕЛЬТ

Для понимания изменчивости современных и древних дельт необходима такая схема изучения, которая позволила бы установить взаимоотношения и причинно-следственные связи между различными факторами, контролирующими развитие дельт. Схема, принятая в настоящей главе, рассматривает режим дельты как производную ее положения и связывает его с морфологией и типом фаций (рис. 6.2).

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 [208]. Позднее набор типов дельт был расширен за счет данных о типах современных дельт, формирующихся под влиянием приливно-отливных процессов [489, 798, 2659]. Установить связь между морфологией дельты и типами фаций помогло изучение результатов бурения в некоторых современных дельтах, когда было обнаружено, что различия в фациях определяются различиями в режиме и морфологии дельт. Все это указывает

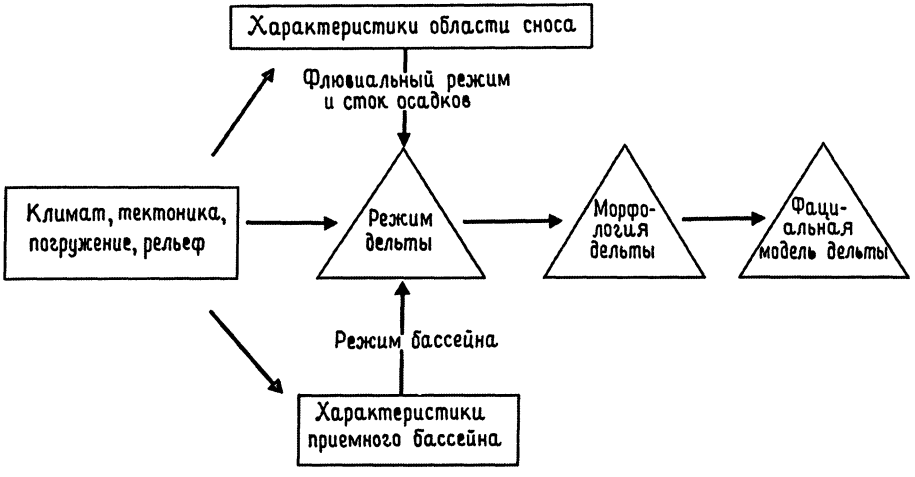


Рис. 6.2. Принципиальная схема сравнительного изучения дельт, применимая для современных дельт и древних дельтовых отложений.

на то, что существует причинно-следственная связь между режимом, морфологией и типами фаций дельт.

Предложенная схема, таким образом, может быть применена для анализа древних дельтовых разрезов, который базируется на неполном наборе фаций, выявленных при описании обнажений, данных бурения или электрокаротажа, часто сильно разбросанных по площади. Расшифровка субобстановок и действующих в них процессов позволяет реконструировать природу дельт. В мощных бассейновых отложениях, заключающих серии дельтовых комплексов, можно проследить изменения типа дельты во времени, отражающие эволюцию питающей суши и/или приемного бассейна [189, 603, 896]. Кроме того, поскольку природа дельты устанавливается по неполному набору фаций, могут быть сделаны предположения о недостающих фациях в закрытых или неисследованных участках. Это особенно важно при поиске и разведке углеводородов, приуроченных к дельтовым песчаным телам, когда постулируемый тип дельты соответствует предсказанной модели, которая может быть проверена последующими исследованиями.

6.3.1. Характеристики питающей суши и приемного бассейна. 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 (см. гл. 3). Применительно к дельтам важными параметрами являются следующие:

1. Отношение общего количества поставляемого 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 приустьевые бары, либо перерабатывается волновыми и приливными процессами в пляжево-баровые системы или комплексы гряд приливных каналов. Более тонкий взвешенный материал перемещается в основном в глубь бассейна, где рассеивается бассейновыми процессами по всей его площади. В результате осаждения материала перед дельтой формируется обширная иловая платформа, которая может быть перекрыта песками фронта дельты в процессе ее выдвижения, что ведет к значительной синседиментационной деформации разреза (разд. 6.8). 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. Колебания в разгрузке могут оказать существенное влияние на размерность осадка. Например, реки с неустойчивым или «мерцающим» режимами, отличающимися кратковременными эпизодически высокими периодами разгрузки, обычно поставляют более грубозернистый осадок в дельту, чем реки с более стабильными режимами, которые сортируют осадок прежде, чем он достигнет дельты.

4. Синхронность колебаний водной разгрузки с колебаниями энергетического режима бассейна также влияет на осадконакопление в области дельты. Если максимумы совпадают, то бассейновые процессы непрерывно перераспределяют речные осадки, если нет, то периоды фактически беспрепятственного выдвижения дельты чередуются с периодами ее переработки бассейновыми процессами [2659].

5. 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. Эти изменения породили серию крупных депоцентров различного возраста на побережье залива, каждый с отличным петрографическим объемом и, вероятно, уникальным набором дельтовых типов [2636].

К особенностям *приемного бассейна*, влияющим на развитие дельт, относятся глубина и соленость воды, форма, размер, батиметрия и энергетический режим бассейна, а также общее развитие бассейна, т.е. скорость погружения, тектоническая активность и колебания уровня.

Соотношение плотности речных и бассейновых вод — первоочередной фактор контроля способа рассеивания в бассейне наносонесущего речного стока; частично это является функцией солености морских вод [159]. 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 (разд. 6.5.2).

Бассейновый режим включает в себя волновую активность и вызванные ею процессы, при-

ливно-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 (ср., например, дельту Нигера [27]). В полузамкнутых и замкнутых морях энергия волн ограничена из-за сокращения возможности их разгона, а влияние приливов минимально (ср., например, дельты рек Дуная, Эбро, Миссисипи, По, Рейна). 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 [640, 1298]. 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, и в третичной дельте Нигера, развившейся в узле тройного сочленения рифтовой системы [388, 482, 1713, 1716]. На них может оказывать действие «осадочная» тектоника или тектоника «субстрата», затрагивающая переуплотненные сланцы и вызывающая латеральное течение пород на глубине, диапиризм и разрывообразование, примером чего служат дельты Миссисипи и Нигера [488, 2566, 2567] (см. разд. 6.8).

6.4. МОДЕЛИ ДЕЛЬТ

При изучении изменчивости современных дельт наличие единственной модели дельты больше не отвечает предъявляемым требованиям. Поэтому возникает необходимость в серии моделей. Было предложено несколько схем, основанных главным образом на различиях физических процессов, действующих внутри дельты [489, 798, 896].

Фишер и Браун с соавторами [798] различают *конструктивные дельты*, главные черты которых определяются флювиальными процессами, и *деструктивные дельты* с преобладанием бассейновых процессов. Среди первых были выделены лопастной тип и тип «птичья лапа», а среди вторых — преимущественно волновой и приливный типы (рис. 6.3). Каждый тип дельты характеризуется определенной морфологией и фациальной моделью, описанными временными вертикальными разрезами, площадным распространением фаций и геометрией песчаных тел. Поскольку при изучении необходимо делать упор на взаимоотношения фаций, упомянутая классификация применима для древних дельтовых разрезов, но ее недостатком является то, что выделяются крайние члены дельт, тогда как в действительности существует непрерывный их спектр. В дополнение к этому использование термина «деструктивный» вводит в заблуждение, так как все дельты по определению являются конструктивными, пока они активны, а этот термин путает класс дельт с деструктивной фазой или фазой отмирания в истории дельты, которая следует за изменением направления русла и отмиранием дельты [2168] (разд. 6.6).

Альтернативная схема построена на анализе статистической информации по 34 современным дельтам с использованием целого ряда параметров для иллюстрации характеристик дренажного бассейна, аллювиальной долины, дельтовой равнины и приемного бассейна [489]. Взаимодействие переменных определяет процесс, единственный для данной дельты, а факторный анализ информации выводит шесть различных моделей дельт, каждая из которых иллюстрируется своим способом распределения песчаных тел. Модели также описываются с учетом процессов и морфологии с использованием данных по характерным современным дельтам, а фациальные типы при этом объединяются в единый идеализированный вертикальный разрез. Такая схема обладает необычайно широкой базой данных с точки зрения числа образцов и параметров, а дополнительным ее преимуществом является то, что первоначальное описание моделей лишено специфических подробностей по отдельным дельтам. В этом состоит привлекательность описываемой схемы, но ее основная слабость заключается в том, что идеализированные вертикальные разрезы не могут объединить все типы дельтовых фаций, которые повсеместно отличаются сильными вертикальными и горизонтальными вариациями.

Схема, использованная в данной главе, представляет собой модифицированный вариант схемы Галловея [896], который использует треуголь-

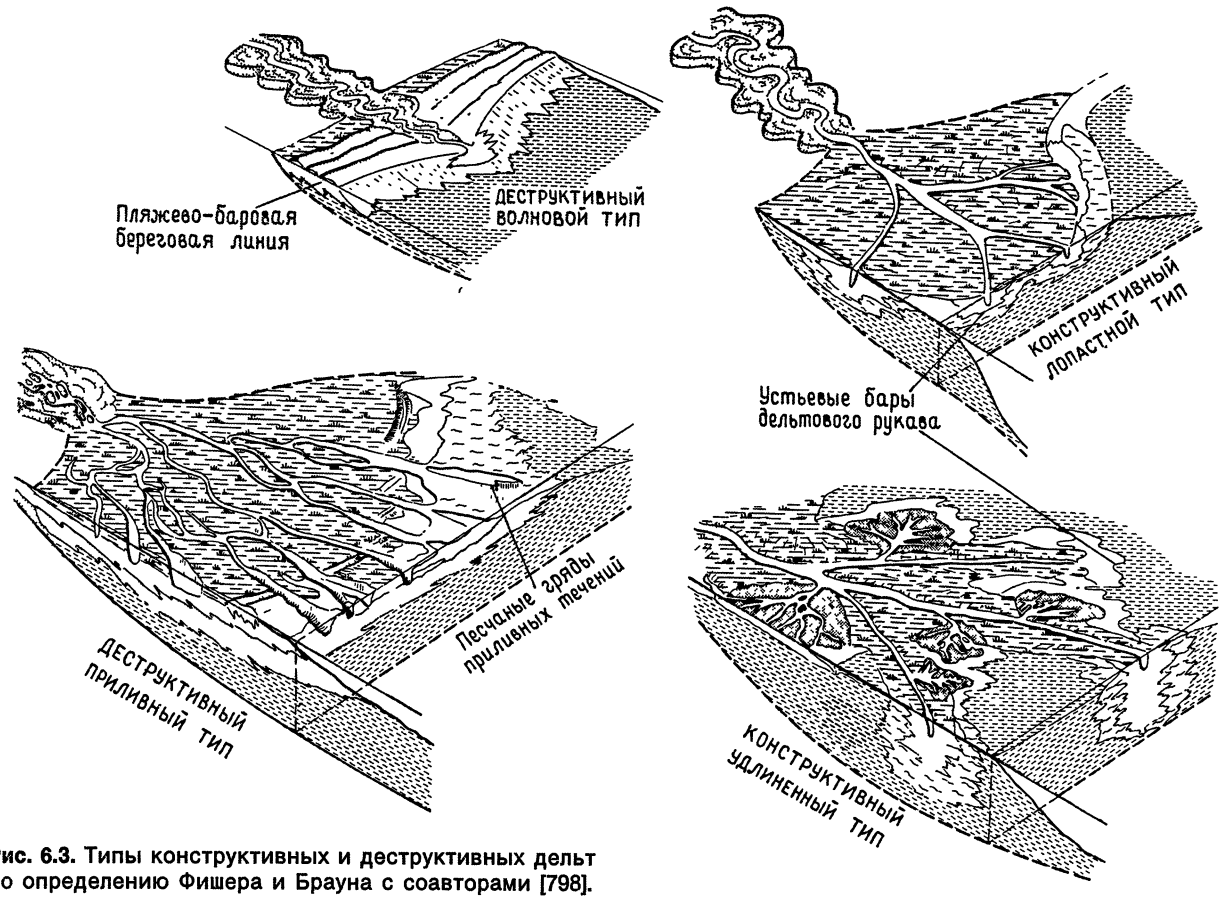


Рис. 6.3. Типы конструктивных и деструктивных дельт по определению Фишера и Брауна с соавторами [798].

ную диаграмму для определения основных полей преимущественно флювиальных, волновых и приливных дельт (рис. 6.4). Положение отдельных дельт на ней определяется по качественным параметрам, но иногда возможно использование и количественных показателей.

Классификации, в основе построения которых лежат процессы, вероятно, наиболее полно суммируют все различия дельт, но все же необходимо сделать несколько предостерегающих замечаний.

1. Для определения типа дельты используется режим фронта дельты, так как режим дельтовой равнины часто отличается. Например, фронт дельты Роны является преимущественно волновым, а дельтовая равнина — преимущественно флювиальной благодаря ее защищенности от действия волн системой пляжей и баров. В областях с умеренными и высокими приливами в верхней части дельтовой равнины действуют флювиальные процессы, в нижней части дельты могут доминировать приливные процессы, а фронт дельты может находиться под влиянием приливных и волновых процессов (например, дельта Нигера).

2. Кроме физического режима при формировании природы дельты часто важны другие факторы. Например, особенности строения и развития преимущественно флювиальной современной дельты Миссисипи определяются стоком тонкозернистых осадков и глубоководным положением края шельфа.

3. В процессе выдвижения дельты могут развиваться через серию различных типов по мере изменения режима, стока осадков, климата или конфигурации бассейна. Другими словами, вид современной дельты не может гарантировать правильное объяснение и понимание ее древних отложений, и в мощных повторяющихся дельтовых разрезах возможны изменения как типа дельты, так и набора фаций.

4. Маловероятно, что набор типов современных дельт является исчерпывающим, и поэтому

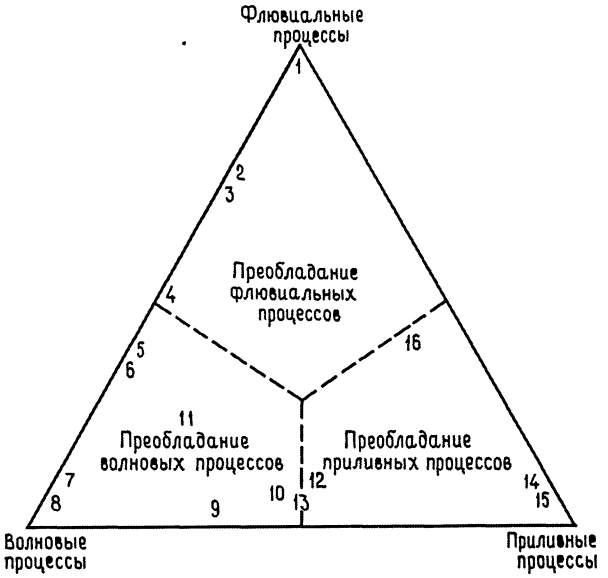


Рис. 6.4. Треугольная диаграмма типов дельт, основанная на режиме области фронта дельты (по [896], с изменениями). *1* — Миссисипи; *2* — По; *3* — Дунай; *4* — Эбро; *5* — Нил; *6* — Рона; *7* — Сан-Франсиску; *8* — Сенегал; *9* — Бурдекин; *10* — Нигер; *11* — Ориноко; *12* — Меконг; *13* — Купер; *14* — Ганг—Брахмапутра; *15* — залив Папуа; *16* — Махакам.

возможно, что некоторые древние дельты имели другую форму.

6.5. ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СОВРЕМЕННЫХ ДЕЛЬТ

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.

6.5.1. Дельтовая равнина. Дельтовые равнины — это обширные низменные области, включающие активные и заброшенные русла, разделенные мелководными обстановками и осушенными или полуосушенными участками. Некоторые дельты имеют только одно русло (например, дельта Сан-Франсиску), но обычно дельтовую равнину пересекает серия русел, часто отклоняющихся от основного направления на угол до 60° и более. Между руслами располагается разнообразный 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 семиаридных 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 активных и отмерших пляжевых валов (дельта Сан-Франсиску). 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).

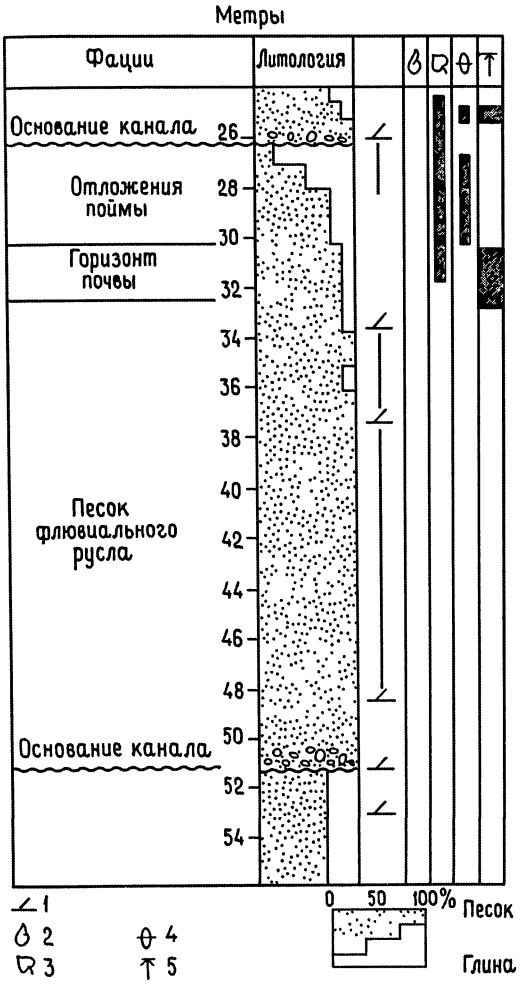
Большинство дельтовых равнин подвержено действию флювиальных и приливных процессов, но редко больших волн, так как преимущественно волновые дельты характеризуются пляжевобаровыми побережьями, которые закрывают и защищают дельтовую равнину. Местами в мелководных заливах дельтовой равнины могут действовать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

Преимущественно 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 однонаправленным течением воды с периодическими отклонениями и в этом смысле сходны с руслами в собственно речных системах (гл. 3). 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. Дельтовые рукава в дельте Миссисипи слабо извилисты и не разветвляются даже во время низкой стадии реки. Ниже перечислены черты, отличающие дельтовые протоки от речных русел. а) Более низкие по течению части дельтовых проток подвержены влиянию бассейновых процессов даже в низкоэнергетических бассейнах. Например, в дельте Миссисипи

приливные течения и волны, вызванные сильными ветрами, дующими с моря, подпруживают сток во время низких и нормальных речных стадий. Транспортировка влекомого материала при этом затруднена, и тонкозернистые осадки могут накапливаться в русле [2659, 2660]. Они могут размываться в следующий речной паводок, но некоторая часть их может сохраняться и формировать структуры облекания в русловом разрезе. б) Миграции русел более часты в дельтовых протоках из-за образования более коротких и крутых путей стока в процессе выдвижения дельты в бассейн. Во время и после отмирания проток в их нижних частях начинают более эффективно действовать бассейновые процессы. В дельтах Роны и Эбро, например, устья отмерших рукавов затягиваются осажденными волнами пляжевыми песками [1410, 1563]. в) Многоканальные дельтовые системы редко делят сток поровну между рукавами, и поэтому в пределах дельтовой равнины сосуществуют рукава разной величины, которые увеличиваются или уменьшаются в зависимости от степени миграции и отмирания.

Фации и разрезы дельтовых рукавов сходны с таковыми в речных руслах. Бурение в пределах дельт Роны и Нигера позволило описать разрезы с залегающими на размытом основании базальными гравелитами. Лежащие на них грубокосослоистые пески сменяются выше более тонкими песками со слоистостью ряби с переслаиванием алевритов и глин. Заканчивается разрез алевритами и глинами, пронизанными корнями растений (рис. 6.5). В некоторых скважинах вскрываются сложнопостроенные, или многоярусные, разрезы,



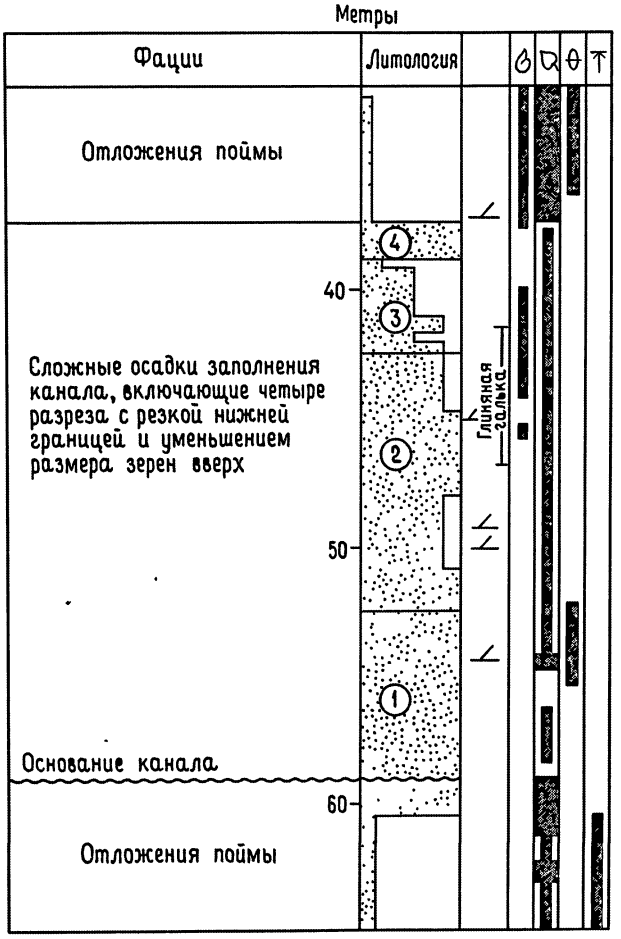


Рис. 6.5. Разрезы флювиальных русел из дельты Нигера [1830]. *1* — косая слоистость; *2* — раковины и их обломки; *3* — растения и их обрывки; *4* — ходы илоедов; *5* — корни.

которые отражают или повторяющиеся циклы среза и заполнения протоки, или небольшие изменения в ее положении [1828, 1830]. Общее утонение материала вверх по разрезу является следствием либо латеральной миграции рукава, либо (что более обычно) его отмирания, когда верхние тонкие части разреза представляют собой продукты заполнения протоки слабеющим течением, а позднее, вероятно, водами паводка из соседнего активного рукава. В нижних частях проток поступление песка за счет бассейновых процессов во время их отмирания может нарушить описанную выше тенденцию. Разрез протоки могут завершать хорошо сортированные параллельно-слоистые пески с морской фауной. Коулман [483] считает, что в дельте Миссисипи преобладание в разрезах дельтовых рукавов алеврита и глины, отложившихся во время отмирания рукавов, определяется тонкозернистой природой наносов реки. Разрезы включают тонкий базальный слой плохо сортированных песков и алевритов, переходящих вверх в более тонкозернистые биотурбированные алевриты и глины. По всему разрезу обильны растительные остатки, а слои in situ и переотложенного торфа характерны для верхних частей разрезов.

Крупномасштабные оползания берегов могут быть важной особенностью дельтовых проток, так как оползни содержат тонкозернистый материал. Размыв во время высокой стадии реки увеличивает крутизну берегов, стимулируя отрыв увлажненных осадков вдоль вращающихся плоскостей оползания в низкую стадию реки (см. рис. 3.20). Часто оползает весь берег, и, если поверхность скольжения распространяется ниже основания протоки, сползшие осадки могут сохраниться ниже фаций русла [1460, 2312, 2474].

Неустойчивый характер дельтовых рукавов определяет небольшую длительность их существования по сравнению с речными руслами. Поэтому песчаные тела в них часто отличаются низким отношением ширины к длине. Например, в дельтах Рейна и Роны это отношение уменьшается от 1000 в речном русле до 50 в дельтовых протоках около берега [1830]. Эта же тенденция проявляется в дельте Миссисипи, хотя в данном случае она сильно зависит от происходящего вниз по течению изменения от свободно мигрирующих сильноизвилистых рукавов до более постоянных слабоизвилистых проток, врезанных в подстилающие иловые осадки.

Внутридельтовые области преимущественно флювиальных дельтовых равнин — это в основном замкнутые мелководные обстановки со спокойным или даже застойным режимом, хотя образующиеся местами ветровые волны могут вызывать умеренные волнения и формировать отложения с изолированными отдельными знаками ряби и линзовидной слоистостью [485]. 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 и образуют платформу для роста растительности, осаждения гипса и галита или развития калькретов в зависимости от преобладающего климата. Следовательно, во внутридельтовых областях накапливается широкий спектр фаций и разрезов, которые отражают действие различных процессов, вызванных паводками [712] (рис. 6.29).

1. *Паводковое наводнение* представляет собой плоскостное течение наносонесущих вод через берега рукавов. На всей площади отлагаются тонкозернистые слоистые осадки, хотя часто слоистость нарушается последующей биотурбацией. Более грубозернистые осадки тяготеют к краям русла и расходуются на образование намывных валов. В результате фации намывных валов включают повторяющееся переслаивание тонких горизонтов размытых в основании песков, отражающих вторжение наносонесущих паводковых вод и отложенных из суспензии слоев алеврита и ила. Пески могут обладать параллельной слоистостью или слоистостью знаков ряби течения, тогда как более тонкозернистые осадки заключают остатки корней растений, указывающих на повторяющееся осушение и близкие к нему условия. Фации намывных валов становятся тоньше в сторону от проток, и латеральное внедрение намывных валов, ассоциирующееся с миграцией рукавов или постройкой аллювиальных валов, может образовать укрупняющийся вверх разрез, характеризующийся увеличивающейся мощностью песчаных слоев кверху.

2. *Образование промоин.* Паводковые воды текут во внутридельтовое пространство через мелкие промоины, прорезающие гребень намывного вала. Существуют два механизма этого явления.

а) Конус промыва. Внезапное вторжение наносонесущей воды, которая откладывает осадок на ограниченной площади более низких склонов намывных валов и дне залива, образуя локально широкие шлейфы намывных валов. Осадок может отложиться во многих маленьких ветвящихся по-

токах, и в таком случае он содержит многочисленные мелкие линзовидные каналы. Если поток будет плоскостным, то может отложиться размытый в основании язык песка, колеблющийся в мощности от нескольких сантиметров до 1—2 м [1410, 89]. Более мощные конусы часто заполняют заливы и перекрываются фацией осушки или близкими к ней фациями.

б) Система малый устьевой бар — канал промыва. В дельте Миссисипи сочетания, включающие полупостоянные каналы промыва и мелкомасштабные устьевые бары, являются важной чертой внутридельтовых областей [484, 486] (рис. 6.6). Мелководные каналы промыва, ограниченные субаэральными намывными валами, выступают у устья и образуют малые устьевые бары, которые формируют отмёлые участки, слабо падающие по направлению к заливу. По мере выдвижения их в залив проксимальные фации постепенно перекрывают дистальные фации, и для построения серии вертикальных разрезов можно использовать данные неглубокого бурения. Биотурбированные илы и алевриты, отложенные на дне залива, переходят вверх в переслаивающиеся алевриты и пески с разнонаправленной грубой косой слоистостью, которая, как считают, отражает течение и действия волн у фронта устьевого бара. Алевриты и пески верхних частей разрезов часто эродируются основанием канала промыва по мере выдвижения. Для каналов промыва важное значение имеют периодические изменения условий осадконакопления, так как они могут временно отмирать во время низкого речного уровня, что приводит к полному прекращению поступления осадочного материала до следующего паводка. Фации каналов промыва могут, следовательно, содержать пески с однонаправленными текстурами течения вместе с поверхностями размыва и тонкозернистым заполнением.

Близко расположенные малые устьевые бары образуют непрерывный фронт, который наступает на залив, формируя субдельтовые лопасти дельты Миссисипи [484]. Они развиваются в результате промоины в намывном валу главного рукава и «живут» в течение 100—150 лет. В последующий за образованием промоины период, когда первоначальный размыв расширяется и становится почти постоянным, многочисленные малые устьевые бары быстро продвигаются через залив, заполняя область площадью 300—400 км^2 (рис. 6.7). Когда заполнение заканчивается или канал промыва залечивается, субдельта отмирает. Происходит уплотнение осадков, погружение и эрозия, что ведет к образованию больших заливов на поверхности марша. На дистальных гребнях

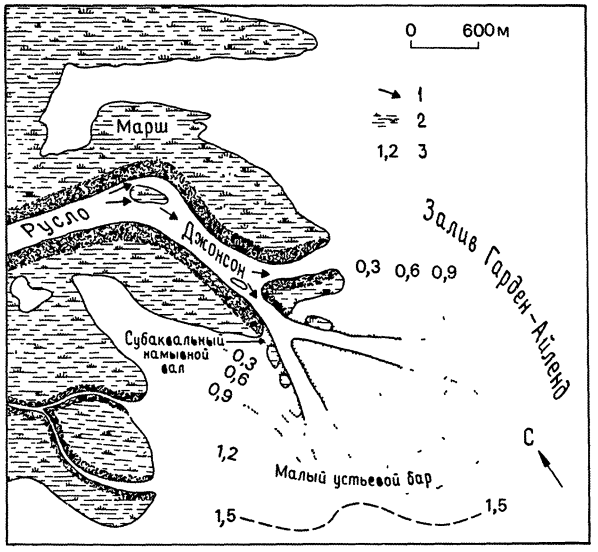
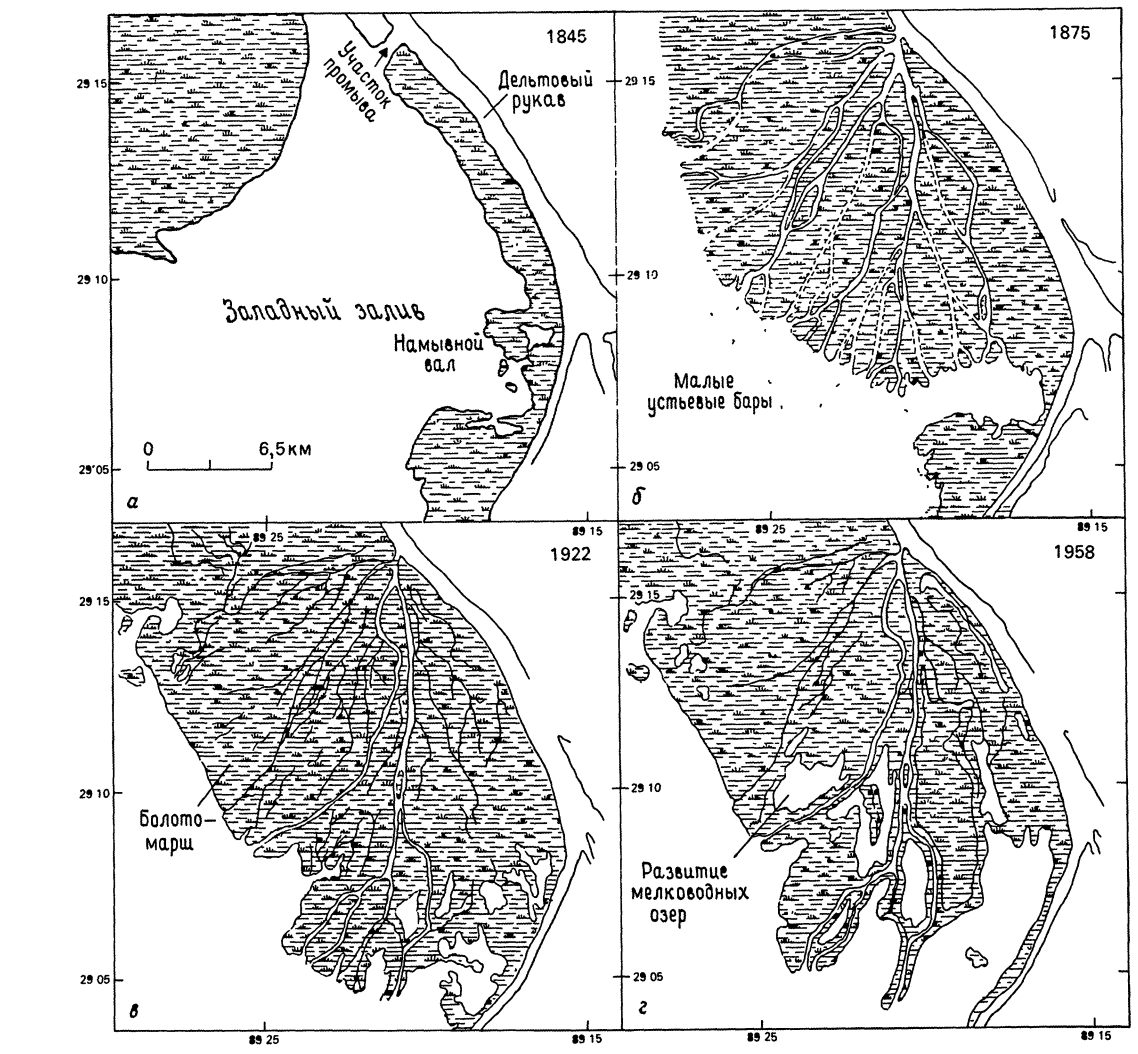


Рис. 6.6. Сочетание: малый устьевой бар — канал промыва во внутридельтовом заливе современной дельты Миссисипи [486]. *1* — направление течения; *2* — область развития растительности; *3* — глубина воды, м.

намывных валов формируются устричные рифы, а фронт субдельты перерабатывается волнами. Однако субдельты, несмотря на различия во времени отмирания, обладают высоким потенциалом сохранности [893]. В дальнейшем заполненный залив погружается и превращается в открытый залив глубиной несколько метров, после чего процесс его заполнения возобновляется. Скважины, пробуренные в области заливов, вскрывают разрезы регрессивного типа мощностью 3—15 м, составные части которых представляют этапы заполнения [483].

Пространственная локализация процессов, действующих во внутридельтовых областях преимущественно флювиальных дельт, определяется расстоянием от активных дельтовых рукавов. Прирусловые фации будут поглощаться отложениями намывных валов и многочисленных конусов промоин, тогда как дистальные или центральные фации могут состоять из тонкозернистых осадков дна залива или системы канал промыва — малый устьевой бар.

В открытых заливах дельты Миссисипи волны перерабатывают верхние части песков промоин в малые песчаные косы, и осадок может переоткладываться прямо из устья рукава, как крупные песчаные косы, втягивающиеся во внутридельтовый залив [810]. Этими особенностями, вероятно, определяется наличие мелко- и крупномасштаб-



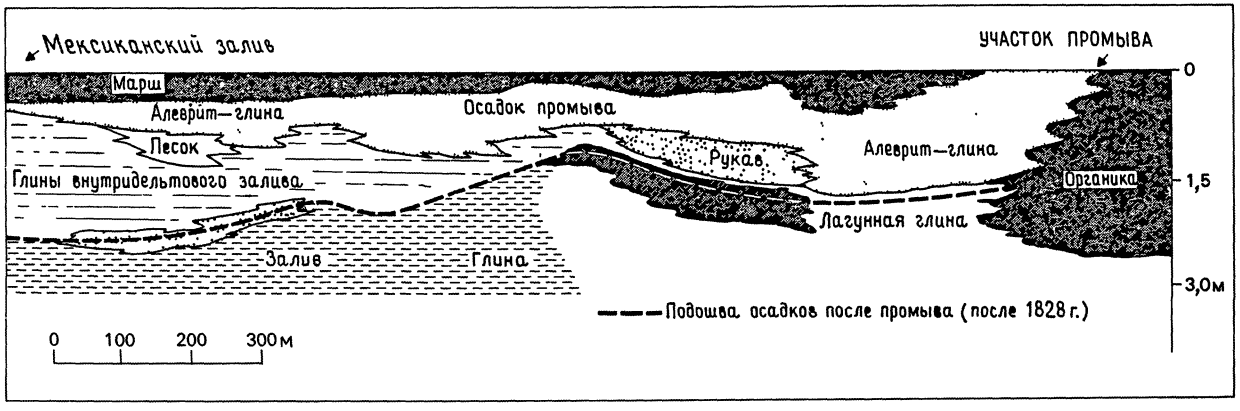


Рис. 6.7. Развитие субдельты в бухте Уэст-Бей, дельта Миссисипи, и ее фациальная модель [892]. *а* — условия открытого залива сразу после образования промоины; *б* — продвижение сочетания малый устьевой бар — канал промыва; *в* — время максимального продвижения; *г* — отмирание.

ных разрезов регрессивного типа, завершающихся слоями волновых песков, включающих хорошо сортированные пески с параллельной слоистостью, знаками ряби и, вероятно, слабонаклонными поверхностями аккреции.

Детали этих разрезов рассматриваются ниже на примере древних дельт (разд. 6.7.1, рис. 6.29).

Преимущественно приливные дельтовые равнины. 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 (рис. 6.8).

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. Свойства приливной волны определяют характер схождения берегов вверх по течению, причем стоячие приливные волны определяют экспоненциальный тип схождения, а поступательные волны — линейный тип схождения [2661]. В дельте Нигера более 20 приливных проток глубиной от 9 до 15 м рассекают пляжево-баровую береговую линию [27, 1762]. В протоках преобладают дюнные пластовые формы, а в местах их слияния выше точек впадения в море образуется комплекс «внутренних дельт», состоящий из переплетения песчаных баров и илистых отмелей. Этот комплекс, вероятно, возникает в результате осаждения значительной части твердого стока в тех местах, где рукава разветвляются и флювиальный поток подпруживается приливным течением. В дельте Махакама (Индонезия) во флювиальных и приливных рукавах образуются прислоненные чередующиеся бары, а в слабоизвилистых протоках — «удлиненные латеральные аккреционные бары» [21]. В нижних спрямленных участках проток в их осевых частях наблюдаются образованные течением бары. Все они похожи на вытянутые гряды приливных течений других приливных дельт, таких, так Меконг, Иравади, Ганг — Брахмапутра, и дельт залива Папуа [482, 489, 798]. В некоторых дельтах гряды имеют в длину несколько километров, в ширину несколько сотен метров и в высоту 10—20 м и отражают перемещение поставляемого рекой материала приливным течением. Они сходны с грядами приливных течений мелководных шельфовых морей (разд. 9.5.3), но детали их морфологии, поведение во времени и фации пока не изучены.

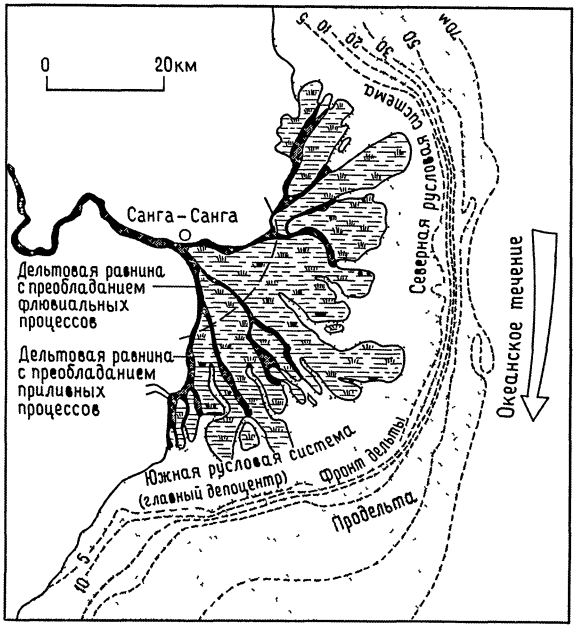


Рис. 6.8. Дельта Махакама в Индонезии — волновая дельта, сложенная тонкозернистым материалом, с обширной областью приливных площадок, рукавов эстуария, приливных каналов и ручьев, характеризующих дельтовую равнину [21].

Разрезы приливных рукавов в дельте Нигера начинаются с грубого внутриформационного галечника с фрагментами морской фауны, перекрытого песками сначала с дециметровой грубой косой слоистостью, а выше с сантиметровой косой слоистостью. Вверх по разрезу они утоняются по размеру и содержат больше глинистого материала и многочисленные ходы илоедов. Фации верхних частей разрезов рукавов различаются в зависимости от их положения. Фации рукавов верхней зоны дельтовой равнины сменяются вверх по разрезу нарушенными корневыми системами богатыми органическим веществом глинами мангровых болот, тогда как разрезы прибрежных приливных каналов завершаются параллельно-слоистыми прибрежными баровыми песками [1830, 2566] (рис. 6.9). Детальные наблюдения в выемках, прорытых через недавние приливные дельтовые рукава Рейна, выявили большую сложность этих разрезов вопреки данным ограниченных наблюдений в скважинах [1831, 1957, 2434].

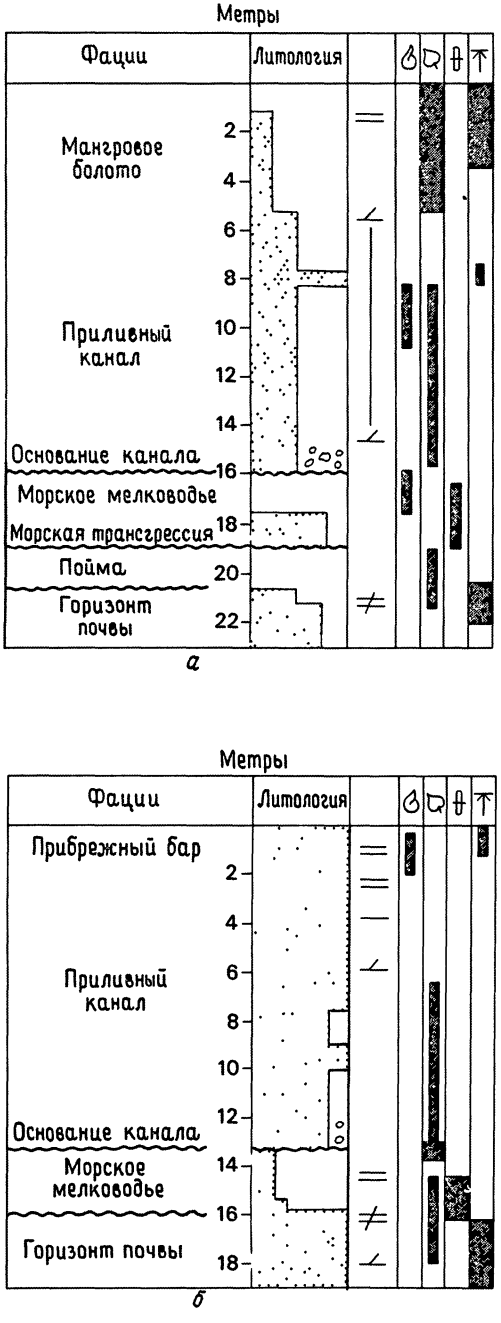


Рис. 6.9. Разрезы приливных дельтовых рукавов из дельты Нигера. *а* — разрез верхней части дельтовой равнины, переходящий в фации мангровых болот; *б* — разрез береговой линии, переходящий в фации прибрежных баров, отложенных во время боковой миграции рукавов вдоль берега [1830]. Условные обозначения см. на рис. 6.5.

Грубые косые слои с обратимыми направлениями палеотечений переходят вверх в разнообразные фации, включающие слои с линзовидной и полосчатой слоистостью, но эта тенденция часто осложняется более мелкомасштабными флуктуациями. Характерными особенностями являются бимодальность в направлении течения и частота мелкомасштабных вертикальных фациальных изменений, отражающие флуктуацию приливных течений по направлению и силе в течение коротких промежутков времени.

Приливные протоки менее склонны изменять направление и отмирать, но могут мигрировать по площади. Форма и размеры песчаных тел, следовательно, являются функцией размера и формы рукавов и степени их латеральной миграции. В дельте Махакама в протоках образуются удлиненные, сформированные течением песчаные тела длиной 4—5 км и шириной 0,5—1,5 км. Мощность песка различается вдоль тел, причем фиксируются линзы мощностью до 10 м, отражающие положение чередующихся баров, которые мигрировали в пределах некоторого пространства [21]. Более крупные и свободно мигрирующие приливные рукава древней дельты Рейна образовали песчаные тела шириной 20 км и длиной 50 км [1830].

Внутридельтовые области приливных дельтовых равнин включают лагуны, мелкие приливные каналы или ручьи и литорали, которые чувствительны к климату. В дельте Нигера доминируют мангровые болота (заросшие растительностью литорали), расчлененные приливными дельтовыми рукавами и множеством мелких приливных каналов [27] (рис. 6.10). Пески накапливаются латерально мигрирующими косами в приливных каналах, а мангровые болота развиваются на поверхности, освобожденной косами. Вся дельтовая равнина, вероятно, представлена покровоподобным комплексом мелкомасштабных, размытых в основании разрезов, в которых наблюдается переход от песков — алевритов кос внизу в фации мангровых болот, местами с глинистыми пробками, образовавшимися в результате заполнения каналов. В дельте Махакама флювиальная дельтовая равнина простирается на 10—20 км вниз от точки разветвления главного речного русла на рукава (рис. 6.8). Высокая доля тонкозернистых осадков в этой дельте и экваториальный климат определяют распространение среди фаций приливной дельтовой равнины обогащенных органическим веществом илов с обилием растительных остатков, главным образом пальм и мангров приливной отмели [21]. Дельтовая равнина Колорадо у вершины Калифорнийского залива

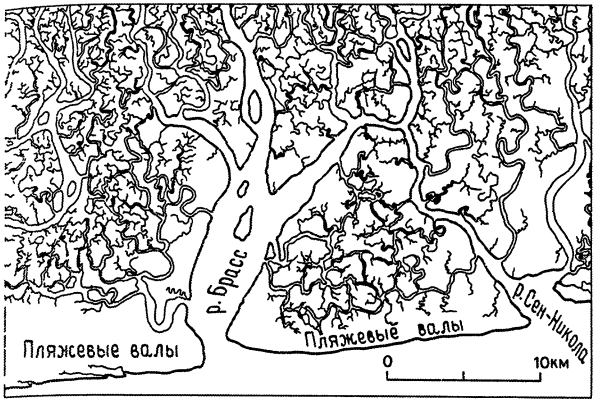


Рис. 6.10. Нижняя приливная часть дельтовой равнины Нигера, включающая обширную область мангровых болот, рассеченную приливными дельтовыми протоками и многочисленными мелкими приливными ручьями [27].

также является приливной, но из-за аридного климата для нее характерны засушливые илистые и песчаные отмели местами с соляными ваннами, особенно около границы зоны максимальных приливов [1643].

Разрезы приливных дельтовых равнин, следовательно, включают разрезы приливных рукавов и фации приливных отмелей, отражающих преобладающий климат. Несмотря на дельтовую обстановку, весьма вероятно, что в этой ассоциации не будет свидетельств протекания флювиальных процессов, за исключением, может быть, относительно обильного поступления осадков, что не свойственно недельтовым областям, подверженным действию приливов. Однако в процессе выдвижения дельты упомянутая выше ассоциация перекроет береговой разрез, отражающий преобладание приливных или волновых процессов, и сама будет перекрыта ассоциацией верхней части флювиальной дельтовой равнины.

6.5.2. Фронт дельты — это область, где наносонесущие речные воды вливаются в бассейн и рассеиваются в результате воздействия бассейновых процессов (рис. 6.11). 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.

Нельзя понять современные и древние дельты без рассмотрения процессов в устье реки и особенностей стока наносов. Наиболее важным из них является способ, которым смешиваются речные и бассейновые воды. Применив в ранних работах для решения геологических проблем принципы гидродинамики, Бейтс [159] рассмотрел ситуации, когда речные воды имели плотность, равную, большую или меньшую, чем у бассейновых вод (гомопикнальное, гиперпикнальное и гипопикнальное течение) (рис. 6.12). Если водные тела имеют равную плотность, у устья реки происходит трехмерное смешение, вызывающее значительное осаждение здесь наносов. Высокоплотностные речные воды текут ниже бассейновых вод как плотностное течение, в результате чего осадочный материал выносится за пределы береговой линии, что ведет к ограничению развития дельты. Если речные воды обладают меньшей плотностью, чем бассейновые воды, то они распространяются в бассейне в виде поддерживаемых на поверхности струй или слоя. Последняя ситуация (гипопикнальный поток) наблюдалась в дельтах Миссисипи и По [1766, 2167] и, как считается, характерна для тех случаев, когда реки впадают в морской бассейн, воды которого немного плотнее речных вод. Таким образом, гипопикнальный поток определяет основной способ взаимодействия в морских дельтах, хотя нельзя пренебрегать возможностью действия других механизмов, по крайней мере во время кратких паводковых периодов.

Основной упор идея гипопикнального потока делает на плавучесть речных вод. Но существуют другие важные факторы, мало учитывавшиеся до недавнего времени, к которым относятся инерциальные процессы, зависящие от скорости течения речных вод, и процессы трения, возникающие в результате взаимодействия речных вод и поверхности осадка у устья дельтовых рукавов [2658]. Различные комбинации эффектов инер-

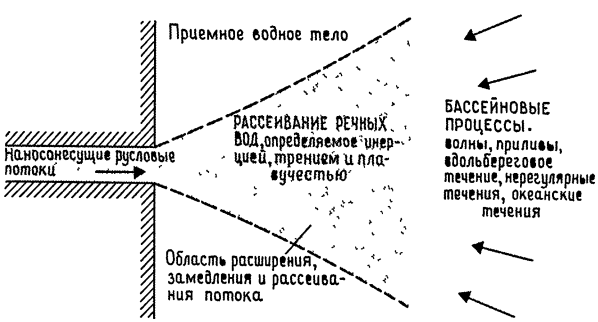


Рис. 6.11. Процессы взаимодействия наносонесущих речных и бассейновых вод у фронта дельты [2660].

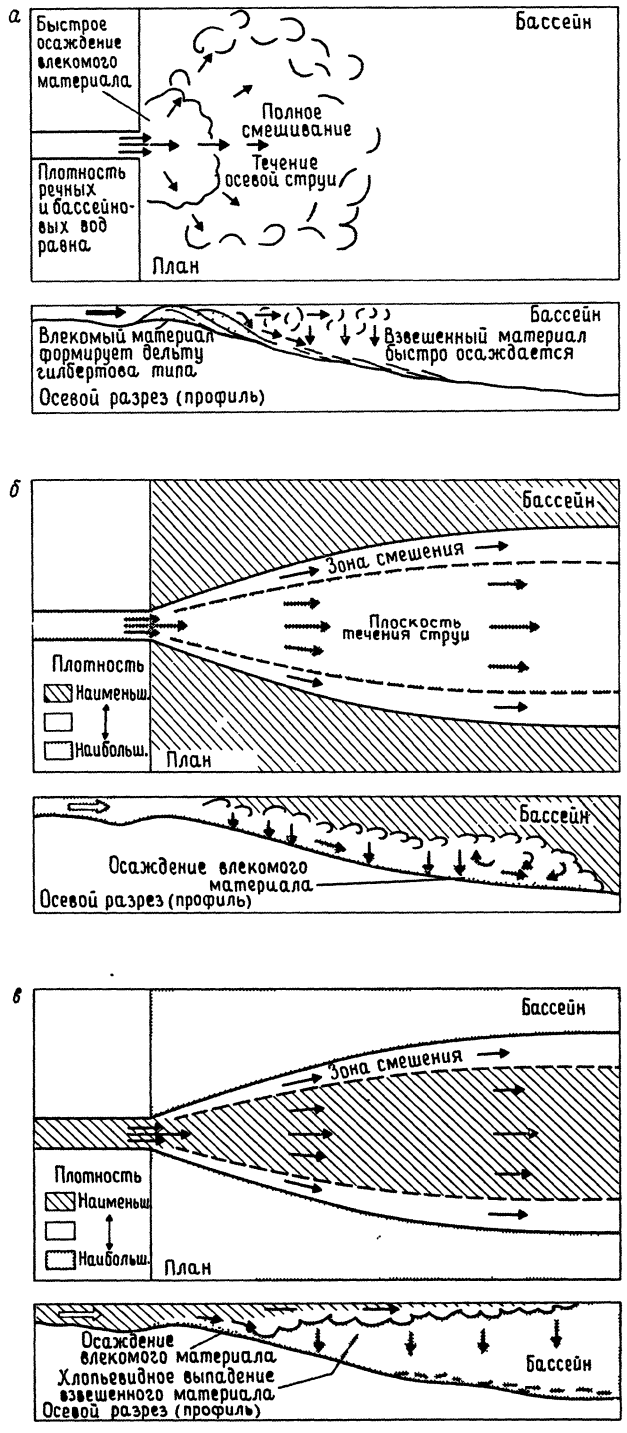


Рис. 6.12. Различные способы взаимодействия наносносящих речных и бассейновых вод, определяемые относительной плотностью водных тел. *а* — гомопикнальное течение; *б* — гиперпикнальное течение; *в* — гипопикнальное течение [159, 797].

ции, плавучести и трения у устья реки дают возможность создать серию моделей рассеивания входящего речного потока, классифицируемых по различиям конфигурации устьев в местах, где реки впадают в бассейны с ограниченной волновой и приливной активностью (рис. 6.13).

Устья рек с преобладанием инерционных процессов формируются там, где быстрые реки с твердым стоком, перемещаемым волочением, впадают в пресноводный бассейн. Осадок рассеивается как турбулентная струя в гомопикнальных условиях и образует удлиненный, крутой во фронтальной части устьевой бар гилбертова типа (рис. 6.1). Инерционные процессы в чистой форме имеют ограниченное значение в главных речных дельтах в морских бассейнах, но их роль может возрастать в устьях во время высокой разгрузки в паводковые периоды. *Устья рек с преобладанием процессов трения* встречаются там, где реки впадают в бассейны с мелкими прибрежными водами. В результате трения между потоком

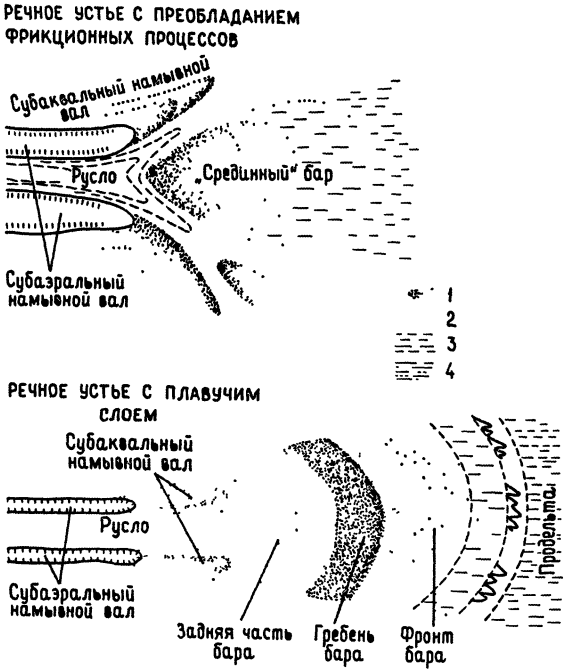


Рис. 6.13. Речные устьевые бары, образовавшиеся в результате действия фрикционных и взвешивающих процессов соответственно в мелководных и глубоководных обстановках флювиальных дельт, например в восточной и южной частях современной дельты Миссисипи (по [2658], с изменениями). *1* — наиболее грубые пески; *2* — более тонкие пески; *3* — алеврит и глина; *4* — переслаивание песков и алевритов.

и поверхностью осадка увеличивается растекание, замедляется движение струи и образуется треугольный «срединный» бар в устье реки, который вызывает раздваивание рукава (рис. 6.13). По мере продвижения дельта распространяется внутрь бассейна путем образования новых баров в устьях раздваивающихся проток. *Устья рек с преобладанием эффекта плавучести* образуются в тех местах, где реки впадают в бассейн и распространяются там как поддерживаемый на плаву слой и, следовательно, приурочены к морским бассейнам. При этом механизме клин соленой воды внедряется в нижнюю часть протоки. Этому способствует наличие глубоководных проток у устья и умеренно больших глубин перед ним, что уменьшает роль фрикционного смешения водных масс. Турбулентный обмен через границы слоя пресной воды вызывает расширение, перемешивание и замедление его течения, что ведет к осаждению осадков. Перемешивание особенно интенсивно около устья реки, так как между слоем пресной воды и нижележащим клином соленой воды образуются внутренние волны. Заметное количество твердого стока, особенно грубозернистая песчаная фракция, отлагается в районе устья, тогда как более тонкозернистый материал выносится дальше в бассейн и отлагается из суспензии, когда слой пресной воды рассеивается. Доминирование процессов взвешивания у устья реки приводит к образованию удлиненного устьевого бара, который вдается в бассейн на значительное расстояние и характеризуется углами падения склона 0,5—1° (рис. 6.13). Описанные механизмы являются крайними членами спектра, а осадконакопление в устье реки часто происходит в результате смешения инерционных, фрикционных и взвешивающих процессов. В этом отношении особенно важным фактором является колебание в величине разгрузки рек. Как правило, во время низкой разгрузки в устьях преобладают взвешивающие процессы, а во время периодов высокой разгрузки доминируют фрикционные и инерциальные процессы (например, Южное устье в дельте Миссисипи) [2660].

Умеренная *волновая активность* не оказывает сильного влияния на действие основного механизма рассеивания речного стока, хотя она может перерабатывать осадки, отложенные у устья дельтовых рукавов. Интенсивное и устойчивое волнение прямо влияет на рассеивание речного стока, в результате чего осадки распределяются согласно характеру волнового течения [2658]. Сильное волнение подпруживает речные воды и способствует увеличению перемешивания водных масс, что ведет к накоплению песчаных осадков у берега и рассеиванию тонкозернистых осадков вдали от берега. Здесь могут образовываться локализованные устьевые бары, орнаментированные направленными в сторону берега прибойными валами, но обычно большая часть песка переносится вдоль берега береговыми течениями до образования непрерывной каймы пляжевых песков в верхней части фронта дельты (рис. 6.14). В некоторых случаях направление дельтового рукава может изменяться в результате роста намывного мыса или косы, и тогда рукав располагается параллельно береговой линии по направлению вдольберегового течения на протяжении нескольких километров. Главная система бурных течений (разд. 7.2.1) формируется также на флангах дельт и способна транспортировать значительные объемы осадков верхней части фронта дельты вдаль от берега в более глубоководную обстановку [2663].

Эффективность волновых процессов в перераспределении поставляемого реками материала была изучена Райтом и Колеманом [2659]. Расчет силы волны у берега они связали с данными о разгрузке реки, что позволило предложить «индекс эффективности разгрузки», который описывает соотношение относительной эффективности речной разгрузки и перерабатывающей способности волны и может быть использован для сравнения дельт. Значение этого индекса для дельт Миссисипи, Дуная, Эбро, Нигера, Сан-Франсиску и Сенегала показывает хорошую корреляцию между осадконакоплением в области фронта дельты и индексом эффективности разгрузки.

Способ действия *приливных процессов* в области фронта дельты не был серьезно изучен. Транспорт осадков в нижних частях дельтовых рукавов и в их устьевых областях может находиться под влиянием и даже определяться приливными течениями. Следует еще раз отметить, что процессы, определяемые приливными течениями, сильнее всего влияют на увеличение перемешивания водных масс и, таким образом, содействуют осаждению осадков в области устья. В местах значительных приливных течений непосредственная флювиальная разгрузка ограничена верхней частью дельтовой равнины, а седиментация в нижней части равнины и у фронта дельты сильно зависит от режима приливного течения, за исключением периодов больших паводков. В этих областях нижняя часть рукавов имеет воронкообразную форму, причем над вершиной воронки часто располагается зона интенсивного меандрирования. В дельтовых рукавах и устье реки преобладает двусторонний транспорт осадков

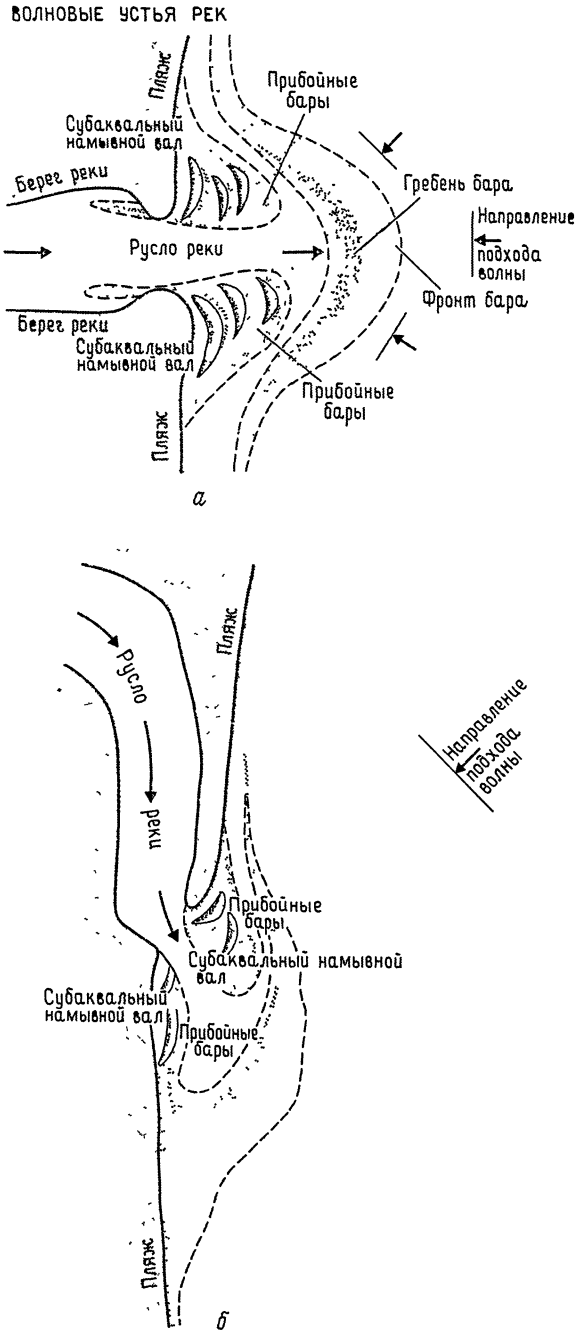


Рис. 6.14. Обстановки в волновых речных устьях при перпендикулярном подходе волн (*а*) и подходе волн под углом к берегу и преобладании вдольберегового течения (*б*) (по [2658], с изменениями).

вдоль предпочтительных путей, определяемых отливами и паводком, и здесь рельеф дна связан с развитием серии линейных гряд приливных течений (рис. 6.15) [2658].

В районе фронта дельты грубозернистые осадки стремятся отложиться у устья дельтовой протоки, тогда как тонкие осадки переносятся и осаждаются в более глубоководных удаленных от берега обстановках. Осаждение осадков, следовательно, приводит к формированию падающего в море профиля с углами наклона менее 2°, постепенно выполаживающегося в сторону бассейна. В ответ на продолжающееся поступление осадков фронт дельты выдвигается на большие глубины. Поэтому ранее более глубоководные области перекрываются береговой линией, в результате чего образуется разрез регрессивного типа, отражающий заполнение приемного бассейна. Однако необходимо подчеркнуть, что выдвижение дельты редко является одинаковым, и типы фаций, следовательно, не могут быть такими же, как описанные в современных дельтах. Помимо особенностей поведения наносонесущего стока реки, впадающего в стоячее водное тело с собственным режимом, поступление осадков отличается в каждой точке фронта дельты в зависимости от положения устьев рукавов и количества водного стока через каждый рукав. Более того, поступление осадочного материала постоянно изменяется по мере того, как отдельные дельтовые рукава развиваются или затухают, и оно мо-

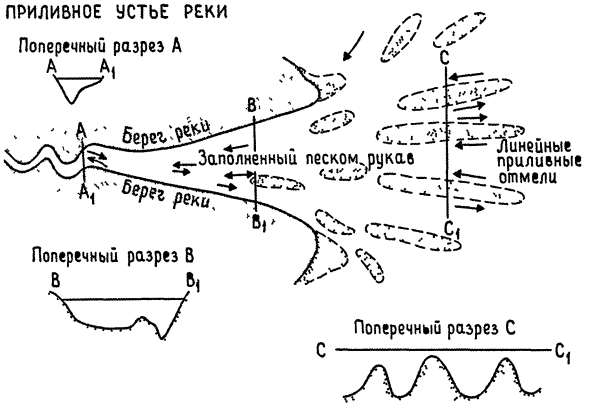


Рис. 6.15. Приливное устье реки с воронкообразной формой нижней части дельтового рукава, преимущественно линейными грядами или отмелями приливных течений в рукаве и зоной интенсивного меандрирования в верховье рукава ([2658], с изменениями).

жет резко увеличиваться или уменьшаться в любой точке в процессе выдвижения дельты.

Фронты дельт с преобладанием флювиальных процессов. Дельта Миссисипи является единственной крупной речной дельтой, осадконакопление во фронте дельты которой определяется флювиальными процессами и малой долей участия бассейновых процессов. Современная дельта образовалась 600—800 лет назад и с того времени быстро продвинулась через платформу ранее осажденных глин до ее положения на краю континентального шельфа на относительно больших глубинах. Преимущественно тонкозернистый твердый сток реки, состоящий на 70% из глины, 28% алеврита и 2% тонкого песка, поступает в дельту через серию радиальных дельтовых рукавов (рис. 6.16). В результате осаждения материала у устья рукава образуется отдельный устьевой бар, вдающийся в Мексиканский залив и отклоняющий изобаты в сторону моря. Различаются два типа устьевых баров (рис. 6.13): а) на восточной стороне дельты рукава впадают в относительно мелководный район и характеризуются раздвоением проток и наличием в устье срединного бара, образующегося в результате действия фрикционных процессов в устьях, и б) на южной стороне дельты рукава впадают в более глубокие воды, где создается благоприятная обстановка для развития взвешивающих процессов во время периодов низкой и средней разгрузки реки. Образованные в последнем случае бары наиболее изучены в дельте Миссисипи. Они состоят из *тыльной части,* включающей мелкие протоки, субаквальные намывные валы и бары, лежащие на слабо воздымающейся платформе, узкого *гребня бара,* расположенного на небольшом расстоянии от устья, и *фронта бара,* который наклонен в море к продельте (термин «фронт бара» совпадает с понятием «дистальный бар» некоторых авторов). Эти элементы морфологии определяются преобладанием в устье реки взвешивающих процессов. Во время паводков соленый клин морской воды отжимается из рукавов и в устьях рукавов начинают преобладать фрикционные и инерционные процессы, в результате чего твердый сток реки проносится через тыльную сторону и гребень бара [2660]. Механизм продвижения устьевых баров был изучен в Южном устье дельты Миссисипи во время сильного паводка 1973 г. Гребень бара быстро наростился за счет накопления около 3 м осадков. Когда паводок прошел, эти осадки были размыты речным течением и перенесены в область фронта бара, что привело к перемещению изобаты 10 м на расстояние 90—100 м в глубь моря. Продвижение устьевого бара, следовательно, было наиболее заметным сразу же после пика паводка, и потому фации фронта бара имеют наиболее высокий потенциал сохранения [488].

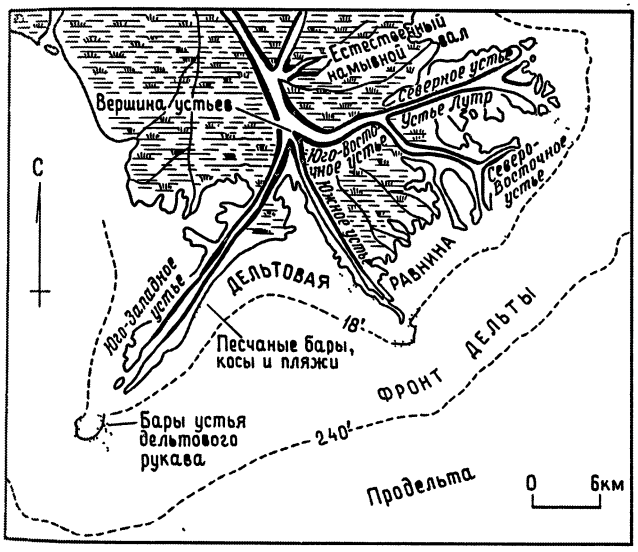


Рис. 6.16. Дельта Миссисипи. Флювиальная дельта, выполненная тонкозернистыми отложениями, фронт которой состоит из удаленных друг от друга устьевых баров, относящихся к глубоководным типам с преобладанием взвешивающих процессов в южной части (Юго-Западное и Южное устья) и к мелководным типам с преобладанием фрикционных процессов в восточной части (Северо-Восточное устье и Северное устье — устье Лутр). См. рис. 6.13, на котором показаны детали строения устьевых баров ([971], с изменениями).

В результате передвижения устьевых баров образуются крупномасштабные (60—150 м) разрезы регрессивного типа, в которых отражен переход от продельтовых глин к пескам верхней части фронта бара и его гребня [483, 489, 806, 809, 810] (рис. 6.17). Глины продельты изменяются по мощности от 20 до 100 м и обладают полосчатой текстурой за счет небольших изменений в размерах зерен или цвета. Из-за высокой скорости осаждения в глинах отмечается незначительная биотурбация. Но когда скорости временно уменьшались, накапливались более интенсивно биотурбированные горизонты. Основу этих глин составляет каркас случайно ориентированных сфер глинистых частиц с большими пустотами, что определяет их высокую пористость. Исключением являются тонкие корки плотноупакованных глин, отражающие зоны сдвига, связанные с синседиментационной деформацией [188, 267]. Глины продельты отлагаются из суспензии и лишены слоистости течения, но выше по разрезу они пере-

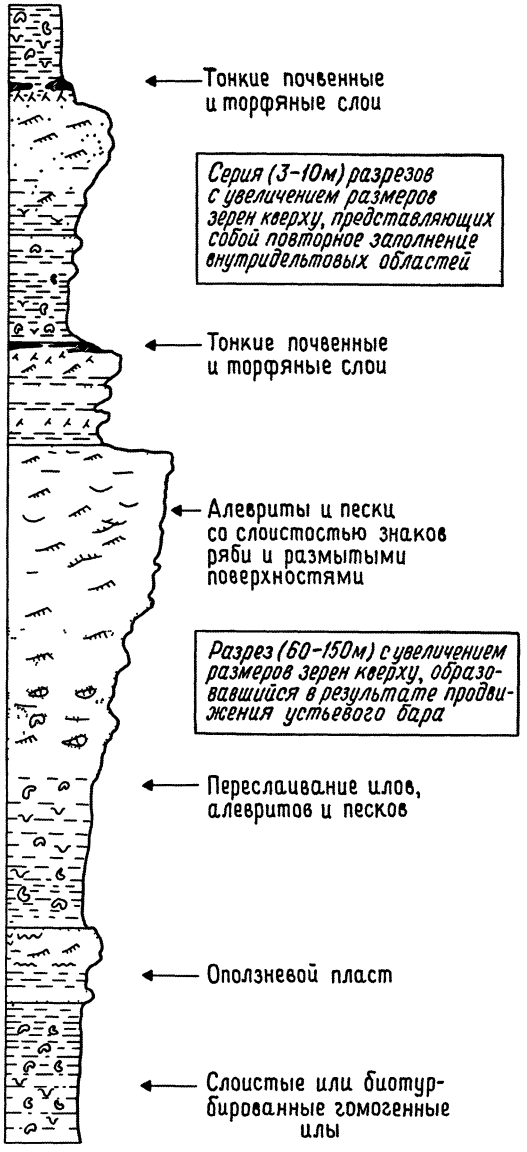
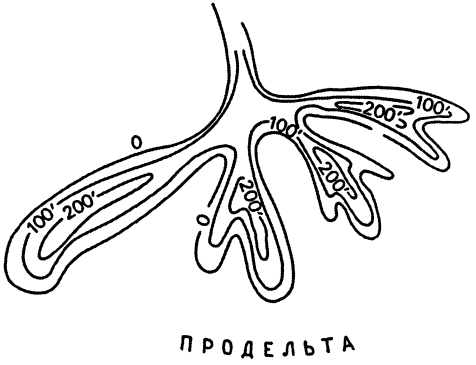


Рис. 6.17. Составной идеализированный разрез, отражающий продвижение устьевого бара в дельте Миссисипи [489].

слаиваются с параллельно- и линзовиднослоистыми алевритами и иногда тонкокосослоистыми песками, что отражает сочетание волнения, вторжения из русел наносонесущих потоков и отложения из суспензии. Гребень бара характеризуют относительно хорошо сортированные косослоистые пески с поперечной слоистостью знаков ряби, иногда параллельной слоистостью, отложенные в основном во время паводковых периодов. Так как бассейновые процессы не оказывают существенного влияния на поступление осадка и дельтовые рукава фиксируются по связанным илам, которые они размывают, передвижение систем рукав — устье вызывает образование серии радиальных песков пальцевых баров, которые лежат в основании современных рукавов и создают дельту типа «птичья лапа». Это двусторонне-выпуклые удлиненные тела длиной до 30 км, шириной 5—8 км и средней мощностью 70 м [809] (рис. 6.18).

Этот классический обзор фаций дельты Миссисипи имеет ограничения. Нельзя составить единый разрез регрессивного типа по фациальным признакам устьевых баров, так как существуют крупно- и мелкомасштабные изменения фаций при движении от прирусловых, осевых участков к участкам, удаленным от рукавов. Верхние части



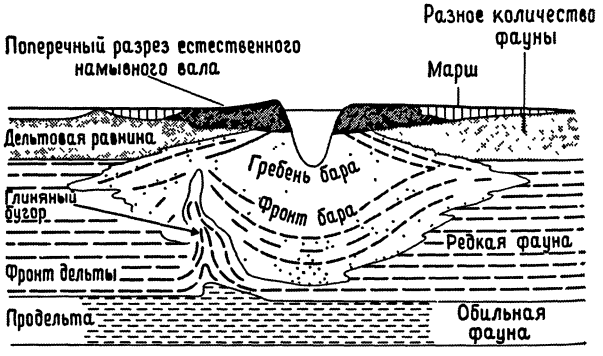


Рис. 6.18. Пески пальцевого бара дельты Миссисипи по описаниям Фиска [809]. Сейчас отмечается более значительная роль диапировых глиняных бугров в образовании тела песка по сравнению с первоначальным изображением, и баровые «пальцы», как полагают, состоят из мощных линз песка между диапирами, разделенными тонкими интервалами песка над диапирами (см. разд. 6.8.2. и рис. 6.45).

разрезов прирусловых обстановок могут быть слегка размыты мелкими протоками тыльной стороны бара или более основательно более глубокими, расположенными выше по течению протоками по мере продвижения дельты. Пески верхних частей устьевого бара, если они не размыты, будут отличаться большей мощностью в осевой области рукава по сравнению с удаленными участками, и многочисленные изменения деталей фаций будут сопровождать изменение мощностей, поскольку в разных точках устьевого бара действующие процессы заметно различаются. Следует отметить, что во время продвижения фронта дельты в этой области действуют различные деформационные процессы. Они прямо влияют на осадконакопление, так как создают области преимущественного осаждения песка или ила или перемещают уже отложенные осадки вниз по склону в виде потоков обломков и оползней (разд. 6.8). Принимая во внимание разнообразие этих процессов и частоту их действия, вряд ли можно ожидать образования хорошего регрессивного разреза в результате продвижения устьевого бара. Сказанное справедливо также и для описанного Фиском [809] примера песчаного тела пальцевого бара, поскольку некоторые деформационные процессы действуют с таким размахом, что влияют на все фации дельты. Например, первоначально считали, что пальцевые бары должны иметь примерно одинаковую мощность — около 70 м. Однако недавно было установлено, что первоначальная форма бара была изменена иловым диапиризмом, приведшим к образованию серии мощных линз песка, разделенных тонкими перемычками (разд. 6.8; ср. рис. 6.18 и 6.45).

В небольшой дельте реки Колорадо в заливе Матагорда, шт. Техас [1298], впервые был изучен другой тип дельты, сформированной действием преимущественно флювиальных процессов. В пределах одной из прежних лопастей этой дельты (до 1930 г.) протоки располагались близко друг к другу, и сплошной фронт дельты оказался составленным из «сросшихся» песков устьевого бара. Эта важная, альтернативная классической форме «птичья лапа»,флювиальная форма дельты распознается среди досовременных мелководных лопастей дельты Миссисипи [806, 854] (разд. 6.7).

Фронты дельт областей взаимодействия флювиальных и волновых процессов. В общем виде этот тип фронта дельты отличается ровной дуго- или аркообразной пляжевой береговой линией. Ее выступы в окрестностях устья дельтового рукава образуются за счет подчиненных устьевых баров с комплексами пляжевых валов на флангах и отражают способность волновых процессов частично перераспределять речной осадок. Современные фронты дельт этого типа представлены в дельтах Дуная, Эбро, Нила и Роны, которые расположены в замкнутых морях с умеренной волновой активностью и незначительной ролью приливных процессов.

Дельта Роны является наиболее детально изученной из этого перечня [1410, 2361, 2362] (рис. 6.19). Фронт дельты включает распространенные параллельно берегу пляжевые валы подводного склона, ограниченные со стороны моря относительно крутым (до 2°) склоном, погружающимся до глубины 50 м. Продвижение осуществляется за счет наращивания валов и перемещения устьевого бара и наиболее активно в районе главного рукава — Гранд-Рон. В других местах пляжевая зона фронта дельты узкая, а иногда отступает к берегу [2362], например к западу от устья Гранд-Рон, где старая лопасть дельты была переработана действием волн после ее отмирания.

Регрессивные разрезы фронта дельты были описаны на примере дельт Роны и Эбро [1436, 1563, 1828, 1829]. Биотурбированные относительно глубоководные глины переходят вверх в тонкослоистые алевриты, которые в средней части разреза включают отдельные слои алеврита и песка. Здесь обычна слоистость ряби, но песча-

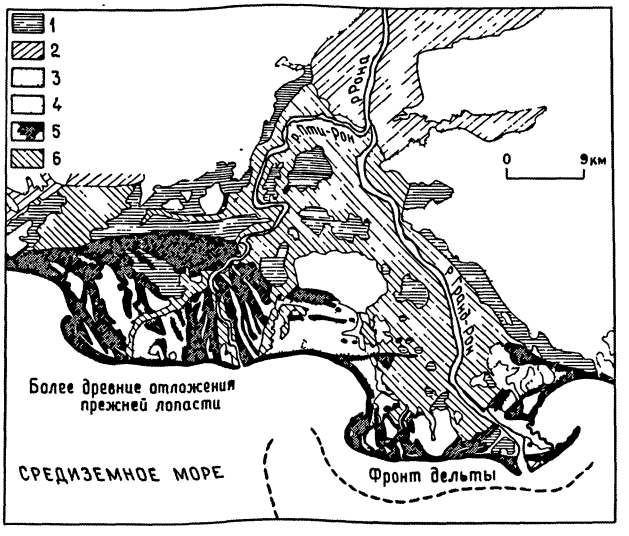


Рис. 6.19. Дельта Роны. Песчаная волновая дельта с непрерывной каймой прибрежных баровых песков [57]. *1* — тыльное болото; *2* — недифференцированная флювиальная область; *3* — доголоценовые отложения; *4* — прибрежные валы и пляжи; *5* — прибрежные низины; *6* — естественные намывные валы, каналы, косы.

ные слои у верхов разреза состоят из хорошо сортированного горизонтально-слоистого песка, отложенного в результате деятельности волновых процессов (рис. 6.20). Омкенс [1828] различает *флювиоморские* и *собственно морские* разрезы; первые образовались за счет прямого осаждения речных осадков около активного устья рукава, вторые сформированы осадками, перенесенными вдольбереговым течением из устья. Оба типа разрезов литологически очень похожи и могут быть распознаны по содержащейся в них фауне, которая более разнообразна и обильна в морских разрезах. Отсутствие характерных фаций флювиального устьевого бара в верхней части флювиоморских разрезов позволяет предположить ее размыв после отмирания дельтовой протоки и низкий потенциал сохранения.

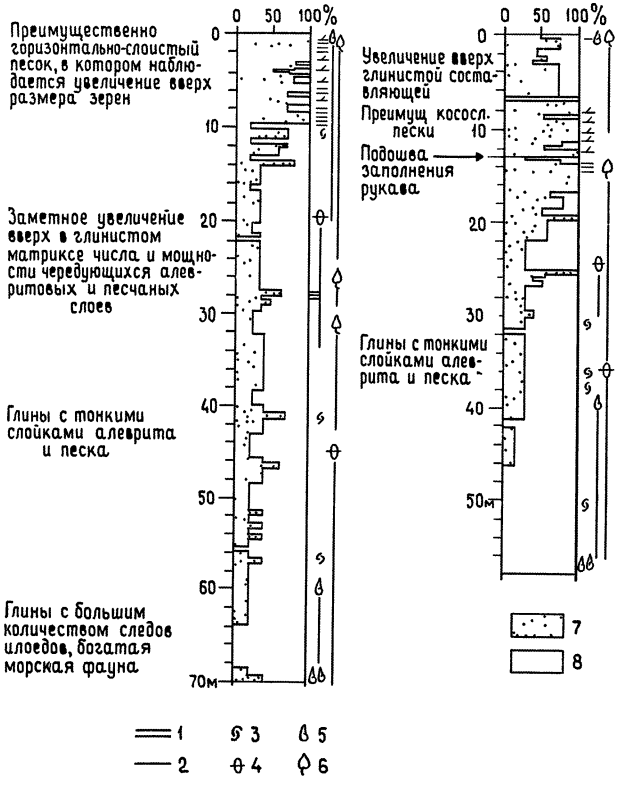


Рис. 6.20. Разрезы фронта дельты Роны, для которых характерно увеличение кверху размера зерен. *а* — размер зерен увеличивается вверх к прибрежным баровым пескам; *б* — разрез срезается на отметке 13 м размытым в основании разрезом флювиального рукава [1828]. *1* — горизонтальная слоистость; *2* — косая слоистость; *3* — оползшие слои; *4* — следы илоедов; *5* — раковины и их обломки; *6* — остатки растительности; *7* — песок; *8* — глина.

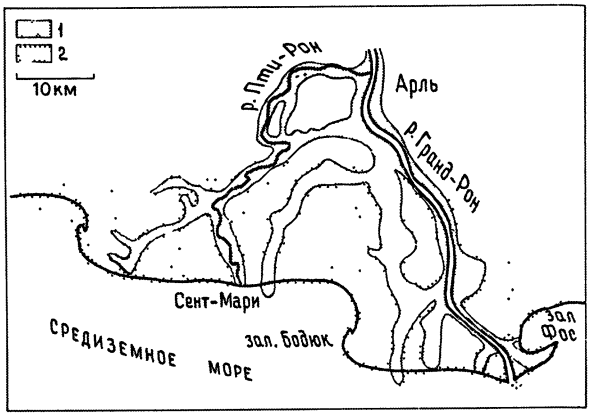


Рис. 6.21. Пример песчаного тела в дельте Роны. Показан вытянутый вдоль берега прибрежный баровый песок со слаболопастной формой, прорезанный местами песками флювиального дельтового рукава [1828]. *1* — флювиальный песок; *2* — прибрежный баровый песок.

Для дельты Роны типичны широко распространенные в латеральном направлении пляжево-баровые пески, местами срезаемые песками дельтовых рукавов [1828] (рис. 6.21). Максимальный размер этого слоя песка наблюдается в направлении, параллельном береговой линии, но около современных и прежде активных рукавов на него накладываются второстепенные лопасти. Описанный разрез похож на те, которые сформировались в результате латерального приращения устьевых баров в лопастных, преимущественно флювиальных дельтах, но отличается меньшей ролью песков русловых каналов и волновой природой слоя песка.

Фронты дельт с преобладанием волновых процессов. Волновые процессы в данном типе фронтов способны перераспределять большую часть осадка, поступающего в область фронта дельты. Для него характерны правильная пляжевая береговая линия с незначительными отклонениями в районе устья рукавов и достаточно крутой склон фронта дельты. Здесь не образуются устьевые бары, а изобаты параллельны береговой линии. В продвижение обычно вовлекается весь фронт дельты, а не отдельные его части, и оно более медленное по сравнению с другими типами. Позади береговой линии встречаются отмершие береговые валы, а в пределах дельтовой равнины часто располагаются эоловые дюны и удлиненные лагуны между валами. В плане валы разделены на отдельные группы несогласиями, которые отражают изменения в положении береговой линии, вызванные сменой направления вдольбере-

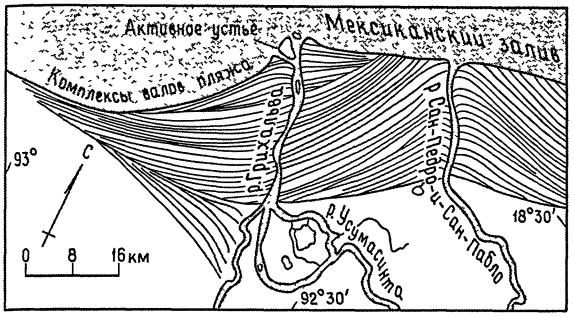


Рис. 6.22. Волновая дельта Грихальва [1937].

гового течения или положения дельтовых рукавов [551, 1937] (рис. 6.22).

Идеализированный регрессивный разрез этого типа фронта дельты описан из дельты Сан-Франсиску [489]. Лежащие в основании биотурбированные фоссилизированные илы переходят вверх в чередующиеся слои ила, алеврита и песка со следами волновой эрозии, сортировки и с косой слоистостью. Завершается разрез хорошо сортированным песком с параллельной и слабонаклонной слоистостью, представляющим высокоэнергетическую фацию пляжа (см. разд. 7.2). Разрез фронта дельты сменяют эоловые пески, хотя потенциал сохранения этих осадков не определен. Поскольку в выдвижение дельты вовлекается весь фронт дельты, то образующееся песчаное тело имеет пластообразную форму и параллельно береговой линии. Например, прибрежная равнина шт. Наярит в Мексике является широкой дугообразной волновой дельтой, продвинувшейся на 10—15 км при фронте 225 км со времени стабилизации уровня моря после голоценовой трансгрессии, в результате чего образовался большой пласт песка фронта дельты [551] (рис. 6.23).

Фронты дельт в областях взаимодействия флювиальных, волновых и приливных процессов. У фронта дельты приливные течения часто действуют одновременно с волновыми процессами. Зона действия приливов при этом тяготеет к устьям, а зона действия волн — к остальной части фронта, и береговая линия поэтому слагается пляжами волнового поля или береговыми валами пляжа, разделенными приливными дельтовыми протоками и устьевыми участками. Дальше от берега изобаты и фациальные зоны параллельны береговой линии, хотя в окрестностях устьев могут слабо выступать в море. Примеры этого типа имеются в дельтах Иравади, Меконга, Нигера и Ориноко, причем наиболее хорошо описана дельта Нигера [27] (рис. 6.24).

Пляжево-баровую береговую линию дельты Нигера рассекают более 20 приливных рукавов, в каждом устье которых располагается мелководный песчаный бар. Бары изменяются по форме от линейных до дугообразных и отклоняются от прямого направления вдоль фронта вдольбереговыми течениями. Они были описаны как устьевые бары реки, несмотря на то что речная разгрузка здесь минимальна [1762]. Кажется более вероятным, что бары образовались в результате распространения приливных течений, и обстановка более походит на приливно-отливные дельты (разд.

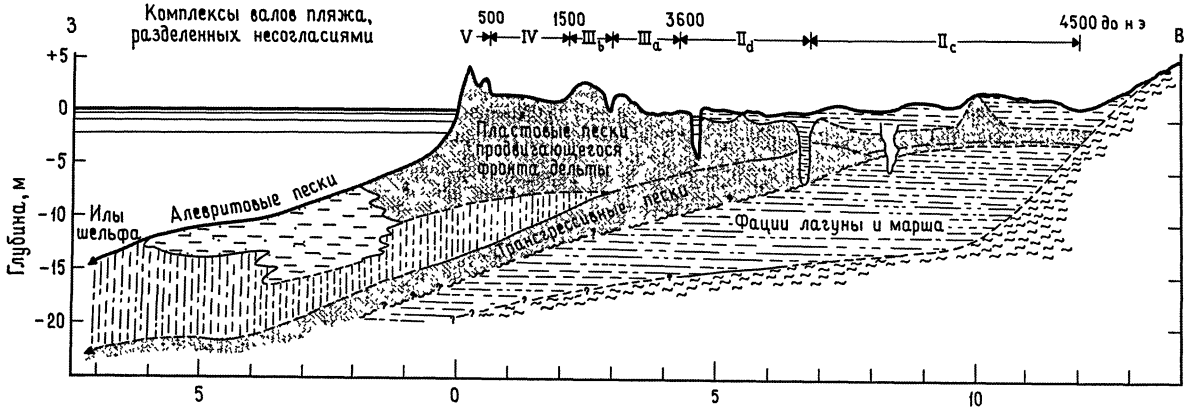
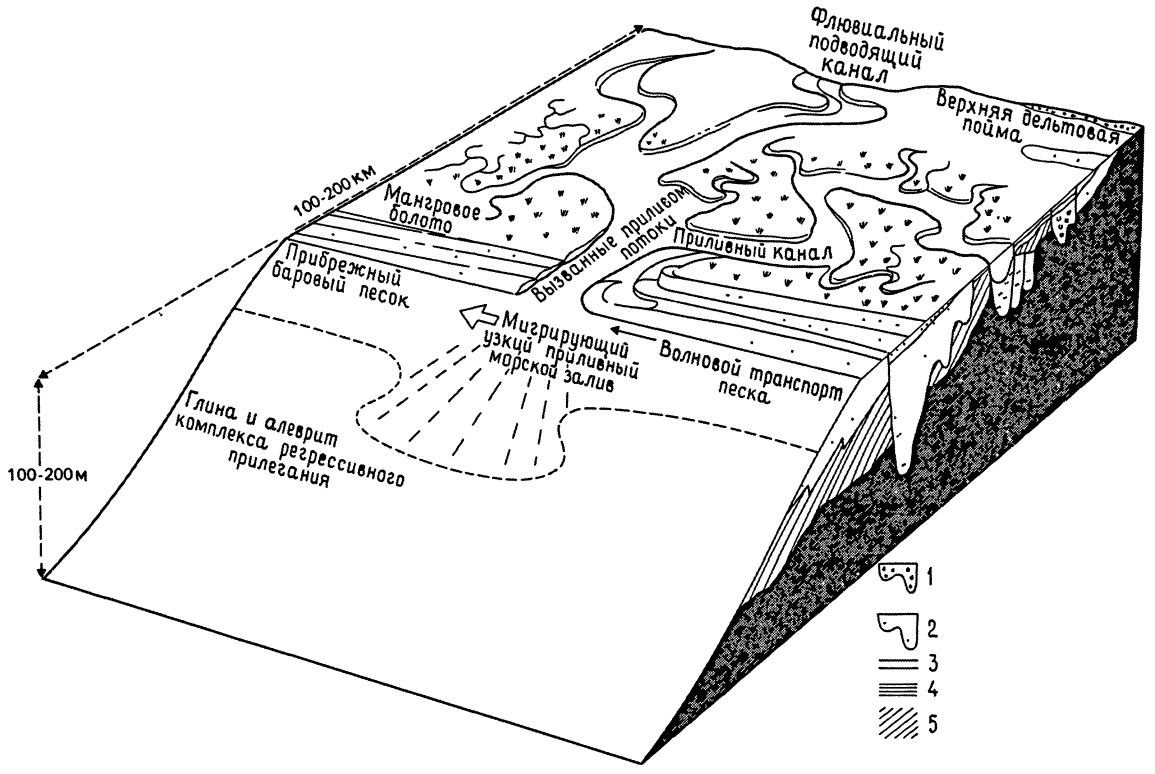
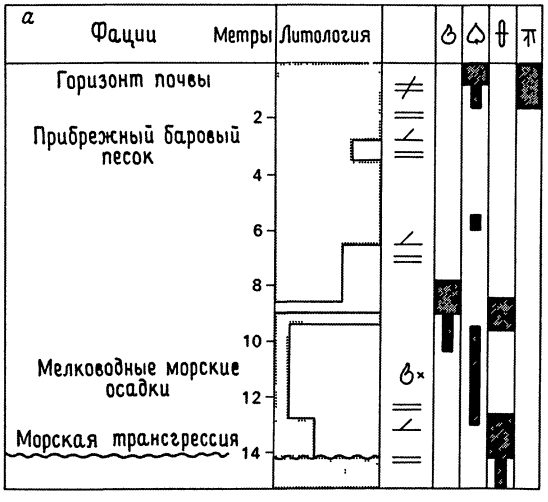


Рис. 6.23. Разрез через волновую дельту шт. Наярит в Мексике. Показано обширное песчаное тело, образовавшееся в результате продвижения фронта дельты после голоценовой трансгрессии [551]. Расстояния даны в километрах. Вертикальный масштаб увеличен в 200 раз.





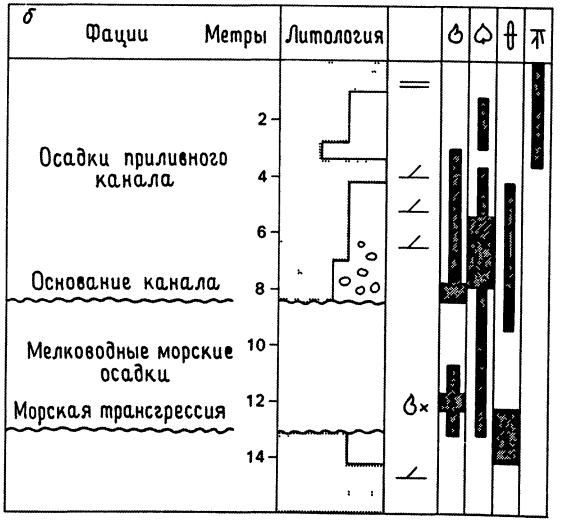


Рис. 6.24. Волновая и приливная дельта Нигера, фронт которой состоит из (*а*) волновых, с увеличивающимся кверху размером зерен разрезов прибрежных баров, срезаемых (*б*) размытыми в основании разрезами приливных каналов, залегающими непосредственно на мелководных морских осадках [1830] (условные обозначения см. на рис. 6.5). *1* — заполнение флювиального канала; *2* — заполнение приливного канала; *3* — прибрежный баровый песок; *4* — солоноватоводно-пресноводные глины/алевриты; *5* — морские глины/алевриты.

7.3). Эти черты и фации пляжа скорее относятся к прибрежной террасе, чем к однообразно наклоненному и удаленному от берега участку дна. Такая терраса, известная как «платформа фронта дельты», лежит на глубине 5—10 м, имеет ширину до 20 км и отличается режимом, обусловленным взаимодействием приливных течений, волн, вдольбереговых и непостоянных течений [27]. За платформой фронт дельты постепенно переходит в сторону моря в низкоэнергетическую обстановку, слабо подверженную действию волн, приливных течений и Гвинейского течения, которое оконтуривает склон продельты. Для различных субобстановок фронта дельты Нигера имеются детальные описания фаций, а также вертикальных фациальных разрезов по скважинам [27, 1830, 2566]. Разрезы мощностью от 10 до 30 м начинаются с биотурбированных глин с редкими линзами алеврита и песка, которые переходят вверх в чередование ила, алеврита и песка. Вверх по разрезу существует или постепенный переход в хорошо сортированные параллельно-слоистые пески фации пляжа или разрез срезается песками приливного канала (рис. 6.24). В идеальном случае этот фронт дельты мог быть представлен пластоподобным телом пляжево-барового песка, обычно прорезанным линейными песчаными телами приливных каналов, перпендикулярных береговым линиям, и характеризоваться распространением вверх по восстанию и (?) вниз по падению. Но в действительности черты песчаного тела сильно контролируются синседиментационными разломами [2566] (разд. 6.8.2).

В дельтах Меконга и Иравади береговая линия состоит из прерывистых, подобных береговым валам гряд пляжа в большей степени, чем из собственно пляжево-барового комплекса. Продвижение береговой линии в дельте Меконга привело к образованию области отмерших пляжевых гряд, протягивающихся в глубь суши на 56 км. В этом направлении гряды постепенно теряют свое значение и в конечном счете перекрываются фациями дельтовой равнины [1387].

Фронты дельт с преобладанием приливных процессов. Береговые линии и области устьев дельтовых рукавов этого типа фронтов часто являются плохо определимым переплетением гряд приливных течений, каналов и островов, которые могут распространяться на значительные расстояния от берега, прежде чем перейти в склон фронта дельты (например, дельта Ганга — Брахмапутры) [482]. Основными чертами фронта дельты такого типа являются приливные гряды, радиально расположенные по отношению к устьям рукавов. В дельте реки Орд гряды имеют в среднем длину 2 км, ширину 300 м и колеблются по высоте от 10 до 22 м. В каналах между грядами встречаются отмели и бары с донными формами рельефа, согласующимися с направлением паводковых и приливно-отливных течений [489]. В идеализированном разрезе из этой дельты пески приливных гряд верхов регрессивного типа разреза фронта дельты характеризуются двунаправленной мульдообразной косой слоистостью со случайными глинистыми слойками и многочисленными мелкими каналами (рис. 6.25). С точки зрения геометрии в пределах фронта дельты описываемого типа формируются довольно мощные удлиненные песчаные тела, нормальные к простиранию берега. Небольшая амплитуда приливов и преимущественно илистый твердый сток служат причиной того, что фронт дельты Махакама состоит из обширной, наклоненной в сторону моря платформы шириной 8—10 км, сложенной речными и приливными алевро-песками, местами обогащенными переотложенным волнами растительным детритом [21].

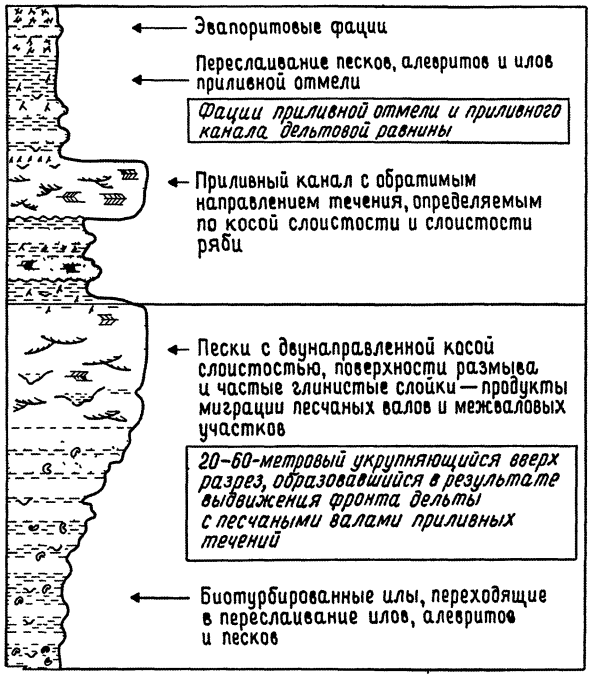


Рис. 6.25. Составной идеализированный разрез приливной дельты реки Орд [489].

6.6. ОТМИРАНИЕ ДЕЛЬТЫ

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. Хотя большая часть осадков накапливается в конструктивную фазу, изучение фазы отмирания может оказать существенную помощь при интерпретации недавних и древних дельтовых разрезов.

Одной из причин отмирания является изменение направления течения речных или дельтовых каналов в результате удлинения русловой системы в процессе выдвижения дельты в бассейн. При этом образуются более короткие и крутые пути стока, и, если размыв берегов увеличивается во время серии паводков, это может стать неотъемлемой чертой сети каналов, которая постепенно принимает возрастающую часть стока главного потока вплоть до отмирания последнего [804]. Через современный рукав Атчафалайа дельты Миссисипи отводится возрастающее количество стока реки. От места ответвления до впадения в Мексиканский залив рукав имеет длину около 227 км, тогда как длина самой реки достигает 534 км. Темп продвижения Атчафалайа ускоряет развитие следующей главной фазы отмирания этого дельтового комплекса. Искусственное регулирование до некоторой степени приостановило развитие этого процесса, но все равно в одноименном заливе быстро формируется новая дельта [1090, 1091].

Современной дельте Миссисипи предшествовала серия мелководных дельт, продвигавшихся через мелководный шельф к востоку и западу от современной дельты. Здесь было обнаружено четыре крупных досовременных дельтовых комплекса, включающих 15 лопастей [854] (рис. 6.26). Так как эти лопасти отмерли за последние 6000 лет, они представляют разные стадии отмирания и демонстрируют последовательность событий, отражающих последовательные изменения в процессе отмирания. Дельты были стабильны и медленно погружались по сравнению с более глубо-

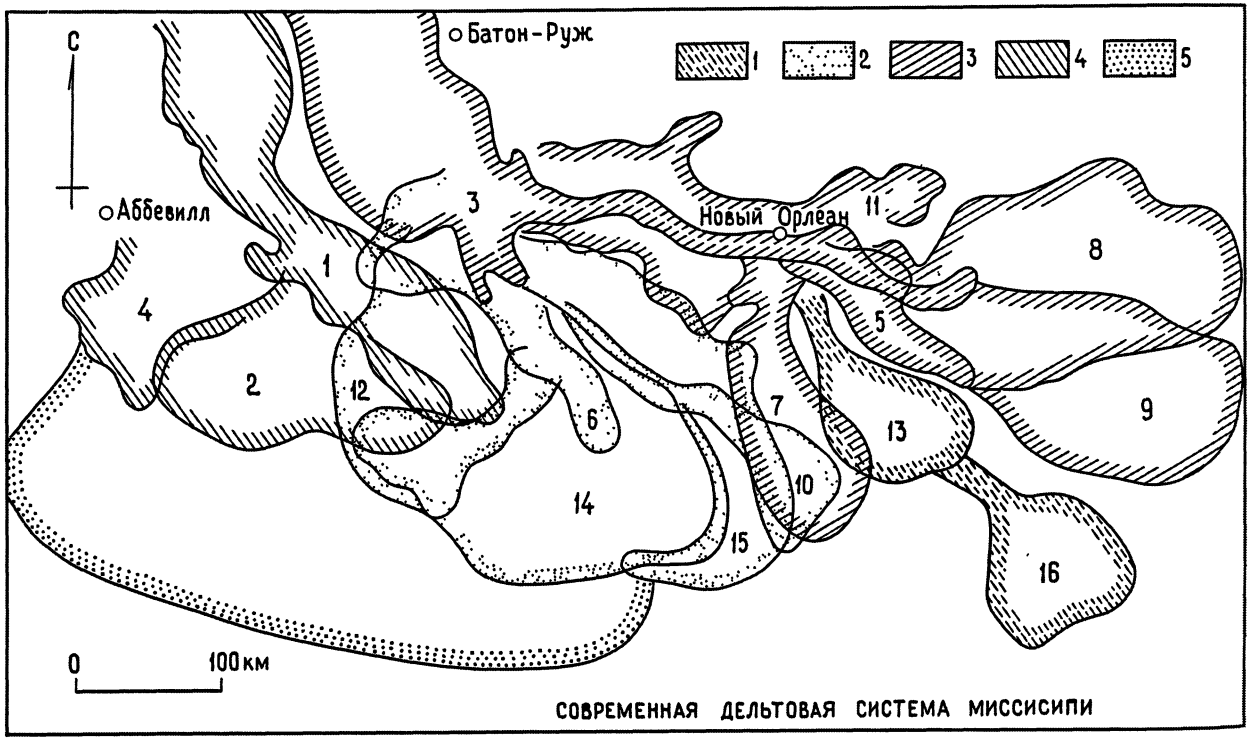


Рис. 6.26. Дельтовые комплексы и лопасти досовременной и современной дельты Миссисипи [800, 854]. *1* — современный дельтовый комплекс Плакминс; *2* — дельтовый комплекс Лафурш; *3* — дельтовый комплекс Сент-Бернард; *4* — дельтовый комплекс Теше; *5* — дельтовый комплекс Маринго́йн.

ководной, приуроченной к краю шельфа современной дельтой Миссисипи. Для мелководных дельт также свойственны пластообразные пески фронта дельты, которые протягиваются на расстояние 800 км и даже более, что указывает на общее погружение [806] (разд. 6.7.1; рис. 6.36). Изменение комплекса Лафурш заключается в небольшом выравнивании береговой линии, которое сопровождается латеральной транспортировкой размытого песка и формированием малого барьерного острова (Гранд-Айл). Более поздние стадии отмирания иллюстрируются комплексом Сент-Бернард, который характеризуется узким дугообразным барьерным островом (острова Шанделур), образованным в результате волновой переработки бывшей береговой линии дельты (рис. 6.27). Этот «остров края дельты» ограничивает мелкий залив, расположенный на прежней дельтовой равнине, в котором медленно накапливались фоссилизированные глины, алевриты и пески. По мере погружения острова края дельты перемещаются в сторону суши, так как они полностью зависят от подстилающей их отмершей лопасти из-за поставки осадка. Наконец, острова края дельты еще более древних комплексов Теше и Маринго́йн маркируются широкими, погруженными на несколько метров ниже уровня моря мелководными областями. Параллельно с описанными изменениями вблизи древней береговой линии выше по течению откладываются слои торфа, которые могут непрерывно распространяться на площади в несколько сотен квадратных километров, а в удаленных более глубоководных обстановках продолжается «нормальная» или фоновая седиментация (медленное осаждение глин с раковинами, накопление карбонатов?). Следовательно, ранее всего отмершая дельта хорошо сохраняется, за исключением частично переработанной береговой линии. В этом примере во время фазы отмирания образуется тонкий, лате-

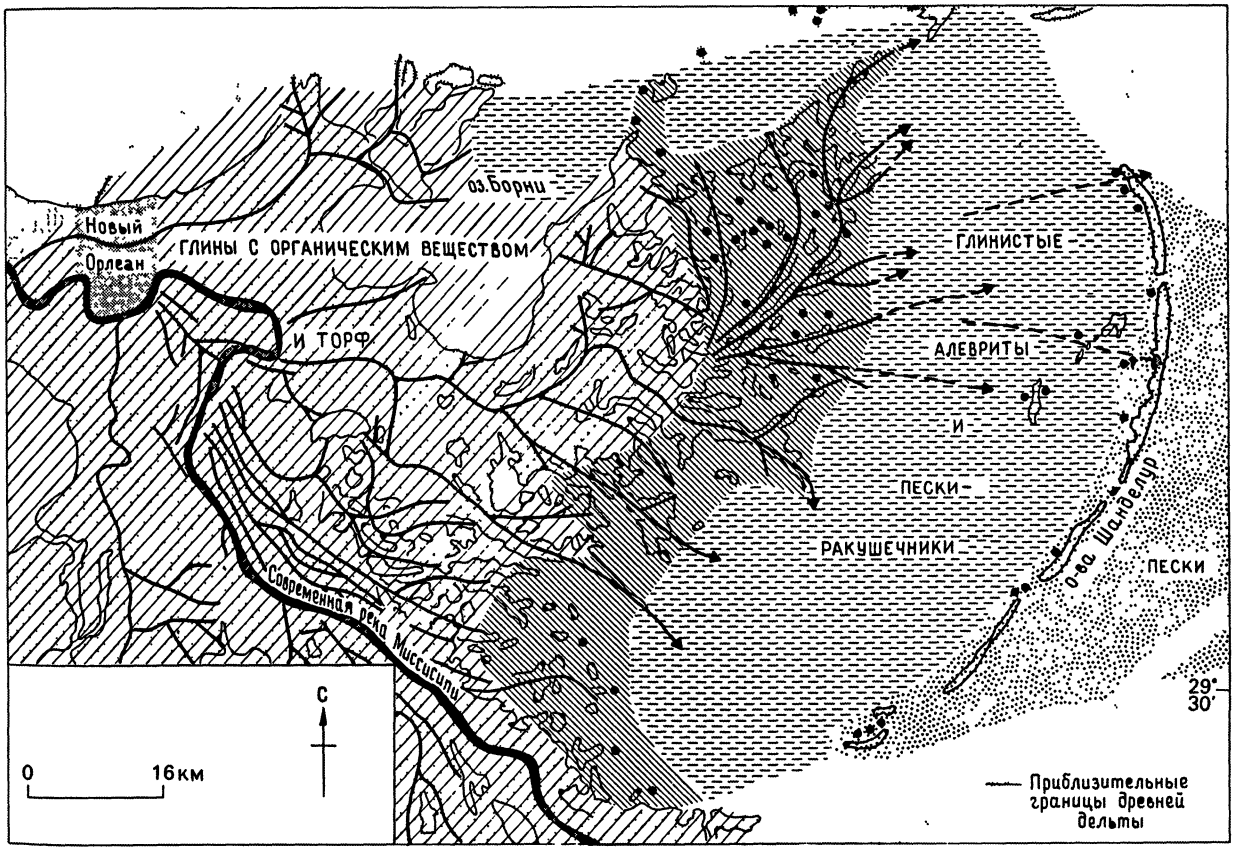


Рис. 6.27. Отмершая мелководная лопасть Сент-Бернард досовременной дельты Миссисипи, иллюстрирующая изменения после отмирания [484]. Жирные точки — устричные рифы.

рально выдержанный слой, который фациально изменяется по профилю через отмершую дельту, но отличается относительно низкими скоростями накопления. Слой торфа по латерали переходит в фоссилизированные глины, алевриты и пески закрытого залива (угнетенная фауна?), в тонкий пласт песка, который является перекрытым остатком барьерного острова края дельты, и, наконец, в тонкий слой удаленных от берега фаций с разнообразной и обильной морской фауной.

Радиуглеродное датирование торфяных прослоев показывает, что за время отмирания одной лопасти может возникнуть, развиться и начать отмирать другая лопасть [854, 856]. Тонкий горизонт фаций отмирания, следовательно, может охватывать гораздо более длительный интервал времени, чем мощная фациальная ассоциация конструктивной фазы.

Так как концепция отмирания дельты возникла на примере дельты Миссисипи, необходимо рассмотреть ее универсальность, для чего нужно при изучении других дельт сделать упор на их изменчивость. Возникновение и отмирание дельтовых лопастей связаны с частотой изменения направления дельтовых рукавов. Быстрое выдвижение преимущественно флювиальных дельт вызывает образование выступов береговой линии, и градиент их значителен. Изменение направления рукавов частое, и лопасть разрастается. Однако, когда эффективность действия волн увеличивается, дельты продвигаются медленнее на более широком фронте. Это уменьшает скорость выдвижения, и изменение направления рукавов становится реже. Кроме того, после отмирания большая часть дельты, вероятно, будет переработана волнами. Например, в дельте Роны сформировались только три лопасти за тот же период, за который были образованы лопасти дельты Миссисипи. При отмирании преимущественно волновой дельты возможная лопасть будет, вероятно, переработана волнами, а вся область дельты будет перекрыта трансгрессией. В приливных дельтах отчуждение обычно ограничено пределами флювиальных каналов верхней части дельтовой равнины или речной долины, так как приливные каналы имеют тенденцию перемещаться быстрее, чем изменять направление. Из-за того что приливные дельты часто существенно изменяют направление береговой линии, отчуждение может происходить в областях выше по течению, но многие из этих дельт расположены в узких бассейнах, что ограничивает развитие отдельных лопастей.

Изменение направления каналов и развитие дельтовых лопастей являются, следовательно, преимущественной чертой флювиальных дельт и в меньшей степени свойственны флювиально-волновым дельтам. Однако отмирание дельты также может быть результатом подъема уровня моря, колебаний в поступлении осадочного материала, обусловленных изменениями климата в областях сноса или тектоническими причинами перехвата рек. Например, в дельте Ганга — Брахмапутры перехват реки произошел в результате сочетания процесса раскалывания фундамента и необычайно больших паводков. Перехват реки Хугли привел к отмиранию большой дельтовой области, занятой в настоящее время обширными болотами.

6.7. СТРОЕНИЕ ДРЕВНИХ ДЕЛЬТ

Отложениям древних дельт присущи следующие черты:

а) Это мощные, преимущественно терригенные разрезы, которые по мере продвижения дельты изменяются от удаленных от берега бассейновых фаций внизу до континентальных, флювиальных фаций вверху.

б) Осадочное тело дельты имеет ограниченный размер по площади, благодаря чему около устья крупной реки формируется депоцентр.

в) Разрезы внутри депоцентра часто повторяются или имеют циклическое строение, что обусловлено повторением стадий продвижения и отмирания или всей дельты, или ее лопастей.

г) В крупных, длительно живущих дельтах в различных случаях возникает серия отдельных депоцентров, обусловленных долговременными колебаниями в поступлении осадков, погружении и изменениях уровня моря.

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 регрессивного типа, которые запечатлевают переход от тонкозернистых фаций удаленных от берега участков или продельты к фациям береговой линии, среди ко-

торых доминируют песчаники. Эти разрезы образуются в результате продвижения фронта дельты и могут срезаться разрезами флювиальных или приливных каналов по мере ее продолжения. Разрезы сильно изменяются внутри дельт в зависимости от их близости к устью рукава и между дельтами в соответствии с режимом фронта древней дельты, природы и интенсивности синседиментационных деформационых процессов. Рассмотрение процессов, действующих в этой субобстановке, обычно является решающим для полного понимания древней дельты, как зоны взаимодействия между флювиальными процессами, определяющими поставку осадочного материала, и бассейновыми процессами в районе фронта дельты.

Фациальная ассоциация отмирания дельты включает те фации, которые накапливаются вследствие отмирания дельты или ее лопасти. Фации отмирания — это тонкие, но латерально выдержанные маркирующие слои, состоящие из фаций, отражающих низкие скорости осадконакопления. Несмотря на их незначительную роль в разрезе, фации отмирания важны по следующим четырем причинам [711, 798]: 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 и 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, если не более, следует, что в древней летописи может быть распознан более разнообразный ряд дельтовых типов.

6.7.1. Древние флювиальные дельты. В геологическом прошлом был восстановлен широкий ряд флювиальных дельт, особенно среди отложений карбона Европы и США, приповерхностных третичных отложений побережья Мексиканского

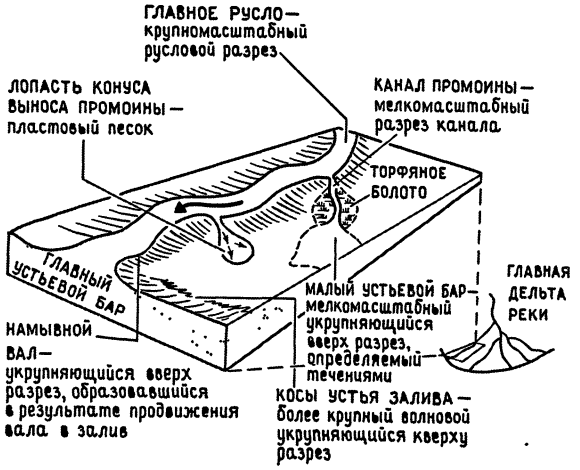


Рис. 6.28. Разрезы и песчаные тела флювиального внутридельтового залива [716].

залива в США и в меньшей степени юрских и меловых отложений Западного Внутреннего бассейна в США. Прежде чем перейти к обсуждению нескольких типов флювиальных дельт, необходимо предпослать следующее введение к описанию фациальных ассоциаций этих дельт.

Ассоциации флювиальной дельтовой равнины включают фации крупных флювиальных дельтовых рукавов, мелких промоин, внутридельтовых заливов, которые часто встречаются в виде серии мелких разрезов регрессивного типа, отражающих повторные заполнения заливов [116, 712, 780] (рис. 6.28). Эти разрезы характеризуются мощностью в среднем 4—10 м и начинаются с аргиллитов — алевролитов, осажденных из взвеси в пределах всей внутридельтовой области во время паводковых периодов. В них часто обильны растительные остатки и солоновато- и пресноводная фауна. Осадкам иногда свойственна тонкая ленточная слоистость, но обычно они полностью биотурбированы. В обогащенных органическим веществом аргиллитах — алевролитах часто встречаются конкреции или тонкие прерывистые слои сидерита, образованные во время раннего диагенеза до стадии уплотнения осадков, современный аналог которых описан для озерных отложений Атчафалайа [1132]. Аргиллиты и алевролиты могут слагать весь разрез заполненного залива, но обычно разрезы завершаются маломощным слоем песчаника. Детали фаций песчаников различаются в зависимости от того, отражают ли они строение намывных валов, лопастей конусов выноса промоин берегов, сочетания малый устьевой бар — канал промыва или переработанных

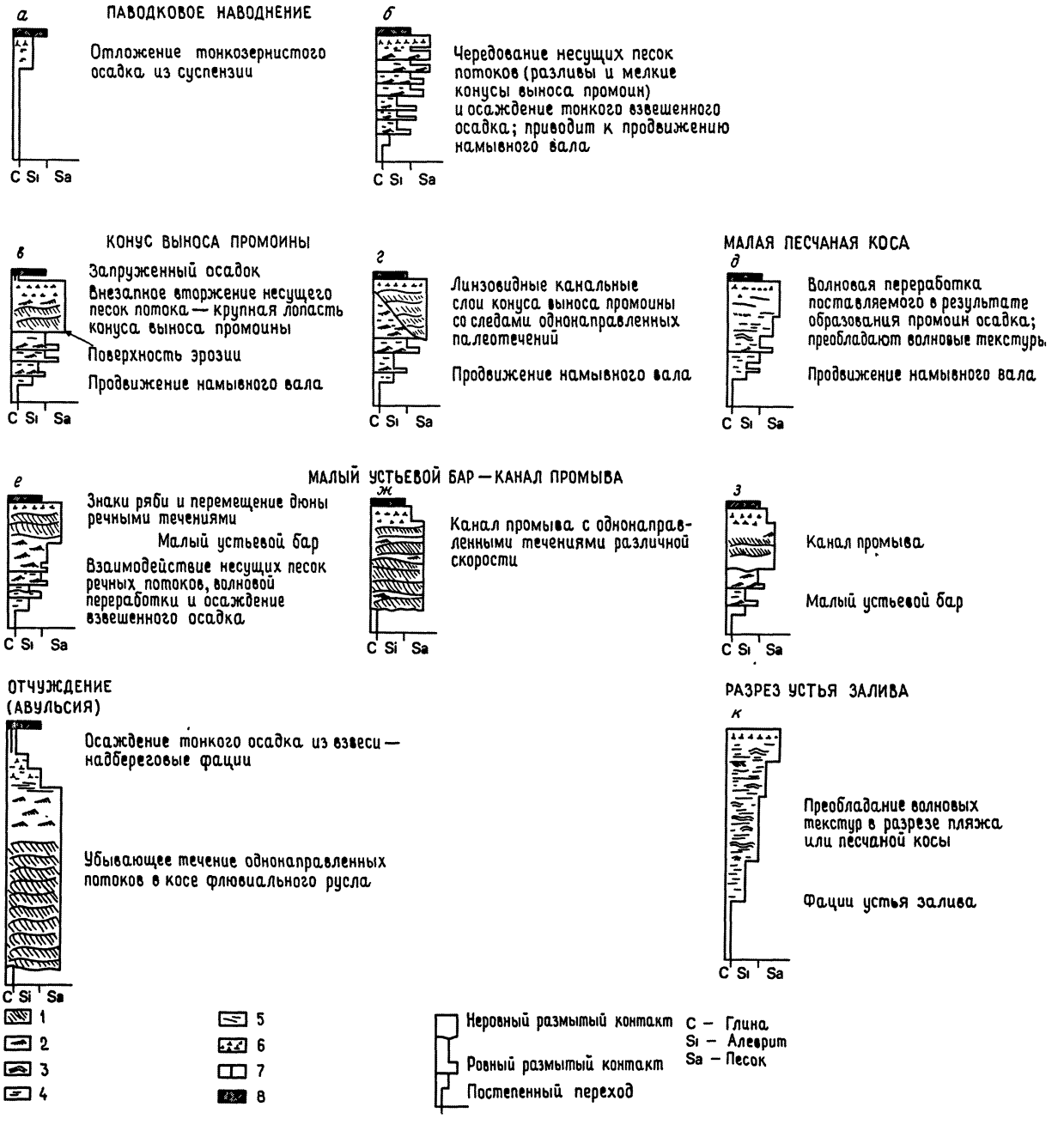


Рис. 6.29. Разрезы флювиальных внутридельтовых областей [712]. *1* — грубые косые слои; *2* — асимметричные знаки ряби; *3* — симметричные знаки ряби; *4* — горизонтальная слоистость; *5* — поверхности аккреции; *6* — корешки; *7* — карбонаты; *8* — торф. Вертикальный размер: *а* — *з* — 2—10 м, *и* — *к* — 6—14 м.

волнами кос (рис. 6.29). В разрезах намывных валов преобладают многочисленные тонкие, размытые в основании слои песчаников со слоистостью ряби или горизонтальной слоистостью, образованных паводковыми наводнениями или небольшими конусами выноса промоин (рис. 6.29, *б*). Эти слои постепенно переходят вверх в аргиллиты и алевролиты, осажденные из взвеси во время спада паводков. В сторону от края канала отдельные слои становятся тоньше, размер зерен в

них уменьшается и в некоторых случаях наблюдался наклон осадков [716, 1158]. Тенденция увеличения размера зерен вверх по разрезу, как считается, отражает заполнение залива в результате роста или внедрения намывного вала в залив. Образование больших конусов выноса промоин, когда за один раз осаждается около 1 м осадка, часто ускоряет заполнение залива и, таким образом, завершает формирование соответствующих разрезов (рис. 6.29, *в, г*). Конус выноса промоины — это пластоподобная или линзовидная,размытая в основании свита, которая характеризуется последовательностью текстур, отражающей убывание силы потока, и уменьшением размера зерен кверху и которую можно легко спутать с турбидитными отложениями (ср. разд. 3.9.2; рис. 3.36). Резкое обмеление, вызванное внезапным действием этих крупных конусов выноса промоин, может вызвать запруживание и осушение области конуса и завершить разрез залива. Системы канал промыва — малый устьевой бар вызывают образование многочисленных разрезов заполнения заливов. Для устьевых баров свойственны разрезы с постепенным увеличением размера зерен кверху, что отражает увеличивающееся влияние течений волочения по мере продвижения бара, но средние и верхние части этих разрезов часто размываются каналом промоины, снабжающим устьевой бар (рис. 6.29, *е—з*). Разрезы каналов промоин характеризуются мощностью 1—4 м и слагаются фациями заполнения канала, которые содержат многочисленные поверхности размыва, глинистые прослои и следы появления временных донных форм. Эти черты отражают слабое течение в каналах промоин, приводящее к залечиванию или «осушению» канала во время периодов стадии низкой воды. Переработка накопленного в результате прорыва берегов осадка локально образованными ветровыми волнами приводит к формированию маломощных волновых разрезов с увеличением размера зерен кверху, что, вероятно, отражает миграцию береговых отмелей (рис. 6.29, *д*). Каждый из этих разрезов заканчивается маломощным и невыдержанным песчаным телом, но вместе они часто объединяются в более обширный пласт песчаника, который занимает всю внутридельтовую область (рис. 6.30). Ближе к верхней части разрезов нередко встречаются палеопочвы, а при благоприятных климатических условиях в заполненных заливах может накапливаться торф.

Подобный комплекс разрезов широко распространен в вестфальских угольных толщах Северной Европы [1982, 2160]. Мелкомасштабные разрезы с увеличением размера зерен кверху, идентичные образованным малыми устьевыми барами, отражают заполнение мелководных озер маленькими дельтами. Эти разрезы локально эродированы каналами, иногда с латеральными поверхностями аккреции [2160], которые являются флювиальными протоками, питающими озерные дельты. В целом описанная обстановка напоминает рассмотренную Колеманом [481] в озерно-болотной области Атчафалайа.

Разрезы дельтовых рукавов в том же комплексе мощнее разрезов каналов промоин и отражают более постоянные условия разгрузки, хотя все еще со стадиями флуктуации. Они подобны разрезам флювиальных русел. Поверхности размыва в основании рукавов сопровождаются внутриформационными обломками, такими, как фрагменты аргиллитов и алевролитов, остатками же-

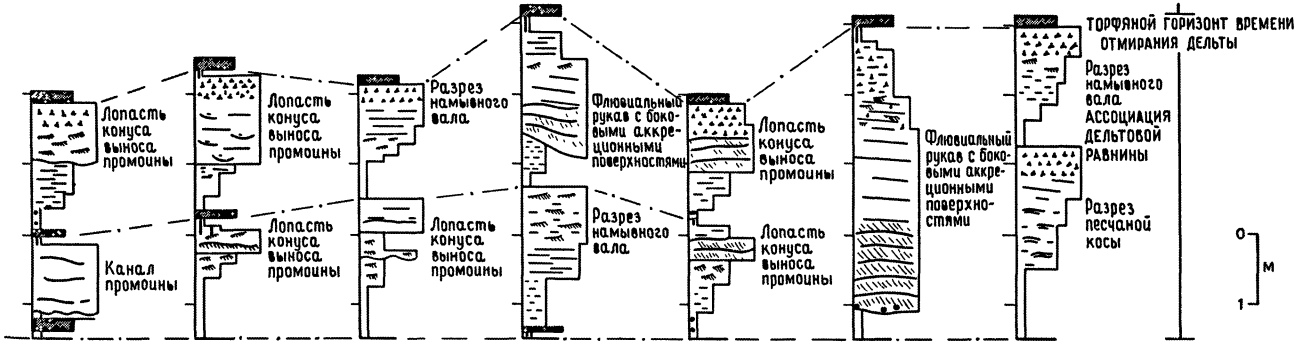


Рис. 6.30. Ассоциация флювиальной дельтовой равнины из верхнекаменноугольных отложений северной Англии. Состоит из двух разрезов заполнения заливов, объединяющих по латерали лопасти конусов выноса промоин, намывные валы и песчаные косы, срезанные местами каналами промоин и рукавов. Горизонтальное расстояние 10 км [713].

лезистых желваков и фрагментами растений. Русловым песчаникам свойственны различные текстуры: мульдообразная и плоская косая слоистость, параллельная слоистость и слоистость ряби течения, которые образованы однонаправленными течениями волочения переменной силы. Тела песчаников могут быть одно- или многоярусными, причем в пределах одного дельтового комплекса первые тяготеют к нижней части дельтовой равнины, а вторые — к ее верхней части (см. ниже). Для дельтовых равнин обычным явлением бывает отчуждение (авульсия), ведущее к отмиранию рукавов, что часто служит причиной образования разрезов каналов заполнения с тенденцией к уменьшению размера зерен вверх по разрезу (рис. 6.31), тонкозернистые члены которых включают алевриты со слоистостью ряби, редкие тонкие песчаники конусов выноса промоин, богатые растительными остатками сланцы и слои палеопочв и углей. Вне этих обобщенных схем русловые песчаники проявляют значительное различие. Так, в одном примере из верхнекаменноугольных отложений северной Англии наличие латеральных аккреционных поверхностей позволяет восстановить сильно извилистый рукав, тогда как в другом случае гигантские косослоистые серии мощностью до 40 м интерпретируются как чередование прислоненных баров в слабо извилистом рукаве [1606] (разд. 3.9.4; рис. 3.52). В дельте Рочес-Грит в той же области похожие большие дельтовые рукава со стоком преимущественно в форме волочения с чередующимися барами перемещались в латеральном направлении на короткие расстояния и образовали пласт песчаника, прослеживающийся на площади в 400 км^2. Этот песчаник нацело сложен русловыми фациями, указывающими на то, что более тонкозернистые фации дельтовой равнины были размыты перемещающимися рукавами [1288].

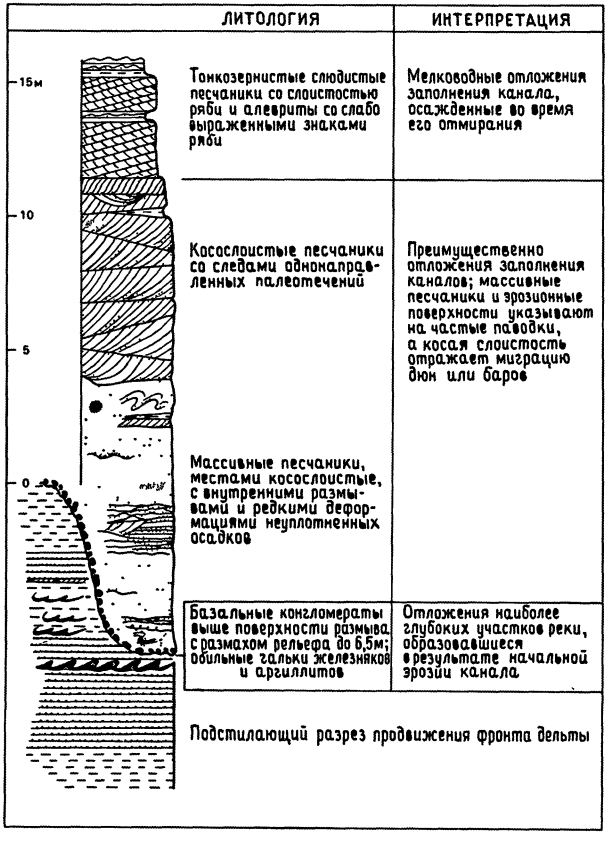


Рис. 6.31. Разрез каменноугольного флювиального дельтового рукава, юго-западный Уэльс [1324].

Часто можно различить фациальные ассоциации верхней и нижней частей дельтовой равнины внутри единого дельтового комплекса [1158]. Ассоциация нижней части дельтовой равнины состоит из довольно мощных разрезов заполнения заливов, в которых доминируют фации системы малый устьевой бар — канал промоины, отложенные в дистальных частях заливов. Песчаники дельтовых рукавов нижней части дельтовой равнины представлены тонкими одноярусными свитами ограниченного распространения, которые отражают малые размеры проток и частоту их миграции (разд. 6.5). Фациальные ассоциации верхней части дельтовой равнины определяются мощными многоярусными, широко распространенными русловыми песчаниками, разделенными фациями внутридельтовых заливов, состоящими в основном из осадков намывных валов и конусов выноса промоин. Торфяные слои в одних случаях более многочисленны и отличаются большей мощностью в обстановках верхней и средней частей дельтовой равнины [779, 1158], в других же случаях они более многочисленны среди отложений нижней части дельтовой равнины [825, 2083]. Последний пример особенно характерен для тех мест, где фронт дельты представлен непрерывным телом песчаника, сложенного или сросшимися устьевыми барами или волновыми пляжами; древние торфяники здесь накапливались сразу же за фронтом дельты.

Из-за того что в фациях внутридельтовых заливов фауна встречается редко, трудно различить пресные, солоноватые и соленые заливы. Решению этой проблемы, однако, может помочь палинологический анализ сланцев [1026].

Разрезы фронтов дельт флювиального типа широко представлены в геологической летописи и характеризуются существенными различиями.

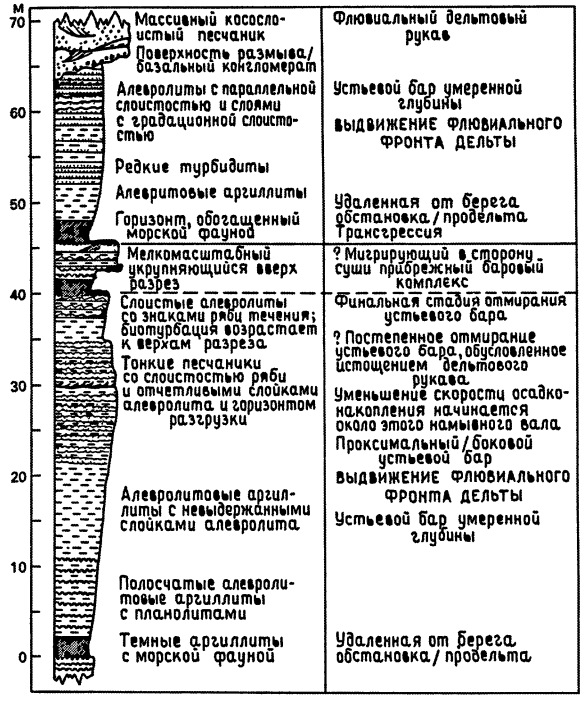


Рис. 6.32. Различия в разрезах флювиальных фронтов дельт. Верхняя часть разреза (0—40 м) отражает сокращение скоростей осадконакопления, вероятно, в результате постепенного истощения дельтового рукава. В нижней части разреза (45—70 м) видно, что флювиальный дельтовый рукав врезан в разрез фронта дельты ([1324], с изменениями).

Несмотря на то что резко ограниченные фронты дельт гилбертова типа были описаны в редких случаях, когда потоки с грубым, перемещаемым волочением материалом впадают в пресноводные или солоноватоводные бассейны [522] (разд. 4.6.1), большинство разрезов древних фронтов дельт являются набором ила — алеврита — песка, осажденных на окраинах морских седиментационных бассейнов. Как правило, они начинаются с мощного однородного интервала аргиллитов — алевролитов, осажденных из взвеси у основания фронта дельты и выше (рис. 6.32). Эта фация может быть массивной, но обычно отличается рассеянной полосчатостью из-за небольших различий в размере зерен, обусловленных колебаниями в поступлении взвешенного материала. Эту полосчатость могут нарушать процессы биотурбации. В этих отложениях может присутствовать морская фауна, но ее плотность и разнообразие обычно низки, что связано с почти непрерывным выпадением осадка из взвеси. В описываемой фации встречается растительный детрит, который, по-видимому, поступает вместе с осадками прямо из дельтовых рукавов. Средние части этих разрезов состоят из фоновых аргиллитов и алевролитов, в которых периодически встречаются слои более грубозернистых алевролитов и песчаников. Вначале фоновые осадки являются непосредственным продолжением нижележащих отложений, но когда в разрезе появляется тонкий, образованный волнами слоек алевролита, возникают мелкая слоистость знаков ряби и знаки ряби, что отражает переход к условиям выше базиса действия волн. Более грубозернистые слои, отложенные во время обстановки средней фазы фронта дельты, в большинстве случаев имеют ровное размытое основание, и свидетельством убывания силы потока в разрезе служит переход от параллельной слоистости кверху в асимметричную слоистость ряби. Верхние поверхности слоев выражены, как правило, четко и могут содержать симметричные знаки ряби с прямыми гребнями, что свидетельствует о послепаводковой волновой переработке верхних нескольких сантиметров. Эти слои образуются в результате действия убывающих по силе течений, перемещающих влекомый материал, но происхождение их неясно. Являются ли они прямым продолжением течения из русла в устье с преобладанием фрикционных или инерциальных процессов или представляют собой плотностные течения волочения в верхней части фронта дельты, когда речные потоки выходят из устья? В любом случае нужно доказать, что соленость в устье реки уменьшалась во время паводковых периодов, позволяя течениям «вырваться» из устья. Некоторые слои отличаются постепенным переходом в основании и свидетельствуют об увеличении скорости потока и транспорта осадка вверх по разрезу, что, вероятно, связано с иным механизмом рассеивания речных вод и более плавным развитием паводка. В сторону верхов разреза грубые слои увеличиваются в мощности и часто сливаются. Отдельные пласты песчаника выдержаны по площади, но могут встречаться и линзовидные слои, которые представляют собой небольшие субаквальные продолжения дельтовых проток. Осадочные текстуры в этих слоях отражают высокие скорости транспорта осадков и их осаждения течениями волочения, которые преобладают вблизи устья во время паводковых периодов.

Описываемым разрезам свойственны существенные различия, причем реальное их строение отличается от генерализованной схемы, описанной выше. Различия определяются следующими причинами.

1) Осадочный сток, поступающий во фронт дельты, может быть преимущественно илисто-алевритовым, песчаным или гравийным.

2) Процессы во флювиальных фронтах дельт могут различаться в зависимости от того, какие эффекты в них преобладают: инерция, трение или плавучесть (разд. 6.5.2). Здесь часто имеются свидетельства действия процессов гравитационного течения осадков, особенно там, где отмечаются синседиментационное оползание и образование разрывных деформаций.

3) Количество и пространственное расположение дельтовых рукавов различны. При большом удалении рукавов друг от друга образуются локализованные тела песчаников устьевых баров, которым свойственны заметные площадные вариации в мощностях и фациях между прирусловыми, осевыми и боковыми участками [714]. В случае многочисленных и близко расположенных каналов устьевые бары соединяются и образуют единое тело песчаника фронта дельты. В области, находящейся под влиянием двух устьев, разрез отличается большей сложностью.

4) Осадконакопление в районе фронта дельты может различаться в зависимости от места из-за того, что многочисленные системы рукавов не делят речной сток поровну, а отдельные рукава развиваются и ослабляются во времени и могут мигрировать по площади. В разрезах фронта дельты регрессивного типа, следовательно, на общем фоне могут наблюдаться резкие отклонения в сторону более тонко- или грубозернистых фаций.

5) Синседиментационные деформационные процессы могут не только влиять на осаждение осадков в районе фронта дельты, но и вызывать размыв и перемещение уже отложенных осадков, таким образом видоизменяя первоначальный фациальный тип (разд. 6.8).

Фациальная ассоциация отмирания во флювиальных дельтах обычно включает тонкий, но отчетливый маркирующий слой, прослеживаемый по всей отмирающей дельте или лопасти (рис. 6.33). Отмирание в нижней и средней частях фронта дельты фиксируется по интенсивной зоне биотурбации, иногда сопровождаемой тонкими, сильно фоссилизированными слоями сланца или известняка, что отражает уменьшенные скорости осадконакопления. Фация отмирания в верхней части фронта дельты включает маломощную серию интенсивно биотурбированных кварцевых песчаников, интерпретируемых как трансгрессивные остатки барьерных островов ченделерова типа. Эти песчаники часто сцементированы кальцитом, образованным за счет растворения обломков раковин, и могут также содержать глауконит. Слои изменяются по мощности от 0,5 до 3,0 м и могут изредка заключать в себе отчетливую эрозионную поверхность, родственную

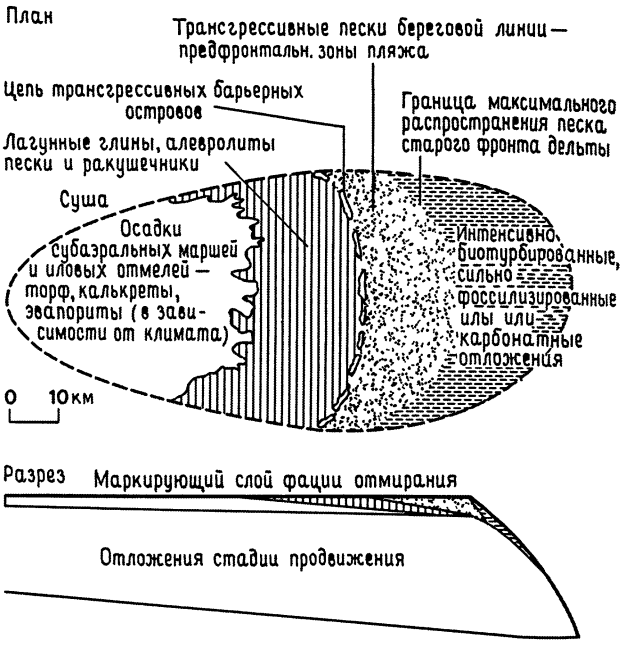


Рис. 6.33. Обобщенный разрез маркирующих слоев фаций отмирания ([799, 711, 1174], с изменениями).

эрозионной поверхности предфронтальной зоны пляжа, описанной в разд. 7.4, и перекрытую тонким грубозернистым трансгрессивным слоем. В средней и нижней частях дельтовой равнины отлагается тонкий горизонт аргиллитов и алевролитов с обильной морской и солоноватоводной фауной, тогда как верхняя часть дельтовой равнины осушается и становится ареной действия процессов почвообразования и других поверхностных процессов, определяемых доминирующим климатом. В условиях тропического гумидного климата обширные слои лигнита или торфа покрывают всю поверхность верхней части дельтовой равнины и образуют маркирующие горизонты, перекрывающие все нижележащие различные фации и распространяющиеся, как правило, на площади в несколько тысяч квадратных километров [711, 799, 827, 2436]. Распознавание и корреляция маркирующих слоев фации отмирания в отложениях группы Нижний Уилкокс третичного возраста побережья Мексиканского залива, США, позволяют картировать основные дельтовые комплексы и лопасти [799].

Глубоководные флювиальные дельты. Эти дельты характеризуются крупномасштабными разрезами фронтов дельт с увеличением зернистости вверх, с мощными илами продельты, отражающими выдвижение дельт в относительно глу-

боководную часть бассейна. Песчаники устьевых баров в некоторых случаях являются прерывистыми образованиями, так как они располагались около удаленных друг от друга дельтовых рукавов, как, например, в современной дельте Миссисипи типа «птичья лапа». Однако не все глубоководные дельты имеют такую конфигурацию. Глубоководные дельты группы Верхний Уилкокс побережья Мексиканского залива включают лопастной тип, образованный в результате частичной волновой переработки песков из устьев рукавов [699].

Дельты группы Бидефорд в вестфальских отложениях северного Девона были интерпретированы на основании анализа только вертикальных разрезов как флювиальные удлиненные дельты [714, 1959] (см. разд. 2.1.2, рис. 2.1, 2.2). Последовательность отложений здесь состоит из девяти циклов с увеличением размера зерен вверх по разрезу. Каждый цикл представляет собой этап выдвижения дельты в умеренно глубоководный бассейн. Тонкие горизонты фаций отмирания отличаются от мощных фаций выдвижения, среди которых можно выделить фации фронта дельты и дельтовой равнины (рис. 6.34). Фронт дельты представлен крупномасштабными (50—100 м) разрезами регрессивного типа и двумя телами песчаников дельтовых рукавов (мощностью 20—26 м). Фации дельтовой равнины слагаются небольшими разрезами заполнения внутридельтовых заливов с увеличением размера зерен вверх и каналов промоин. Фации отмирания состоят из тонких горизонтов биотурбированных алевролитов и в одном случае из мощного горизонта загрязненного торфа. Сравнение циклов показывает, что 1) верхний песчаный член разреза часто отсутствует; 2) фации отмирания обнаружены только там, где присутствует наверху цикла существенный песчаный член; 3) разрезы дельтовой равнины предпочтительно продолжают разрезы фронта дельты, слагаемые аргиллитами и алевролитами и лишенные значительного песчаного члена. Эти контрасты объясняются различным местоположением разрезов в удлиненной дельте «птичья лапа». Частое отсутствие в разрезах верхнего песчаного члена наводит на мысль, что в отдельных дельтах пески пальцевых баров развивались спорадически. Боковые окраины пальцевых баров являлись мелководными платформами, на которых отлагались фации дельтовой равнины, что объясняет предпочтительное развитие фаций дельтовой равнины. После отмирания пальцевые бары стали мелководными приподнятыми участками, где медленно шло накопление фаций отмирания. Соседние области с преимущественным накоплением ила и алеврита погружались быстрее и испытывали лишь краткие перерывы в осадконакоплении.

При изучении третичных отложений побережья Мексиканского залива с помощью данных по вертикальным разрезам и изопахитам песчаников, полученных геофизическими методами (изучение полей естественных потенциалов и сопротивлений при каротаже), обнаружены многочисленные глубоководные дельты слабо выраженного лопастного типа и типа «птичья лапа» [699, 797, 799, 895] (рис. 6.35). Во время выдвижения на край шельфа эти дельты подвергались действию синседиментационных разрывных деформаций [699, 2636] (разд. 6.8). Дельты края шельфа сильно разрастались близ развивающихся нарушений и могли наслаиваться по вертикали в быстро погружающихся депоцентрах, определяемых этими нарушениями.

Мелководные флювиальные дельты. Дельты данного типа характеризуются менее мощными разрезами фронта дельты с более высоким отношением песчаников к сланцам, обычно имеют лопастную форму и отличаются наличием выдержанного по простиранию горизонта песчаника фронта дельты. В некоторых случаях эти песчаники состоят из сочленившихся отложений устьевых баров. Они указывают на существование многочисленных близко расположенных дельтовых проток, через которые осуществлялся сток речных вод, причем в устьях преобладали фрикционные процессы, что вело к повторному раздваиванию проток около срединных баров. Мелководные лопасти дельты Миссисипи, продвигавшиеся через мелководный шельф до образования современной дельты «птичья лапа», скорее всего принадлежат к этому типу [854]. Многочисленные протоки пересекают дельтовую равнину, часто разветвляясь по направлению к берегу. Латеральное сращение устьевых баров, связанных с этими протоками, рассматривается в качестве возможного механизма образования непрерывного пласта песка. Однако этому могли способствовать и волновые процессы, что видно на примере недавно отмершей дельты Лафурш, где имеются скопления пляжевых валов, смежных с устьями проток. Пластовые пески фронта дельты прослеживаются на площади более 800 км^2 и в вертикальном сечении представлены разрезами мощностью 10—30 м часто глубоко эродированных песков флювиальных дельтовых рукавов, характеризующихся увеличением размера зерен вверх по разрезу [806] (рис. 6.36).

Аналогичные дельтовые системы описаны в третичных отложениях побережья Мексиканско-

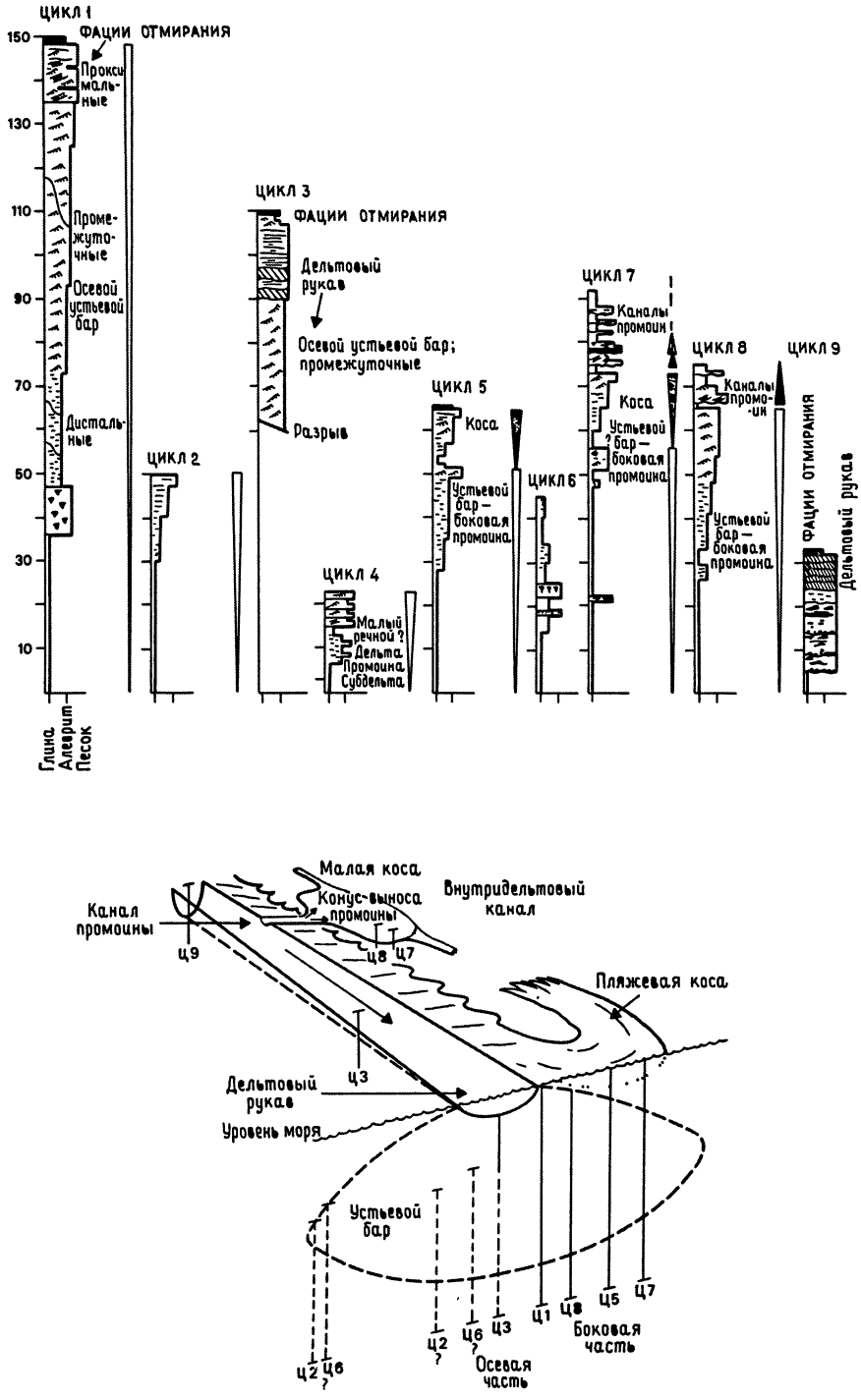


Рис. 6.34. Интерпретация каменноугольных циклов в группе Бидефорд в северном Девоне с точки зрения их положения в системе пальцевого бара флювиальной дельты [714].

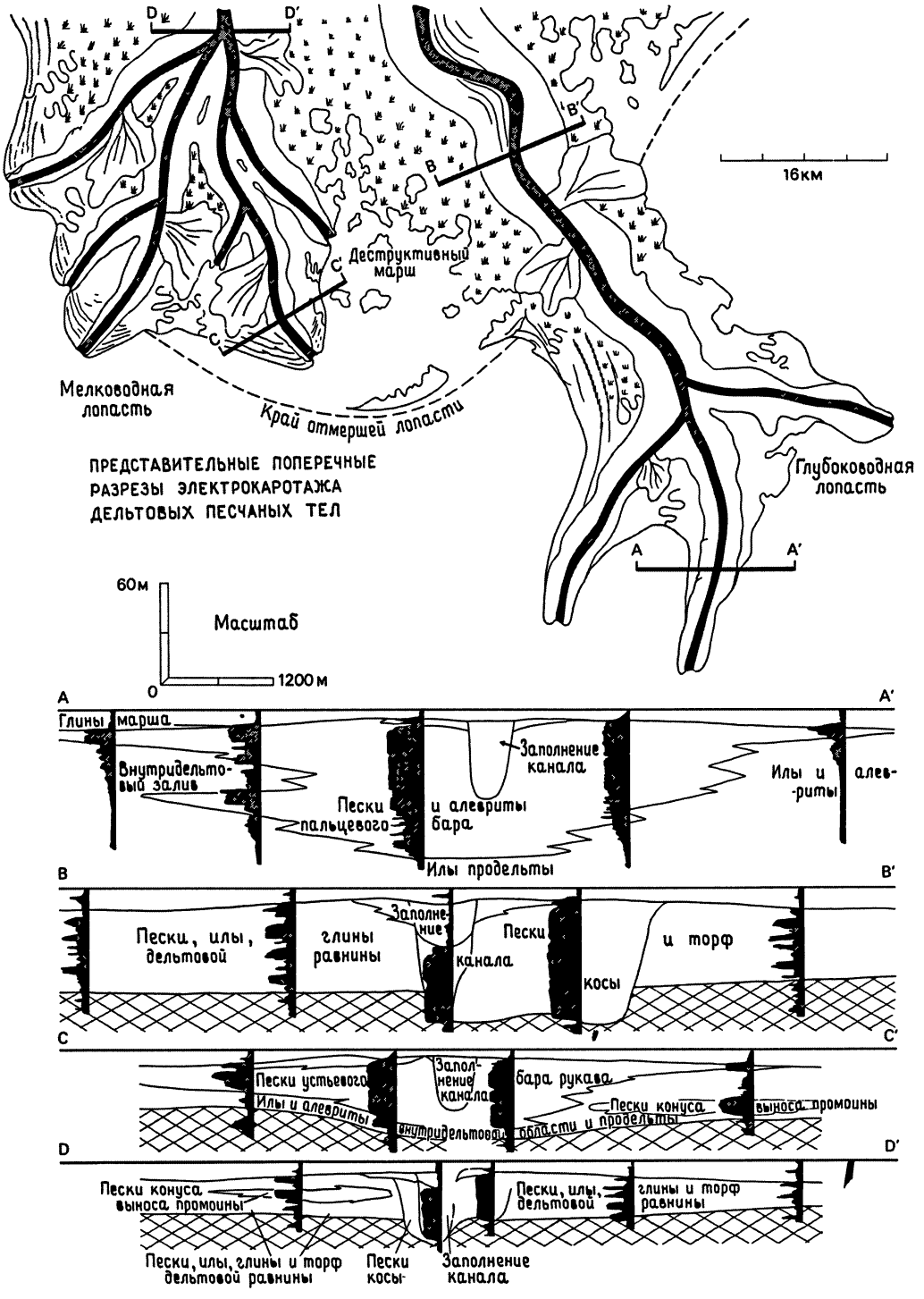


Рис. 6.35. Профили электрокаротажа дельтовых песчаных тел на примере третичной дельтовой системы Холли-Спрингс на побережье Мексиканского залива в США [895].

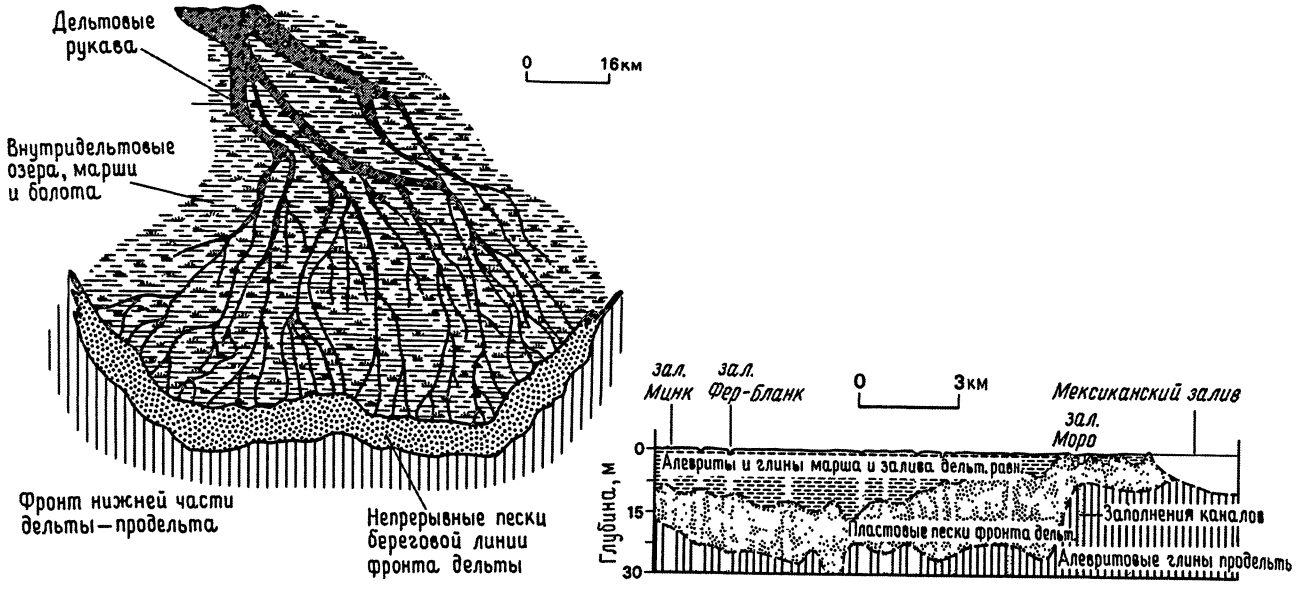


Рис. 6.36. Реконструкция отмершей мелководной лопасти Лафурш досовременной дельты Миссисипи и поперечный разрез через нее [798, 971].

го залива в США [797, 798]. Разрезы фронта дельты включают разрезы выдвигающихся устьевых баров и второстепенные разрезы волновых пляжевых фаций с увеличивающимся вверх по разрезу размером зерен, которые можно различить по данным каротажа скважин. В фациальной ассоциации дельтовой равнины доминируют многорусные тела песчаников дельтовых рукавов мощностью до 60 м, разделенных лигнитоносными внутридельтовыми илами и алевритами с фациями конусов выноса промоин и намывных валов. В описываемых мелководных дельтах может наблюдаться развитие разломов, но обычно они не характерны.

В дельтовой системе серии Йодейл в северной Англии можно распознать три лопасти, разделенные внутридельтовыми заливами с обломочным материалом [711, 713] (рис. 6.37). Лопасти различимы благодаря маркирующим горизонтам фаций отмирания, и одна из них распространена на площади около 700 км^2 от верхней части дельтовой равнины до ее фронта. Дельтовая равнина характеризуется двумя небольшими (4,5 м) разрезами с увеличением размера зерен кверху, в которых запечатлено повторное заполнение мелководных внутридельтовых заливов отложениями намывных валов, конусов выноса промоин и малых пляжевых кос. Местами эти разрезы расчленены фациями мелких каналов промоин и крупных дельтовых проток, одна из которых представлена телом песчаника шириной 1,5 км с крупными латеральными поверхностями аккреции, образованным в результате латеральной миграции кос. Фронт дельты фиксируется по единственному разрезу с увеличением размера зерен кверху, отмечающему продвижение флювиальной береговой линии из устьевых баров. Изменения вниз по течению в отложениях фазы продвижения происходят параллельно изменениям фаций в маркирующем горизонте фазы отмирания, где наблюдается переход от торфа до морских песчаников и известняков (рис. 6.37).

Флювиальные дельты, испытывающие влияние процессов турбидитообразования. В нижних частях многих разрезов фронтов дельт, особенно в глубоководных дельтах, присутствуют тонкие турбидитовые слои, образованные или непосредственно процессами, действующими в устье дельтового рукава, или в результате оползневых явлений в верхней части фронта дельты [1604, 1959]. Трубидиты особенно распространены там, где в области фронта дельты действовали процессы синседиментационного оползания и образования разрывов. Например, в дельтовой системе мелового бассейна Реконкаво в Бразилии среди фаций фронта дельты наблюдается большое разнообразие фаций оползания и гравитационных потоков осадков, вызванных развитием разрывных

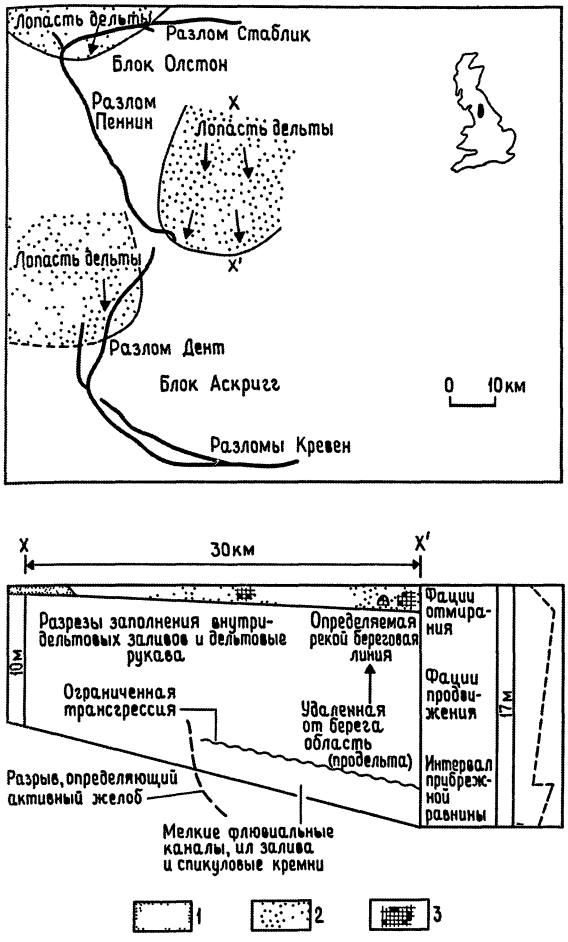


Рис. 6.37. План и поперечный разрез лопастей флювиальной дельты из каменноугольной циклотемы Йодейл в северной Англии [713]. Фации отмирания: *1* — уголь; *2* — биотурбированный песчаник с кальцитовым цементом; *3* — известняк.

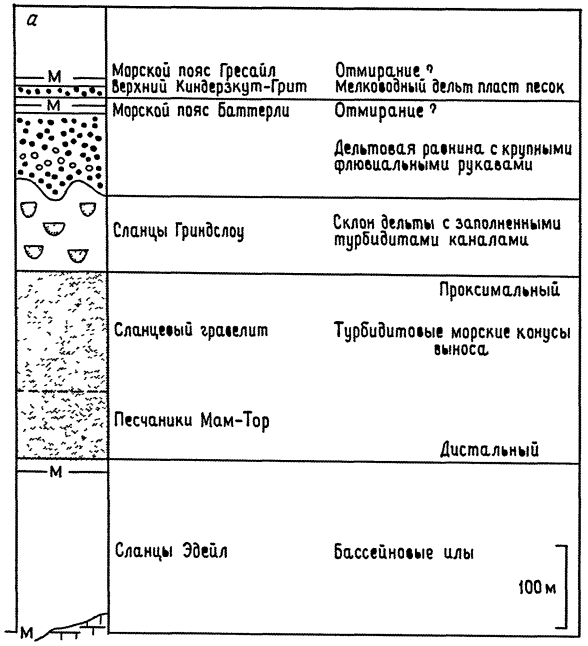
нарушений и увеличением крутизны фронта дельты процессами диапиризма [1371]. Песчаные или гравийные веерные дельты (разд. 12.4.3) обычно также содержат многочисленные свидетельства осаждения осадков в районе фронта дельты из турбидных (мутьевых) потоков [824, 1600].

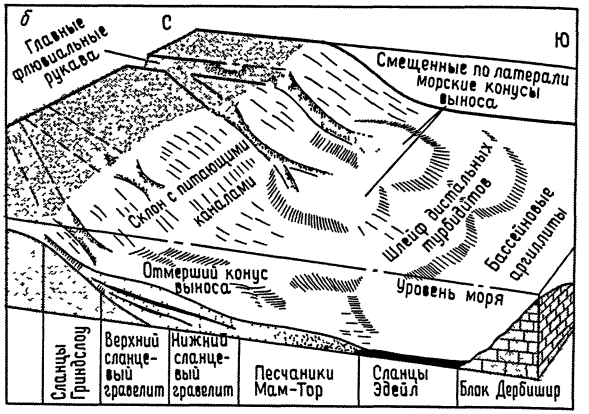
В некоторых древних дельтах обнаружены мощные толщи турбидитов, интерпретируемые как морские конусы выноса, подстилающие разрезы фронтов дельт [897, 2523]. В разрезе намюрской *дельтовой системы Киндерзкут-Грит* в северной Англии наблюдается переход от бассейновых илов к шлейфу дистальных турбидитов, комплексу морского конуса выноса (разд. 12.5.6), отложениям склона фронта дельты и в конце концов к отложениям дельтовой равнины общей мощностью 700 м (рис. 6.38) [492, 1606, 1607, 1981, 2523]. Склон фронта дельты представлен 100-метровой толщей, которая характеризуется увеличением размера зерен вверх по разрезу и в которой преобладают аргиллиты и алевролиты, но также имеются на различных уровнях отложения резко ограниченных каналов мутьевых потоков и проявления оползневых рубцов и оползневых тел (рис. 6.38, *в*). Фациальная ассоциация дельтовой равнины включает аргиллиты и алевролиты заливов, песчаники конусов выноса промоин и маломощные (4 м) отложения системы малый устьевой бар — канал промоины. Однако преобладают в ней флювиальные дельтовые рукава глубиной до 40 м и шириной 0,5—1,0 км, заполненные грубозернистым песчаником с гигантскими косослоистыми формами мощностью до 40 м, интерпретируемым как крупномасштабное чередование баров в слабо извилистом канале (разд. 3.9.4; рис. 3.52). Эти крупные, подобные Брахмапутре реки выносили большие объемы воды в маленький замкнутый бассейн и, следовательно, могли понижать его соленость. В результате в районе фронта дельты из суспензии осаждался относительно тонкозернистый материал, а песок проносился над фронтом дельты и разгружался сразу же ниже его в субаквальных каналах. Мутьевые потоки, возникавшие в этих каналах, поставляли осадочный материал непосредственно в конус выноса у основания фронта дельты.

Дельтовая система Рочес-Грит в том же бассейне подобна описанной выше. Она отличается тем, что во фронте дельты доминируют турбидиты со слоистостью ряби, а не илы и алевриты, и, как считается, большое значение в образовании турбидитовых потоков имели синседиментационные разрывные нарушения в верхней части фронта дельты [1288].

6.7.2. Древние волновые дельты. Волновые дельты хорошо известны в меловом эпиконтинентальном морском бассейне Северной Америки и меловых и третичных отложениях побережья Мексиканского залива в США [132, 1018, 1192, 1467, 2576]. Однако они не достаточно хорошо изучены, и некоторые разрезы, интерпретированные как продвигающиеся пляжи или барьерные острова, на самом деле могут характеризовать волновые дельтовые системы (разд. 7.2).

Фации дельтовых равнин приливных дельт включают песчаники флювиальных русловых каналов и отложения внутридельтовых заливов, тогда как фронт дельты представлен разрезами с увеличением зернистости вверх, похожими на разрезы продвигающихся пляжевых фронтов





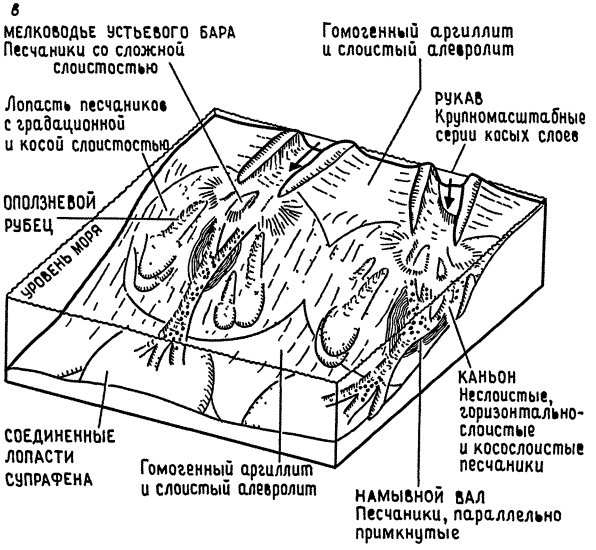


Рис. 6.38. Морской конус выноса/дельтовая система Киндерзкут в верхнекаменноугольных отложениях северной Англии. *а, б* — вертикальный разрез и генерализованная схема интерпретации [492, 1981, 2523]; *в* — детальная модель склона дельты, устьевых баров, рукавов и каньонов, питающих лежащий ниже морской конус выноса [1607].

(разд. 7.2). Тонкозернистый член в основании разреза фронта дельты может включать генерированные штормами турбидиты, а в средней и верхних частях разреза преобладают хорошо сортированные песчаники с выпуклой косой слоистостью, волновой слоистостью ряби, параллельной слоистостью и косой слоистостью. Наблюдаемая биотурбация различна по интенсивности, но может быть весьма заметной и приводить к существенному нарушению слоистости. Разрезы эродированы песчаниками флювиальных дельтовых рукавов, по крайней мере местами, и верхняя фация пляжа в составе фаций песчаников может лучше развиться на флангах этих рукавов, что предполагает сосредоточение пляжевых валов около них, как в современных волновых дельтах.

Изучение побережья Мексиканского залива с помощью геофизического каротажа скважин, а также характер изопахит песков позволили обнаружить волновые дельты. В некоторых случаях вытянутые по простиранию песчаные тела фации пляжа и устьевого бара дельтового рукава могут быть соединены по восстанию с вытянутыми по падению песчаными телами, представляющими пески флювиальных рукавов [797]. В меловой формации Сан-Мигель в Техасе спектр типов песчаных тел отражает различную степень влияния волн [2576] (рис. 6.39). Эта формация, накопив-

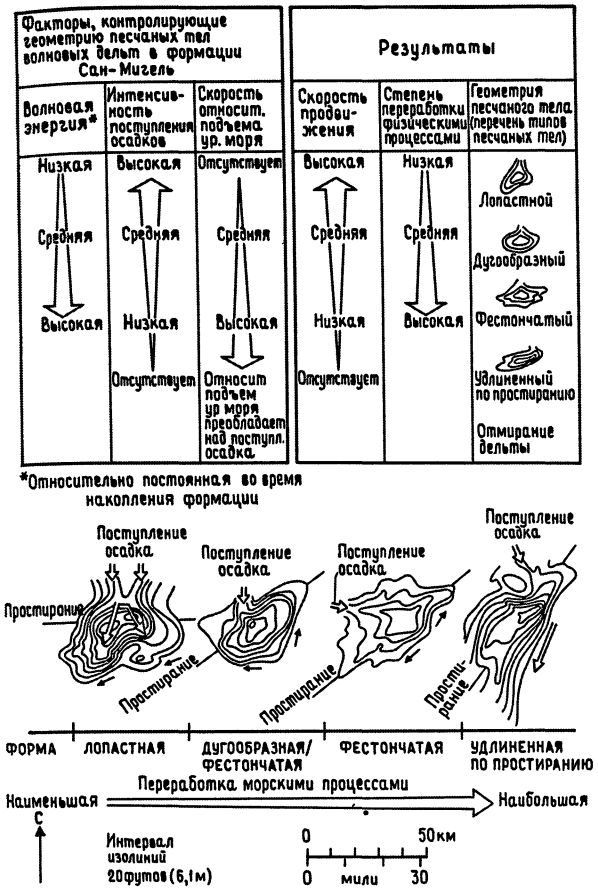


Рис. 6.39. Контролирующие факторы и результаты их действия в меловой дельте Сан-Мигель в Техасе; волновые дельты, сформированные во время трансгрессии [2576].

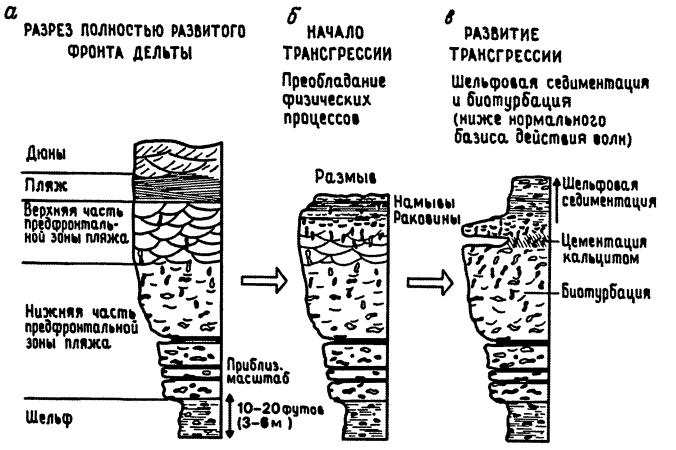


Рис. 6.40. Развитие разрезов фронта дельты в волновой дельтовой системе Сан-Мигель мелового возраста в Техасе. *а* — разрез максимального продвижения фронта дельты; *б* — изменение разреза во время следующей трансгрессии; *в* — окончательный сохранившийся разрез [2576]. Эти графические разрезы отражают данные электрокаротажа, а не размер зерен.

шаяся во время трансгрессии, образована последовательностью волновых дельт, продвигавшихся скачкообразно в периоды значительного поступления осадков. В результате трансгрессии дельты отступали в сторону суши и меньше вдавались в бассейн. Формирование дельты и ее черты определялись 1) поступлением осадочного материала, колебавшимся в зависимости от тектоники областей сноса; 2) волновой энергией, относительно постоянной по абсолютным значениям, но различной по эффективности; 3) скоростью подъема уровня моря. Периоды высокого осадочного стока и низкой скорости подъема уровня моря отличались ограниченной эффективностью волн в перераспределении осадка, и в это время формировались лопастные и волновые дельты. Напротив, в периоды низкого стока осадков и высоких скоростей подъема уровня моря волновая переработка была интенсивной и для дельты было характерно удлиненное, вытянутое по простиранию тело песчаника. Волновая переработка после отмирания дельты была значительной, и многие фации верхней предфронтальной зоны пляжа, приливно-отливной полосы и фронта дельты были размыты. Это привело к широкому распространению неполных, сокращенных разрезов фронта дельты (рис. 6.40), лишь с локально сохранившимися песчаниками флювиальных дельтовых рукавов.

Среднеюрская дельтовая система Брент-Сенд в Северном море, в частности, интерпретируется как волновая дельта [762, 1279, 1866] (рис. 14.15, 14.16). В целом эта система представляет собой продвигавшуюся к северу волновую песчаную береговую полосу, включающую волновую дельту, образовавшуюся в грабене — рифте (грабен Викинг) и огражденную с боков береговыми линиями, составленными из барьерных островов и лагун, в смежных с грабеном областях [372]. Крупный разрез фронта дельты с увеличением зернистости вверх характеризуется преобладанием волновых текстур, а в грабене этот разрез, как правило, срезан сложностроенными многоярусными русловыми песчаниками, представляющими дельтовые рукава.

6.7.3. Древние приливные дельты. Пока что имеется мало примеров древних приливных

дельт. Их можно распознать по особенностям строения фаций средней и верхней частей фронта дельты и нижней части дельтовой равнины, так как действие приливов наиболее сильно выражено в этих субобстановках. В районе фронта дельты разрезы фаций, испытавших влияние приливов, с постепенным увеличением зернистости вверх могли образоваться в результате продвижения приливно-отливных дельт или песчаных приливных гряд, но здесь также возможны разрезы приливных каналов или бухт с размытым основанием. Для нижней части дельтовой равнины характерны разрезы приливных отмелей, мелких каналов, образованных системами приливных ручьев, и крупномасштабные разрезы приливных дельтовых проток.

Мелкомасштабная, подверженная влиянию волн и приливов дельта, вероятно аналогичная дельте Нигера, была установлена в среднеюрской формации Клаутон в Йоркшире, Англия [1511]. Испытавший влияние волн, интенсивно биотурбированный, с увеличивающимися кверху размерами зерен разрез фронта дельты срезан местами серией тонкослоистых биотурбированных песчаников и алевролитов с выраженными наклонными поверхностями, интерпретируемыми как латеральные поверхности аккреции. Считается, что эта серия генетически связана с мигрирующим в латеральном направлении приливным каналом, врезанным в пляжевые фации верхней части фронта дельты. Фации пляжа и приливного канала выше перекрыты с размывом песчаником крупного флювиального русла с аккреционными поверхностями, рассматриваемого как русловой канал верхней части дельтовой равнины.

Природа разрезов приливных каналов была установлена по следам бимодальных течений в ассоциациях дельтовых равнин мелового возраста в Западном Внутреннем бассейне в США [974, 1192] и по обилию глинистых слойков в русловых песчаниках третичного возраста дельты Нигера [2566].

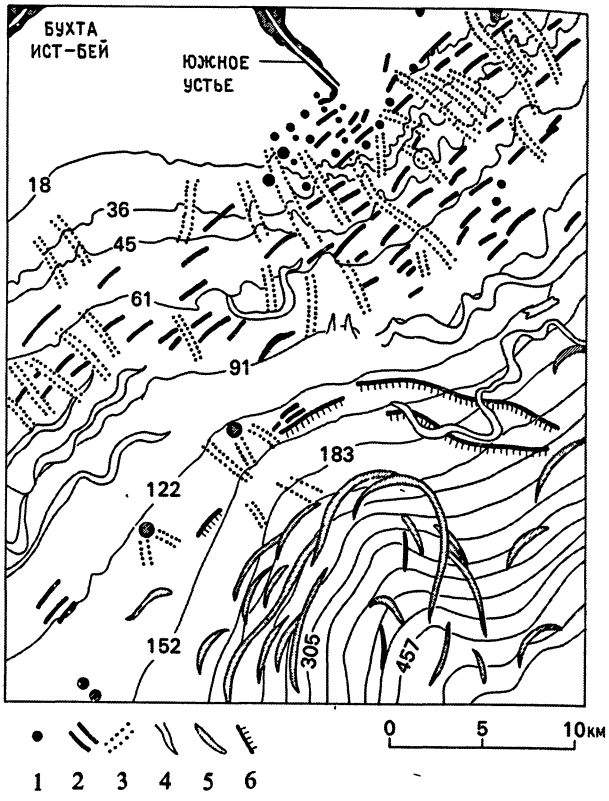


Рис. 6.41. Типы осадочных деформаций в окрестностях Южного устья дельты Миссисипи [2034]. *1* — сланцевые диапиры; *2* — оползни с вращением; *3* — разрывы растяжения; *4* — носовидный фронт иловых потоков; *5* — зоны главных оползней; *6* — глубокие разрывы. Изобаты в метрах.

6.8. ДЕФОРМАЦИИ, ВЫЗВАННЫЕ ПРОЦЕССАМИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Вышерассмотренный материал иллюстрирует тот факт, что типы и характер распределения дельтовых фаций контролируются 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 средней и нижней 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 (рис. 6.41, 6.42). Согласно оценкам, 40% поступающего в дельту осадочного материала после его осаждения вовлекается в некоторые виды движения масс [483]. С этой точки зрения вызывает сомнение обоснованность генетических интерпретаций разрезов и песчаных тел, описанных

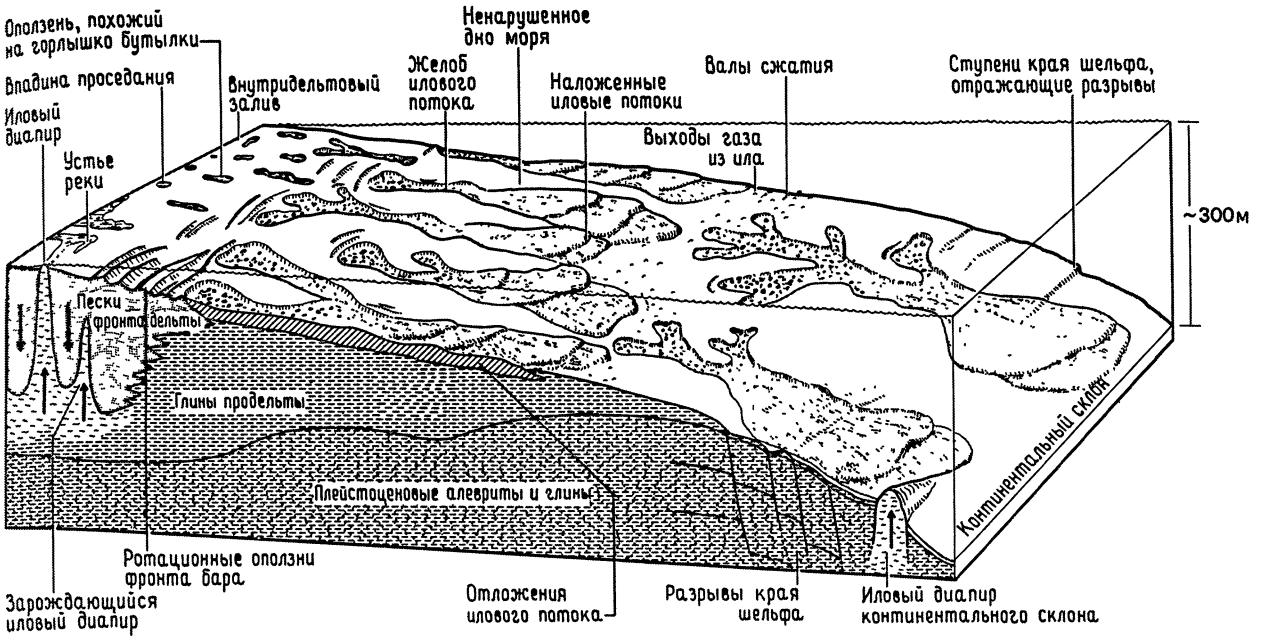


Рис. 6.42. Обобщенная схема основных типов осадочных деформаций, возникших в результате поверхностной нестабильности осадков и глубинного течения глин под влиянием повышенного давления в дельте Миссисипи [483].

выше (разд. 6.5.2; рис. 6.17 и 6.18). Схожие проявления синседиментационных деформаций были описаны в дельтах Фрейзера, Магдалены, Маккензи, Нигера и Ориноко, а развитие крупных синседиментационных разрывов отмечено во многих приповерхностных дельтовых отложениях. Следовательно, для правильной интерпретации фаций дельт, особенно при высоком содержании в них ила, необходимо знать весь спектр синседиментационных деформационных процессов и их особенности.

6.8.1. Деформационные процессы. Синседиментационная деформация действует в основном в пределах фронта дельты, который слабо наклонен в сторону моря в среднем под углами 0,2—2°. 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 [488]. 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 в результате 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 [2599].

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 [1089]. 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 [187]. 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. Похожая картина наблюдается в депоцентре дельты Нигера, где сланцы Аката мигрируют в бассейн описанным способом. Они образуют хребты илов в удаленной от берега области и способствуют формированию разрывов в депоцентре, создавая режим растяжения [750] (рис. 14.11).

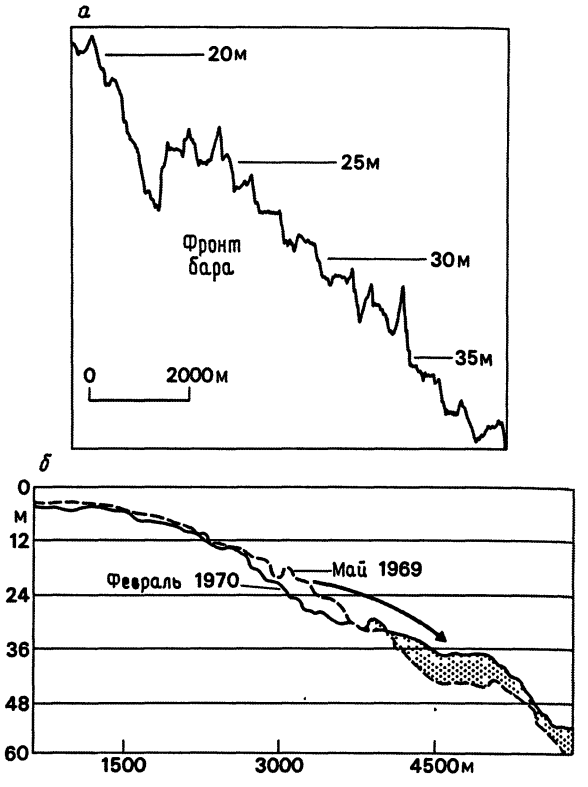


Рис. 6.43. Ротационные оползни в пределах фронта современной дельты Миссисипи. *а* — неровный профиль фронта устьевого бара, отражающий наличие поверхностей ротационных оползней; *б* — удаленное от берега оползание, связанное с оползневыми поверхностями, обнаруженное по данным повторного батиметрического изучения дна [488].

6.8.2. Типы деформаций. *Оползни вращения.* В течение длительного времени предполагалось, что фронтальные участки устьевых баров в дельте Миссисипи обладали ровными, наклоненными в сторону моря профилями. Но батиметрические исследования мористее Южного устья обнаружили частые обрывистые ступенчатые изменения в рельефе склона [483, 488] (рис 6.43). Данные сейсмических исследований показывают, что эти неровности являются поверхностным выражением разрывов или плоскостей оползания, вдоль которых перемещаются вниз по склону большие блоки осадков. Плоскости оползания пересекают среднюю и верхнюю части фронта бара и характеризуются начальным наклоном в сторону моря под небольшими углами (до 1—4°), но затем переходят в параллельные склону плоскости отрыва. Отдельные оползневые блоки имеют в среднем ширину 90 м и длину 6 км и перемещаются вниз по склону на расстояние более 1,5 км. Они целиком сохраняются и не несут следов текстур течения, образуя явно аномальные мелководные песчаные фации, залегающие среди глубоководных илистых и алевритовых фаций. Блоки, однако, могут иметь наклон в сторону берега под углами до 30°. Эти вращательное оползание и перемещение вниз по склону оползневых блоков являются составной частью процесса выдвижения дельты Миссисипи и могут оказывать существенное влияние на характер погребенных фаций.

Обвальные впадины, ложбины фронта дельты и иловые потоки. Обвальные впадины — это чашеобразные депрессии диаметром около 100 м и глубиной 1—3 м, возникающие в результате локальной флюидизации/разжижения осадков штормовыми волнами в дистальных частях внутридельтовых заливов [483, 487, 1933, 2033] (рис. 6.44). В некоторых случаях впадины имеют замкнутые округлые формы, обрамлены мелкими откосами ковшеобразных (листричных) разрывов и содержат в центральных частях нагромождение изолированных блоков осадков. Однако в большинстве случаев они открыты на их мористой стороне и переходят в похожие по форме на бу-

тылку желоба или ложбины фронта дельты, которые впервые были описаны Шепардом [2227]. Эти ложбины направлены вниз от фронта дельты как длинные, слабо извилистые образования с крутыми остаточными после оползней стенками. Они протягиваются на несколько километров от мелководья (7—10 м) до глубины в некоторых случаях 100 м и врезаны на 3—20 м. Происхождение этих грабенообразных ложбин неясно, но они являются проводящими путями для потоков илов и обломков, которые вытекают из обвальных депрессий в их вершине. В устьях ложбин потоки илов растекаются по поверхности продельты и формируют практически непрерывную полосу лопастей иловых потоков в ее нижней части (рис. 6.44). Отдельные лопасти характеризуются мощностью 10—15 м и содержат эрратические блоки осадков диаметром до 30 м и даже крупнее. Подчеркнем, что перемещение осадков иловыми потоками вниз по склону многократно повторяется и является, таким образом, неотъемлемой чертой процесса осадконакопления в дельте Миссисипи.

Рис. 6.44. Карта части фронта современной дельты Миссисипи, показывающая распространение близповерхностных типов синседиментационных деформаций [2379]. *1* — желоба фронта дельты; *2* — лопасти иловых потоков; *3* — ротационные оползни; *4* — впадины проседания.

Диапиры и сланцевые валы. Диапиризм был хорошо изучен в дельте Миссисипи, где около устьев дельтовых рукавов часто возникают «глиняные бугры», формирующие временные острова [1712, 1715]. При выходе глиняных бугров на поверхность видны крутопадающие стратифицированные осадки фронта дельты с многочисленными мелкими антиклиналями, ступенчатыми нормальными сбросами, взбросами, радиальными сбросами и надвигами. К другим формам относятся мелкие иловые конусы, образовавшиеся в результате выдавливания обогащенных метаном илов на плоскостях сбросов, и горизонты выравнивания, возникшие в результате размыва обнаженных глиняных бугров волнами. Глины, вовлеченные в диапиризм, отличаются интенсивным брекчированием и более поздней трещиноватостью [488, 1714].

Считается, что глиняные бугры представляют собой узкие гребни, наложенные на линейные складки или валы сланцев, с крупными крутыми взбросами в их вершинах, которые вызывают наибольший подъем. В некоторых случаях отмечен подъем до 200 м и зафиксированы скорости подъема около 100 м за 20 лет. Существует тесная связь активности диапиризма с осадконакоплением в области устьевого бара дельтового рукава. Появление глиняных бугров постоянно связано с быстрым осадконакоплением во время паводковых периодов. При этом участки проявления глиняных бугров мигрируют в сторону моря параллельно с продвижением устьевого бара [1715]. Карты изопахит показывают, что диапировые глиняные бугры существенно изменяют форму и положение песков пальцевых баров. Они состоят из серии отдельных линз песка мощностью до 100 м, разделенных маломощными участками песка, а не являются, как первоначально было описано, линейными телами с постоянной мощностью около 70 м [488, 809] (рис. 6.45).

Все другие известные диапиры или сланцевые валы в дельтах Фрейзера, Магдалены, Нигера и Ориноко находятся в погруженном положении и располагаются на значительном удалении впереди дельты [1586, 1813, 2229, 2232, 2567]. В дельте Нигера, например, валы залегают вдоль континентального склона перед депоцентром, сильно разбитым развивающимися разломами. Эти сланцевые валы являются, вероятно, поверхностным выражением глин с повышенным давлением, вытекших из депоцентра. В таком случае глиняные бугры дельты Миссисипи могут отражать реак-

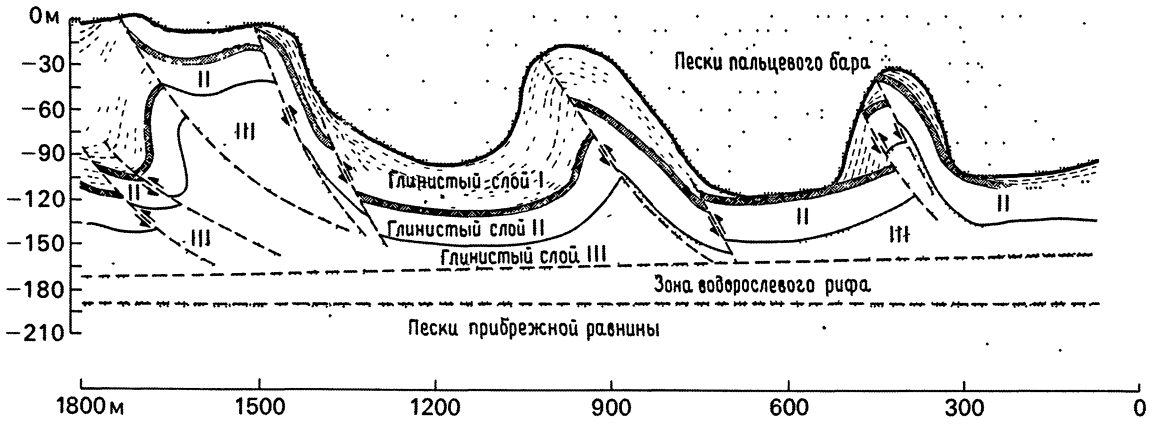


Рис. 6.45. Диапировые глиняные бугры в современной дельте Миссисипи с крутыми взбросами в гребне диапира и большой мощностью фаций устьевых баров между диапирами [1715]. Преувеличение вертикального масштаба 2,5.

цию древних, досовременных сланцевых валов удаленных от берега участков моря путем непосредственной нагрузки осадков в процессе выдвижения дельты на континентальный склон.

Оползни края шельфа и разломы. На краю шельфа и верхней части континентального склона, куда в настоящее время наступает продельта дельты Миссисипи, широко распространены крупные аркообразные оползневые обрывы и разломы [483, 487] (рис. 6.41, 6.42). Они формируют зону крутых откосов на дне моря высотой до 30 м, причем опущенные крылья сбросов являются местами предпочтительного накопления осадков. В одних случаях эти зоны состоят из крупных оползневых обрывов, пассивно заполняющихся отложениями потоков илов, в других — это разрывы со следами роста в процессе осадконакопления. Эти разрывы затрагивают верхние 700—800 м осадков, и их амплитуда увеличивается с 5—10 м около поверхности до 70—80 м на глубине. Отложение осадков на опущенном крыле осуществляется иловыми потоками, которые часто увеличиваются в мощности при переходе через плоскость разрыва, и в меньшей степени оползневыми пластинами, возбужденными вращательными оползнями верхней части фронта дельты. Эти разломы до некоторой степени похожи на растущие разрывы (см. ниже), но они развиваются в области продельты и не участвуют в местном осаждении песков верхней части фронта дельты.

Растущие разрывы. Это самостоятельный класс синседиментационных разрывов, вызванных процессами, действующими в толще осадков при быстром захоронении илов и развитии в них условий повышенного давления и недоуплотнения. Поэтому они формируются преимущественно в тех местах, где широко развиты продельтовые илы, и особенно там, где дельты наступают на мощные илистые отложения континентального склона бассейна. В Мексиканском заливе развитие растущих разломов в большей степени характерно для *нестабильных дельт края шельфа,* чем для *стабильных шельфовых дельт* [699, 2637, 2636]. Глубинное течение глин и гравитационное оползание континентальных склонов способствуют обширному утонению и быстрому погружению на краю шельфа, что ведет к образованию крупных разрывов с выпуклой поверхностью (ковшеобразные разрывы). Сжатие у подножья склона вызывает диапиризм сланцев и солей, если они есть, и по мере выдвижения дельт на край шельфа и склон диапиры могут реактивироваться. В дельтах края шельфа одновременно протекают процессы диапиризма и развития разрывов, что усложняет их структуру [2637].

Растущие разломы были широко описаны при изучении дельтовых отложений в Мексиканском заливе, дельтах Нигера и Маккензи [750, 1819, 2566]. Их возникновение, развитие и отмирание тесно связаны с осадконакоплением в дельтовом депоцентре, где они осуществляют контроль над образованием и размещением фаций. Разрывы располагаются параллельно линии берега, причем активные разрывы находятся в окрестностях береговой линии или края шельфа, зарождающиеся разрывы — впереди береговой линии, а зона отмирающих разрывов лежит позади береговой линии. Отдельные разрывы в плане часто представляют собой кривые линии, вогнутые в сторону бассейна и имеющие небольшую длину, но не-

редко сливаются и формируют протяженные разрывные линии (рис. 6.46). В поперечном сечении разрывы обладают выпуклым профилем, выполаживающимся с глубиной, и переходят в пластовые сбросы. Размеры разрывов различны; глубина их проникновения составляет 1—7 км, а амплитуда может достигать 1 км. Они представляют собой нормальные сбросы с опущенным в бассейн крылом, и их особенностью является то, что величина вертикального смещения колеблется от почти нулевой у поверхности разрыва до максимальных значений на некоторой средней точке на глубине, после чего она уменьшается по мере выполаживания плоскости сброса. Места проявления разрывов создают благоприятную обстановку для накопления осадков фронта дельты, и в особенности песков верхней части фронта. Более мощные отложения с более высоким содержанием песка обнаруживаются на опущенном крыле, где представлены или отдельным разрезом фронта дельты с увеличивающейся вверх зернистостью,или, в случае крупных разрывов, серией вертикально надстраивающих друг друга разрезов. Часто растущие разломы определяют предпочтительные центры накопления осадков внутри общего депоцентра в такой степени, что становится невозможным коррелировать слои между соседними разорванными блоками [750, 2536, 2566]. Вращение опущенных слоев вдоль кривых плоскостей разрывов нередко вызывает образование широких антиклиналей (структур обратного волочения), сопровождающихся более мелкими антитетическими разрывами. Когда структуры обратного волочения встречаются в

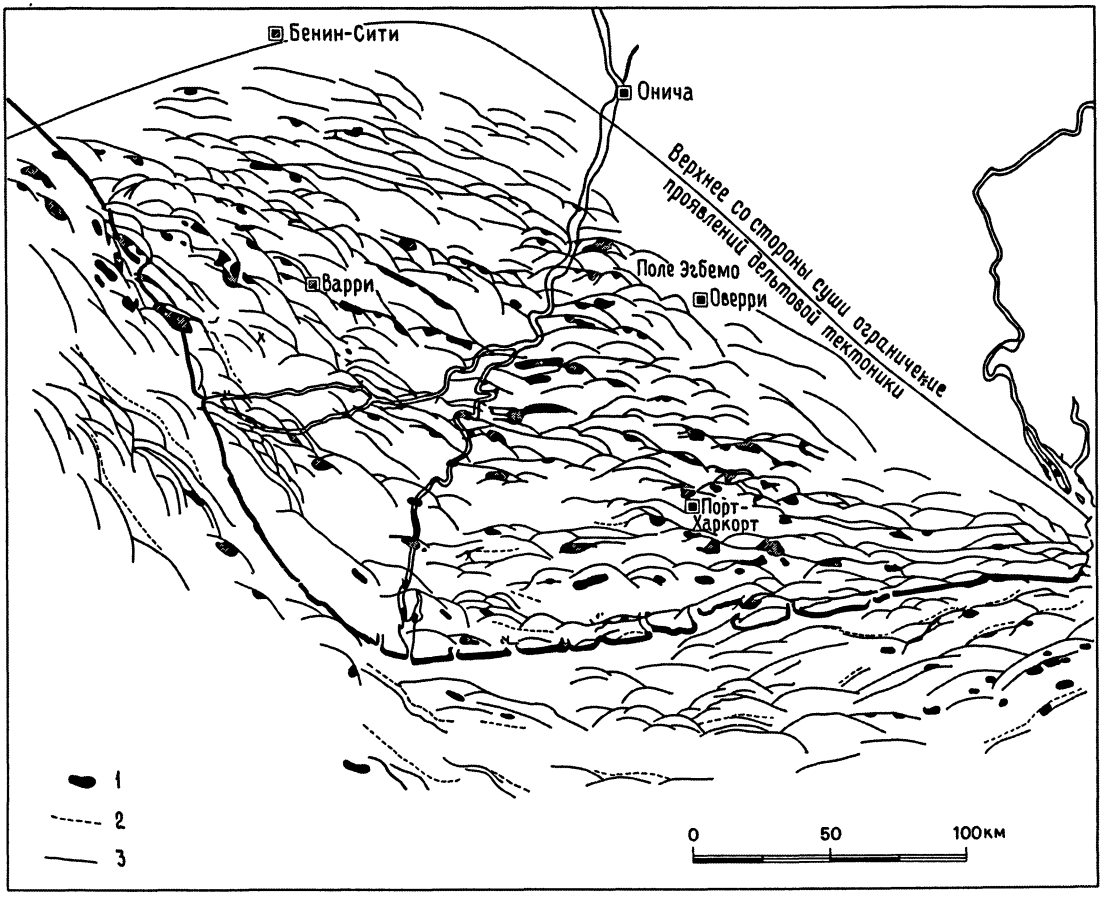


Рис. 6.46. План растущих разрывов в дельте Нигера, показывающий их латеральную невыдержанность, слабо искривленную, выпуклую в сторону бассейна форму и общее параллельное фронту дельты направление [2567].

1 — скопления нефти и газа; *2* — разрывы с противоположным падением; *3* — растущие разрывы (с южным падением).

мощных преимущественно песчаных отложениях, они часто формируют прекрасные ловушки углеводородов [345, 2566]. Некоторые исследователи придают большое значение в формировании и развитии разрывов линейным грядам сланцев или «сланцевым массам», встречающимся на глубине в поднятых крыльях сбросов [367, 2567].

Места проявления активных растущих разрывов перемещаются по мере продвижения фронта дельты. При этом новые разрывы возникают мористее в более молодых осадках (рис. 6.47). Разрывы сохраняют активность, пока находятся в окрестностях фронта дельты, и растут в процессе седиментации. Когда фронт дельты передвигается дальше в бассейн, разрывы затухают и в конце концов перекрываются ненарушенными осадками. Тип разрыва (и в некоторых случаях способ его образования) может быть выражен через отношение скорости осаждения или продвижения (V_0) к скорости погружения ($V_п$) [556, 750]. В дельте Нигера весь депоцентр находится под влиянием растущих разрывов, и здесь существует возможность установить их иерархию с точки зрения масштаба и влияния на осадконакопление. Важные «структурообразующие» растущие разрывы определяют в депоцентре основные структурные единицы, которые, по-видимому, имеют независимую историю осадконакопления, образования разрывов и формирования углеводородов. Считается, что именно колебания в отношениях $V_0 : V_п$ являются причиной формирования этих единиц [750].

Для объяснения природы растущих разрывов были предложены многие механизмы, большая часть которых сейчас являются несостоятельными. Наиболее общепринятой в настоящее время является точка зрения, согласно которой разрывы возникли главным образом в результате «обширного гравитационного скольжения» маломощных близповерхностных отложений [531, 1566]. Скольжение является поверхностным, происходит вдоль плоскости, приблизительно параллельной слабо наклоненному склону фронта дельты, и обусловлено наличием на малой глубине от дна условий повышенного давления и недоуплотнения. Точная глубина начала скольжения и образования ковшеобразной формы плоскости разрыва определяется условиями сверхдавления. Брус [367] отдает предпочтение механизму глубинной деформации, который подчеркивает роль сланцевых масс с повышенным давлением на глубине в поднятом крыле. Согласно этому механизму, дифференцированное уплотнение в депоцентре вызывает размягчение сланцевых масс вблизи главного перехода от песков к илам. Разрывы формируются на морской стороне сланцевой массы, определяя погружение депоцентра, сохраняющееся в процессе осадконакопления. Оба описанных механизма, вероятно, характерны для любого депоцентра, и задача исследователей — установить различия между разрывами, образованными каждым из них.

6.8.3. Типы осадочных деформаций в обнажениях дельт. Некоторые типы деформаций, описанные выше, были установлены в обнажениях дельт. Очень немногие средне- и крупномасштабные оползни и диапиры были описаны в древних обнаженных дельтах, но растущие разрывы обнаружены в отложениях мела в Колорадо, триаса на Шпицбергене и карбона в Северной Европе [448, 597, 717, 2026, 2574]. Во всех этих примерах доказываются или подразумеваются ковшеобразные синседиментационные разрывы с более мощными преимущественно песчаными отложениями на опущенном крыле. На

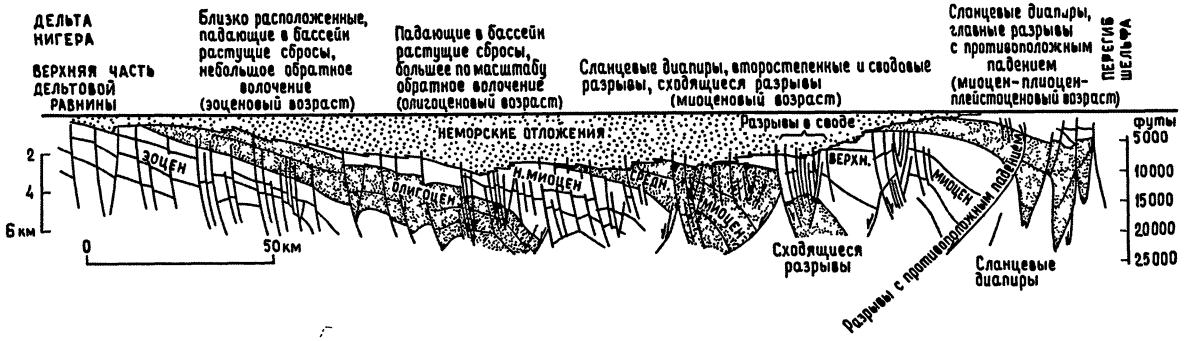


Рис. 6.47. Профиль через депоцентр дельты Нигера, иллюстрирующий обширное образование растущих разрывов, смещающихся по мере продвижения дельты в бассейн и выше по разрезу [750, 2637]. Преувеличение вертикального масштаба 5.

Шпицбергене серия растущих разломов обнажается примерно перпендикулярно их простиранию [697]. Разрывы падают под углами 20—50° в направлении продвижения дельты и захватывают 120—150 м разреза, состоящего из четырех разрезов фронта дельты с увеличивающимся кверху размером зерен. Расстояние между разрывами различное, но в среднем составляет 500 м. Преимущественно песчаные фации на опущенном крыле наклонены к плоскости разрыва под углом до 20° и содержат пологие антиклинали волочения. На Шпицбергене не очень хорошо проявлен сланцевый диапиризм, который более очевиден в каменноугольных отложениях западной Ирландии, где на глубине в поднятом крыле разрывов обычно наблюдаются массы искривленных аргиллитов и алевролитов со слабым проявлением процесса диапиризма [2026]. Растущие разрывы Шпицбергена пока являются наилучшими из описанных примеров, причем только в них видно влияние разрывов более чем на один разрез фронта дельты регрессивного типа. Размер разрывов во всех случаях очень мал (10—150 м) по сравнению с величиной приповерхностных эквивалентов, но сравним с размером имеющихся обнажений. В свете вышеизложенного возникают два вопроса: во-первых, существуют ли в крупных комплексах подповерхностных растущих разломов их более мелкие разности и, во-вторых, если да, то можно ли использовать мелкие разрывы при изучении обнаженных отложений для выводов о наличии и природе более крупных растущих разрывов?

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Broussard M.L. (Ed.) (1975) Deltas, Models for Exploration, pp. 555. Houston Geol. Soc., Houston.

Fisher W.L., Brown L.F., Scott A.J. and McGowen J.H. (1969) Delta systems in the exploration for oil and gas, pp. 78+168 figures and references. Bur. econ. Geol., Univ. Texas, Austin.

Morgan J.P. and Shaver R.H. (Eds) (1970) Deltaic sedimentation modern and ancient, pp. 312. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 15, Tulsa.

Shepard F.P., Phleger F.B. and van Andel Tj. H. (Eds) (1960) Recent Sediments, northwest Gulf of Mexico, pp. 394, Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.

ГЛАВА 7

ПОБЕРЕЖЬЯ С ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

Т. Эллиотт

7.1. ВВЕДЕНИЕ

К побережьям с терригенным осадконакоплением относятся пляжи, барьерные острова, лагуны, приливные протоки, береговые валы пляжа — шеньеры, приливно-отливные отмели и эстуарии. Они распространены не только внутри дельт (гл. 6), но формируют также самостоятельные протяженные системы осадконакопления. Какой именно тип побережья развивается, зависит от множества факторов, важнейшие из них следующие:

1) Физический режим — осадок на побережье с терригенной седиментацией является продуктом деятельности спокойных и штормовых волн, а также и процессов, вызываемых волновой деятельностью, таких, как береговые, разрывные и приливно-отливные течения. Особенно важным фактором, контролирующим характер прибрежного осадконакопления, является относительная эффективность волновых и приливно-отливных процессов (см. ниже).

2) Привнос осадков — осадок может привноситься непосредственно рекой, путем сноса береговыми течениями, или поступать из зоны, удаленной от берега. По размерности он может варьировать от ила и тонкого алеврита до песка и гравия, хотя осаждение гравия ограничено участками высокой энергии волн. Флуктуации в привносе осадков могут приводить к крупным изменениям в характере прибрежной седиментации.

3) Климат частично контролирует волновой режим побережья и является первичным контролирующим фактором биологических процессов на поверхности и приповерхностных химических процессов (формирование эвапоритов, почвообразующие процессы, ранняя цементация кальцитом), действующих на мелководье и в районах осушения, таких, как лагуны и приливно-отливные отмели (см. также гл. 8).

4) Тектоническое положение определяет тип бассейна и его размеры, форму и батиметрию, которые в свою очередь контролируют высоту волн и приливно-отливные процессы, воздействующие на побережье. Особенно важна в этом отношении ширина шельфа. Узкие шельфы приводят к преобладанию на побережье волновых процессов, в то время как на широких шельфах преобладают приливно-отливные процессы, что обусловлено затуханием волн и возрастанием приливно-отливных течений [527]. Кроме того, тектонические особенности бассейна влияют на скорость погружения, изменение уровня моря и привнос осадков, что в совокупности определяет долговременный режим побережья (регрессивный, трансгрессивный или стационарный). Наиболее прямолинейные побережья (особенно пляжи и барьерные острова) распространены на пассивных континентальных окраинах [945, 1223], хотя это не означает, что они ограничены только этими районами. В древних разрезах прибрежные отложения также являются обычным признаком эпейрогенических и кратонных бассейнов, где они образуют весьма протяженную кайму по краям бассейна.

5) Уровень моря может изменяться из-за тектонических движений, изменений в привносе осадков или эвстатических колебаний и является первичным контролирующим фактором долговременного режима побережья. Голоценовая трансгрессия привела к миграции береговой линии в сторону суши, и, таким образом, в настоящее время мы легче можем реконструировать распределение трансгрессивных фаций, чем фации побережья, которые проградировали за рассматриваемое время.

Схема классификации побережий с внедельтовой терригенной седиментацией, которая наиболее популярна среди седиментологов, базируется на диапазоне приливов: *микроприливные* (низкие) < 2 м, *мезоприливные* (средние) 2—4 м, *макроприливные* (высокие) > 4 м ([576, 1073, 1075]; рис. 7.1 и 7.2). В микроприливных областях имеются протяженные барьерные острова, тогда как в

T. Elliott. Department of Geology, University of Liverpool, Liverpool, U.K.

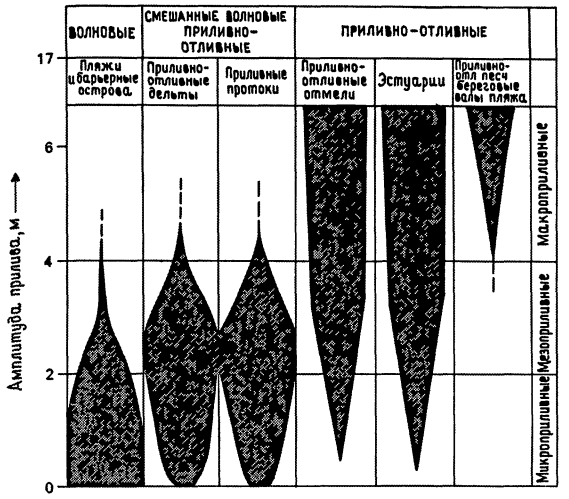


Рис. 7.1. Разделение побережий на типы в зависимости от преобладания динамического режима: волновые, смешанные волновые приливно-отливные и приливно-отливные, а также распределение их относительно амплитуды приливов (по Хейзу [1073, 1074]).

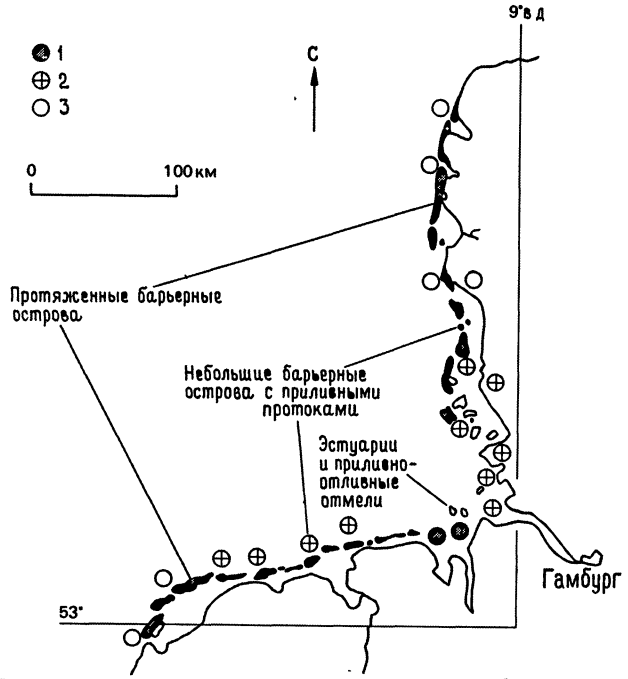


Рис. 7.2. Распределение типов побережий в Западной Европе — морфология берега Западной Европы и амплитуда приливов: барьерные острова с преобладанием волновых процессов распространены в микроприливных районах; барьерные острова со смешанным волновым приливно-отливным режимом, разделенные протоками, — в мезоприливных и приливно-отливные отмели и эстуарии — в макроприливной Гельголандской бухте (по Хейзу [1073]). *1* — макроприливные районы; *2* — мезоприливные; *3* — микроприливные.

мезоприливных они короче и распространены в ассоциации с приливными протоками, образующими отливные и приливные дельты. В макроприливных областях преобладают приливно-отливные отмели и эстуарии, но эти типы побережья не ограничиваются только макроприливными районами, хотя часто полагают именно так. Гряды, образующиеся приливно-отливными течениями и обильно снабжаемые песком, образуются в макроприливных районах, либо непосредственно в эстуариях и приливно-отливных дельтах (гл. 6), либо как результат голоценовой трансгрессии (гл. 9). Однако, хотя амплитуда прилива и важна, эффективность волновых и приливно-отливных процессов также является контролирующим фактором развития каждого отдельного побережья [1074]. Далее совокупность побережий подразделяется на три большие группы, которые по указанной пятиразрядной схеме Хейза [1074] обозначаются как: 1) побережья с преобладанием *волновой деятельности* (пляжи, микроприливные барьерные острова и береговые валы пляжа (шеньеры), 2) побережья со *смешанной волновой и приливно-отливной деятельностью* (мезоприливные барьерные острова с приливными протоками и отливными и приливными дельтами) и 3) побережья с преобладанием *приливно-отливной деятельности* (приливно-отливные отмели и эстуарии).

7.2. ПОБЕРЕЖЬЯ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ ВОЛНОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Побережья с преобладанием деятельности волн распространены внутри дельт (см. гл. 6), вдоль седиментационного пояса дельт и на континентальной окраине или в озерных водоемах, не связанных с дельтами. *Пляжи* прилегают к суше, а *барьерные острова* отделены от суши мелководной лагуной. *Шеньеры* — это изолированные береговые валы пляжа, обычно сложенные песком, которые располагаются среди прибрежных илистых отмелей. Они образуются в районах с низкой или средней энергией волн, в которых накапливается обильный тонкозернистый осадок.

7.2.1. Прибрежные волновые процессы. Основным компонентом побережья является углубляющийся в сторону моря профиль, известный как затопляемая зона пляжа, где действуют разнообразные волновые и индуцированные волнами процессы [1221, 1391, 1580].

Трансформация волн. Так как волны проходят по мелководному профилю шельфа и по затопляемой зоне пляжа, они взаимодействуют с поверх-

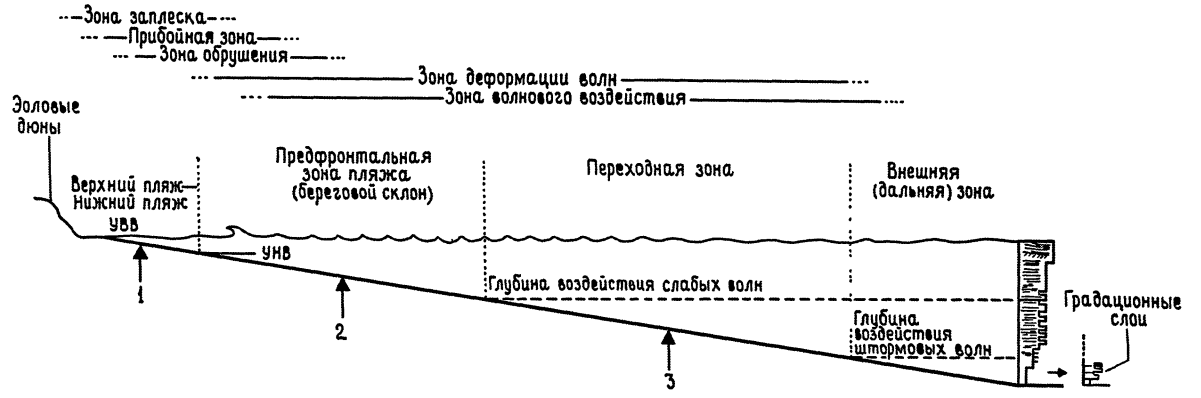


Рис. 7.3. Субобстановки, процессы и фации затопляемого пляжа. *1* — параллельная слоистость и одиночные косослоистые серии; *2* — эфемерные поля симметричных и асимметричных знаков ряби и, возможно, дюн, часто смываемых во время штормов и замещаемых штормовыми фациями, такими, как «тонкослоистые и биотурбированные» фации — интенсивность биотурбации варьирует, но имеет тенденцию уменьшаться по направлению к суше; *3* — если не преобладает шельфовый режим, то распространено преимущественно штормовое осадконакопление — песчаные слои с преобладанием тонкослоистых (бугорчатая косая слоистость) и биотурбированных фаций, возможно с глинисто-алевритовыми прослоями, образовавшимися в течение затишных периодов. УВВ — средний уровень высокой воды; УНВ — средний уровень низкой воды.

ностью осадка (см. также разд. 9.4.3) и трансформируются, образуя серию гидродинамических зон, вытянутых примерно параллельно береговой линии (рис. 7.3). Глубина, на которой волны начинают воздействовать на поверхность осадка на дне, называется *основанием волны* и располагается примерно там, где $D = L/2$ (D — глубина воды, L — длина волны). От этой точки к берегу располагается зона *волнового воздействия,* в которой прохождение каждой волны приводит к симметричному прямолинейному движению вперед-назад в направлении к поверхности осадка (при отсутствии других процессов). В *зоне деформации волн,* которая располагается на глубине $D = L$ (4—6), волны интенсивно модифицируются и изменяются от симметричных синусоидальных до единичных асимметричных. Ускорение и длина волны уменьшаются, высота волны и крутизна увеличиваются и только период волны остается постоянным. Волновые колебания у поверхности осадка приводят к его движению в виде короткого вала, направленного к берегу, и в виде более длинного, но слабого обратного потока. Прогрессивное увеличение крутизны волны по мере приближения ее к берегу в конце концов приводит к тому, что волна становится слишком крутой и разрушается. Таким образом, начинается *зона прибоя* на глубинах около $D = 4/3H$ (H — высота волны в глубокой воде). Условия высокой энергии в зоне прибоя приводят к тому, что тонкий песок временами взмучивается, в то время как более грубый концентрируется на дне. Различаются три типа прибойных волн: ныряющие, скользящие и нагонные (волновые буруны), каждый из типов определяется уклоном пляжа и крутизной волны [898]. Разрушение волн, особенно волновые буруны, определяет *зону прибоя,* где неглубокие с высокой скоростью прибойные волны направлены вверх по нижнему пляжу. Грубый осадок транспортируется в сторону суши в виде твердого стока у ложа, а тонкий песок и алеврит взмучиваются в виде коротких вспыхивающих облачков. Наконец, у границы распространения волн в сторону суши выделяется *зона наката,* где каждая волна образует мелкий, но большой скорости накатный поток, направленный в сторону суши; за каждым накатным потоком следует еще более мелкий откатный поток в сторону моря. Поверхность дна в этой зоне либо ровная, либо со стоячими волнами/антидюнами.

Таким образом, общей тенденцией изменений в затопляемой зоне пляжа является то, что колебательное движение постепенно замещается асимметричным движением в сторону суши и возрастанием силы потока. Это изменение отражается на формах донных отложений. Симметричные знаки ряби в зоне колебательных волн переходят в асимметричные волновые знаки ряби, и, вероятно, в дюны в зоне набегания волн, и, наконец, в область с преобладанием ровного дна в зонах бурунов, прибоя и наката ([467], рис. 7.4).

Распространение этих зон среди затопляемых пляжевых фаций варьирует в зависимости от преобладающего волнового режима, уклона побе-

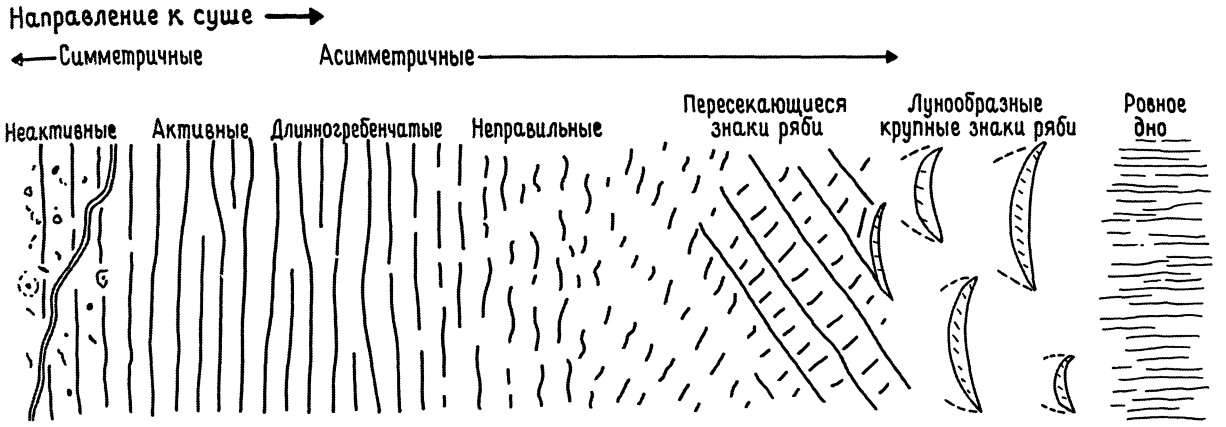


Рис. 7.4. Зоны различных форм дна, образуемых в результате изменения волны по мере прохождения ее по затопляемому пляжу: неактивные знаки ряби, образуемые штормом в области перехода к дальней зоне прибрежья, подвергаются биотурбации в условиях затишья; симметричные знаки ряби переходят в асимметричные дюны, когда волны теряют высоту в предфронтальной зоне пляжа; ровное плоское дно образуется в условиях бурунов, прибоя и наката, которые преобладают у нижнего пляжа [467].

режья, присутствия или отсутствия прибрежных баров [1221]. Крутые пляжи редко имеют зону прибоя, так как буруны разбиваются вблизи береговой линии и сразу образуют зону наката — отката. На пологонаклонных пляжах прибойные волны часто представлены нагонным типом (бурунами) и разбиваются на значительном расстоянии от берега, образуя, таким образом, широкую зону прибоя. В фациях затопляемого пляжа, которые характеризуются одним или несколькими прибрежными барами, располагающимися параллельно берегу, гидродинамические зоны могут повторяться, так как волны разбиваются на внешнем баре, образуются вновь и снова разбиваются на внутренних барах ([570], разд. 7.2.3).

Расположение зон трансформации волн в затопляемой зоне пляжа варьирует в зависимости от высоты прилива, и особенно от чередования штормов и спокойных условий. Между фациальными поясами, образованными этими зонами, существуют переходы с существенным перекрытием фаций.

Прибрежные течения, вызванные волнами. Волны, наступая на берег, порождают два типа течений: параллельное берегу вдольбереговое течение и направленное от берега разрывное течение (сулой). Вдольбереговое течение вызывается косым подходом волн к берегу и действует как в зоне прибоя, так и в зоне обрушения (бурунов). Часто в зоне прибоя волновые процессы вымывают осадок, и вдольбереговое течение затем транспортирует его вдоль берега [1392]. Это взаимодействие прибоя и вдольберегового течения может привести к ощутимому отложению осадков, о чем свидетельствует накопление осадка на обращенной к течению стороне волнорезов. Вдольбереговое течение вызывает также миграцию намывных каналов и приливных проток вдоль берега (см. разд. 7.2.4 и 7.3).

Разрывное течение (*сулой*) образует в ассоциации с вдольбереговым течением циркуляционную систему и представляет собой сравнительно узкое с высокой скоростью течение, направленное в сторону моря и начинается в зоне прибоя вместе с вдольбереговыми течениями ([2223, 1221,1392], рис. 7.5). Разрывные течения возникают из-за разницы в уровне воды вдоль берега, которая обусловливается флуктуациями высоты волн и положения гребней волн, а также топографией побережья. Вдольбереговые течения направлены по градиенту уровня воды и поворачивают, превращаясь в разрывные течения, в районах низкого подъема уровня вод или там, где они обтекают окончание прибрежного бара [1522, 316]. Разрывные течения часто вымывают неглубокие каналы и соответственно ограничены этими каналами. Скорость течения достигает 1 м/с [317, 505], и на дне каналов часто имеются знаки течений и дюны, указывающие на направление в сторону моря. В устье каналов ниже собственно затопляемой зоны пляжа формируются отмели, которые являются важными местами осадконакопления в некоторых пляжевых системах ([1208], разд. 7.2.3). Разрывные течения наиболее эффективны во время штормов и могут, таким образом, быть важным фактором образования штормовых песчаных слоев.

Спокойные и штормовые условия. В *условиях*

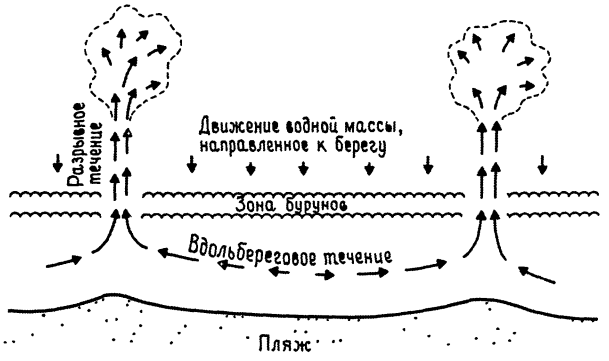


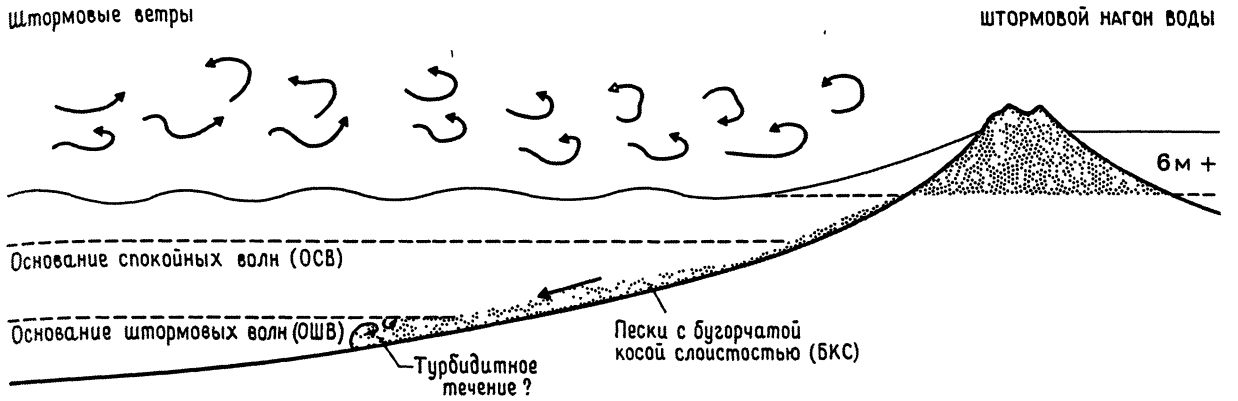
Рис. 7.5. Прибрежная система циркуляции, образуемая волнами и состоящая из вдольбереговых течений и направленных от берега разрывных течений [2233].

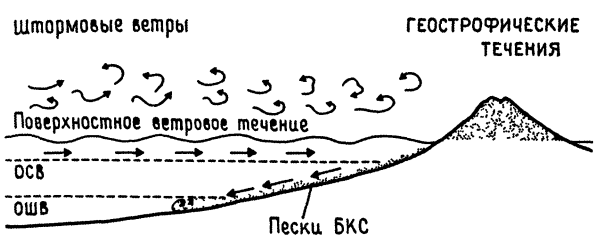
спокойной погоды волны имеют относительно малую амплитуду и длинный период, а базис волн лежит на небольшой глубине. Нижняя часть затопляемой зоны пляжа не подвергается действию волн, и поэтому здесь отлагается тонкозернистый осадок из взвеси и перерабатывается организмами. В верхней части затопляемого пляжа в зонах набегания волн, бурунов и прибоя течения транспортируют осадок в направлении суши. Потери осадка, связанные с разрывными течениями, направленными в сторону моря, ограниченны, и, следовательно, верхняя часть затопляемого пляжа наступает на сушу.

В *штормовых условиях* при большей амплитуде волн базис волн располагается глубже, и это приводит к тому, что колебательным и другим процессам, вызванным волнами, подвергается большая часть нижнего затопляемого пляжа и, возможно, дальняя зона прибрежья/шельф. Верхний затопляемый пляж в течение шторма интенсивно эродируется, осадок переоткладывается в виде конусов смыва в лагунах и выносится в сторону моря на нижний затопляемый пляж и в отдаленную зону пляжа, образуя штормовые слои (разд. 2.2.2). Таким образом, отложения верхнего затопляемого пляжа увеличиваются при спокойной погоде и разрушаются во время штормов, тогда как осадконакопление на нижнем затопляемом пляже более или менее статично в условиях спокойной погоды и увеличивается во время штормов. Этот процесс называется *циклом пляжа* и был подтвержден измерениями профиля пляжа (например, [2292]). Это может увидеть каждый, кто посетит в течение года верхний пляж, имеющий скалистое дно или подводные заросли, которые захораниваются в течение спокойной погоды и обнажаются после штормов. Одним из следствий этого цикла является то, что среди отложений нижнего затопляемого пляжа могут преобладать штормовые осадки, а на верхнем затопляемом пляже преобладают отложения, образовавшиеся при спокойных условиях, которые периодически прерываются поверхностями эрозии, формирующимися в результате смыва штормовыми волнами.

Существует общее согласие относительно порождаемого штормами цикла пляжа, однако существуют две разные точки зрения на то, каким образом штормовые волны и вызванные штормом течения транспортируют и откладывают осадок в прибрежном и шельфовом районах (рис. 7.6, см. также разд. 9.8.3). При детальном изучении острова Падре в Мексиканском заливе, после прохождения урагана Карла в 1961 г. Хейз [1071] предложил механизм, названный *штормовым отливом* (storm-surge ebb). Согласно этому механизму, штормовые волны, достигающие пляжа, эродируют осадки на обширных пространствах шельфа и пляжа и транспортируют их к суше. Асимметричность направляющихся к берегу волн вызывает подъем уровня воды у берега, что приводит к разрыву эоловых дюн на тыловой стороне пляжа. Насыщенные осадком воды, прорвавшиеся в лагуну, пополняются здесь осадком и по смывным каналам, когда шторм стихает, рассеивают его в дальней зоне отливными течениями, направленными в сторону моря. Однако пересмотр аргументов в пользу этого и других штормовых событий привел к предложению альтернативного механизма, названного *ветровыми,* или *геострофическими, течениями* [1722, 2400]. Эти течения создаются давлением ветра на поверхность воды, ведущей себя либо как один слой, который целиком двигается в направлении ветра, либо как двуслойная циркуляционная система, в которой движимые ветром поверхностные воды двигаются к суше, а придонные — от берега. При таком механизме донные течения обладают максимальной скоростью во время шторма, а не после него и транспортировка осадка осуществляется штормовыми волнами. Волновые течения, вероятно, наиболее эффективны в каналах разрывных течений, и отложение осадка происходит в устье этих каналов или вне их на открытом шельфе. В этом случае отдельные штормовые слои и группы слоев имели бы тенденцию располагаться в устье каналов разрывных течений, а не распределяться случайным образом.

Дополнительным механизмом транспортировки и отложения осадка в дальней зоне прибрежья являются турбидитные потоки большой плотности, которые развиваются от вызванных штормом течений и могут транспортировать и отлагать





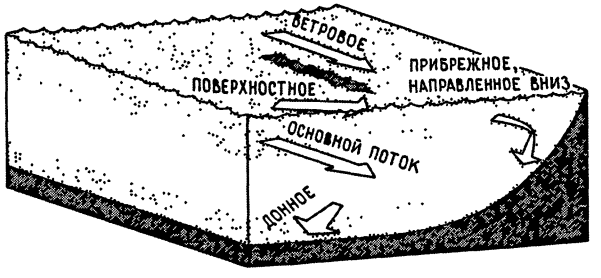


Рис. 7.6. Альтернативные механизмы течений, вызванных штормовым нагоном, ветровых или геострофических течений, образующих штормовые отложения [2529, 2400, 1722]. Штормовой нагонный прилив нагоняет воды с осадочным материалом в лагуну. При ослаблении шторма возникают сгонные течения по смывным каналам в сторону моря. Направленное в сторону моря геострофическое течение взаимодействует с круговыми движениями волн при отложении слоев с бугорчатой косой слоистостью.

осадок значительно ниже базиса штормовых волн [2529]. Эта идея возникла при изучении древних разрезов, в которых турбидиты тесно связаны в вертикальной последовательности с прибрежными сформированными волновой деятельностью фациями. Более подробно это обсуждается в разд. 7.2.5.

7.2.2. Субобстановки затопляемого пляжа: процессы и продукты. Затопляемая полоса пляжа является единственным компонентом пляжа вообще и составляет существенную часть барьерных островов с преимущественно волновым и со смешанным волновым и приливно-отливным режимом. В большинстве случаев изучение затопляемой полосы пляжа основано на положении базисов штормовых и спокойных волн и средних уровней высокой и низкой воды (рис. 7.3). Эта классификация широко используется, но термины, применяемые к субобстановкам, и их определения различаются. В этой главе используются термины, приведенные на рис. 7.3.

Дальняя переходная зона располагается между средним базисом штормовых и средним базисом спокойных волн и, следовательно, характеризуется чередованием условий высокой и низкой энергии волн.

В спокойных условиях из взвеси выпадает тонкозернистый осадок, слои нарушаются биотурбацией. Во время штормов на дно действуют колебательные и набегающие волны, дополняемые ветровыми течениями и, вероятно, штормовыми отливными течениями. Таким образом, образовавшиеся в спокойных условиях тонкослоистые глинисто-алевритовые прослои чередуются с тонкослоистыми алевритово-песчаными прослоями или слоями песка, отлагающимися во время штормов, хотя интенсивная биотурбация в условиях спокойных вод может нарушать первичную слоистость и другие текстуры.

Предфронтальная зона пляжа (береговой склон) располагается между базисом спокойных волн и средним уровнем низкой воды. В спокойную погоду в нижней части действуют процессы,

связанные с колебательными и набегающими волнами, в верхней части — процессы зоны бурунов и прибоя. Разрывные и вдольбереговые течения могут действовать в верхней части предфронтальной зоны, но в спокойных условиях они относительно слабы, если пляж не отгорожен барьером от моря (разд. 7.2.3). Во время штормов волны, ветровые и штормовые течения и усиливающиеся разрывные течения эродируют предфронтальную зону пляжа, особенно в верхней части. Осадок, сносимый с верхней части, либо переотлагается в нижней части и ниже, либо выносится по направлению к суше в лагуну. В направлении к суше в предфронтальной зоне наблюдаются постепенное увеличение размера зерен, уменьшение биотурбации осадка и переход от симметричных знаков ряби к асимметричным и к дюнам ([467], рис. 7.4). Фации нижней части предфронтальной зоны представлены переслаиванием алевритов и песков, что отражает чередование спокойных и штормовых условий. Эти фации близки к фациям дальней переходной зоны, но имеют структуры, свидетельствующие о низкой энергии волн в спокойных условиях, которые иногда сохраняются между штормовыми слоями. Фации верхней части предфронтальной зоны в общем преимущественно песчаные, и может не наблюдаться ясных различий между штормовыми слоями и образованными в спокойных условиях.

Нижний пляж — это межприливная (приливно-отливная зона) часть затопляемого пляжа, тогда как *верхний пляж* — надприливная область, которая затопляется только во время штормов. Эти обстановки обычно разделены низким уступом, или бермой, но могут рассматриваться вместе как верхняя часть затопляемой зоны пляжа. На этом участке преобладают процессы зоны заплеска, прибоя и обрушения, дополняемые вдольбереговыми течениями. Форма донных слоев отражает большую силу потоков, среди которых преобладают течения, выравнивающие поверхность слоев, иногда образующие ромбовидные знаки ряби [1075]. Распространены также квазисимметричные формы небольшой амплитуды, которые интерпретируются либо как антидюны [2668, 1075], либо как знаки ряби отката, образующиеся при ундулирующем гидравлическом всплеске, когда откатывающийся поток сталкивается с идущей навстречу волной прибоя [362]. В середине нижнего затопляемого пляжа при высокой энергии волн обычно образуются симметричные и асимметричные волновые знаки ряби. Донные слои в нижней зоне пляжа часто накладываются на низкоамплитудные бары, образованные накатом, — все это относится к ритмически построенному рельефу [638]. Наиболее обычным типом морфологии донных осадков является «рельеф уступа и туннеля», представляющий собой серию параллельных берегу асимметричных уступов, разделенных мелкими понижениями шириной 100—200 м. Развитие такого рельефа происходит в условиях умеренной энергии волн, действующих на тонкозернистый мезоприливный пляж при обильном привносе осадка. Уступы создаются процессами наката — отката волн в спокойных условиях, когда осадок приносится на нижний пляж и продвигается вверх по пляжу. Во время штормов рельеф выравнивается, так как нижний пляж подвергается эрозии [585, 586]. Другим типом ритмического рельефа, параллельного берегу, являются пляжевые выступы, правильно расположенные вдоль уровня высокой воды, и ниже участки серповидных валов и внутренних валов. Еще одной особенностью нижнего пляжа являются мелкомасштабные ветвящиеся ручейки и каналы, которые локально перемывают осадок пляжа [470].

Несмотря на разнообразие рельефа поверхности на нижнем пляже, набор видов внутреннего строения пляжевых фаций ограничен. Преобладает структура из параллельных слойков, погружающихся в сторону моря под углом 2—3° [2448, 1184]. Эти слойки представляют собой своеобразные двухчленные куплеты (couplets) мощностью 1—2 см или меньше [469]. Каждая пара начинается с базального слоя тонкозернистого осадка, состоящего из тяжелых минералов осадка, и перекрывается слоем более крупнозернистого осадка, состоящего из легких минералов. В плане они имеют форму неправильных эллипсов длиной несколько десятков метров, вытянутых параллельно береговой линии, и шириной по нормали к береговой линии, редко превышающей 10 м. Тонкие плоскости срезания, отражающие короткие периоды эрозии, часто подразделяют слои на отдельные участки. Эта слоистость обусловлена разделением осадка по зернистости в условиях его переноса на плоском ложе под действием потоков наката — отката. Тонкие линзовидные участки со слоистостью под пологим углом, связанные с антидюнами/знаками ряби отката, распространены местами в параллельно наслоенных песках (рис. 7.7). В фациях нижнего пляжа часто наблюдаются единичные участки косой слоистости с падением под крутыми углами в сторону суши, которые рассматриваются как результат миграции к берегу уступов нижнего пляжа ([586, 191, 1127], рис. 7.7).

Гряды эоловых дюн часто встречаются за пределами верхнего пляжа. Дюны образуются в ре-

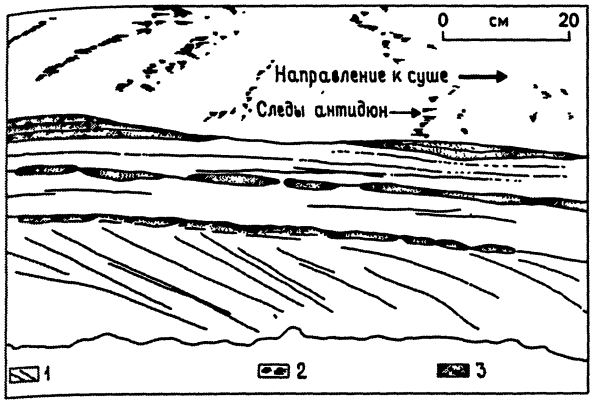


Рис. 7.7. Прибрежные фации, представленные наклоненными в сторону суши под крутым углом передовыми слоями, образованными в результате миграции прибрежных валов, перекрытые тонкослоистыми песками зоны наката с тремя слоями антидюн с пологонаклонной (?) слоистостью (по [1075]). *1* — миграция поверхности скатывания; *2* — плоское дно; *3* — антидюны.

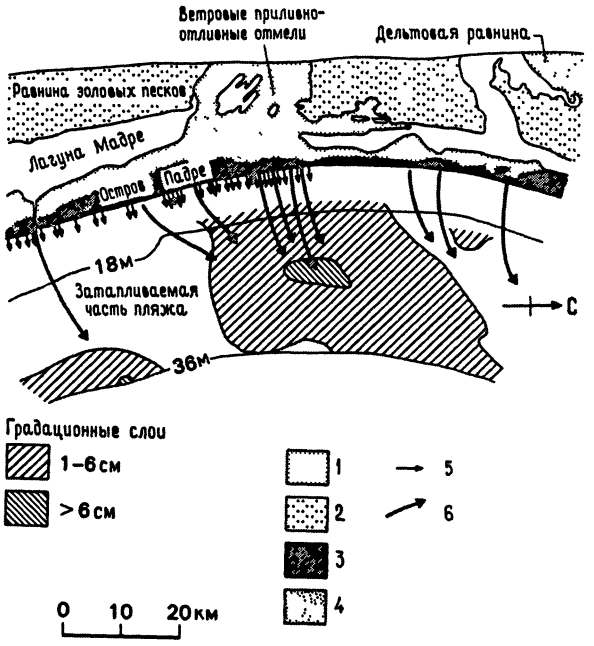


Рис. 7.8. Распределение слоев штормового происхождения, образованных ураганом Карла на пляже острова Падре, Мексиканский залив [1071, 1722]. Обстановки осадконакопления: *1* — ветровые приливно-отливные отмели; *2* — равнина эоловых песков; *3* — дюны и окраинная низменная часть барьера, обращенная в сторону моря; *4* — дельтовая равнина; *5* — намывной канал; *6* — предполагаемые потоки.

зультате переработки ветром песков, отложенных на верхней части нижнего пляжа штормовыми волнами, и достигают высоты в несколько метров. Обширные комплексы крупных дюн образуются в районах значительного привноса песка и соответствующего ветрового режима [512, 513, 227, 1837]. Дюны состоят в основном из тонкозернистых хорошо отсортированных песков, характеризующихся пачками с крутонаклоненной косой разнонаправленной слоистостью (см. гл. 5). Однако их первичные признаки часто изменены и даже уничтожены благодаря колебанию уровня грунтовых вод, воздействию растительности и почвообразования [1603, 1002, 227]. Дюны хорошо представлены в аридных, семиаридных и умеренных районах, но плохо развиты во влажных тропических и субтропических районах, где их формирование тормозится наличием густой растительности, малыми скоростями ветра и увлажнением песков [27]. Они также плохо развиты или совсем отсутствуют вдоль пляжевых побережий, сложенных крупнозернистым материалом.

Современные штормовые слои. Песчаные штормовые слои изучены по многочисленным кернам и пробам, взятым из предфронтальной зоны пляжа, переходной зоны и дальней зоны прибрежье — шельф ([1071, 1173, 1430, 1722, 1768, 1998], см. также разд. 9.8). Первый из описанных слоев представляет собой пласт толщиной 1—9 см, который протягивается по крайней мере на 30 км в дальнюю зону прибрежья до глубины воды 36 м [1071]. Этот слой присутствует неповсеместно в районе, но занимает площадь 20 км^2, имея в среднем мощность 3—6 см (рис. 7.8). Слой нормально отсортирован, никакой внутренней структуры не отмечается, частично уничтожен за счет биотурбации. Последующие сообщения о современных штормовых слоях позволяют сделать нижеследующий обзор, хотя нужно подчеркнуть, что большинство данных получено по дистальным частям слоев, что обусловлено техническими трудностями, связанными с опробованием.

Индивидуальные штормовые слои имеют мощность в диапазоне от нескольких десятков сантиметров до нескольких сантиметров, которая обычно уменьшается в направлении от берега. Средняя мощность на переходе к дальней зоне пляжа на побережье Калифорнии и острова Матагорда в Мексиканском заливе, составляет 45 см и 20—25 см соответственно [1722, 1173]. Существенно более мощные слои были отмечены в предфронтальной зоне Лонг-Айленда, Нью-Йорк [1430]. Более мощные слои распространены на дне морских каналов (каналы разрывного течения? [1722]), что может быть обусловлено наложе-

нием последовательных слоев. Латеральную протяженность современных штормовых слоев трудно определить из-за сложности их идентификации и соответственно корреляции отдельных слоев. У острова Матагорда многие слои смогли быть сопоставлены на расстоянии до 6 км вдоль полосы седиментации и на 8 км в направлении от берега ([1722], рис. 7.9). Опробование у побережья Калифорнии показало присутствие 28 штормовых слоев в вертикальной колонке высотой 6 см, большинство из них было прослежено вдоль седиментационного пояса на 40 км, хотя протяженность некоторых слоев ограничивалась устьем подводного каньона, который проходил в переходную зону. Показаны небольшие различия в мощности слоев, которые были прослежены на расстоянии свыше 7,5 км в дальней зоне прибрежья [1722]. Таким образом, штормовые слои могут латерально занимать площадь несколько десятков и, возможно, несколько сотен квадратных километров, хотя, основываясь на упомянутых выше исследованиях, можно предполагать как максимальную корреляцию слоев, так и подчеркивать тенденцию протяженности отдельных слоев.

Штормовые слои начинаются с поверхности размыва, которая обычно перекрывается крупнозернистыми остатками раковинного детрита [1173, 1430, 1722]. Этот слой резко переходит в песок от тонко- до среднезернистого, который является продуктом эрозии верхней части нижнего пляжа. Пески имеют иногда градационную слоистость, хотя возможности появления такой слоистости ограничены из-за хорошей сортировки исходного песчаного материала. Наиболее примечательной особенностью этих слоев является то, что обычно их нижний интервал, образованный во время шторма, слоистый, а верхний нарушен биотурбациями, которые являются результатом переработки штормовых отложений организмами в течение следующего спокойного периода [1166, 1172, 1173, 1430]. Слоистость хорошо выражена, либо параллельная и субпараллельная, субгоризонтальная или слабоволнистая. Она аналогична неправильной (бугорчатой) косой слоистости древних штормовых слоев (разд. 7.2.5 и 9.11). В современных штормовых слоях изменения от проксимальной к дистальной частям ограничиваются уменьшением мощности в дальней зоне прибрежья, исчезновением крупнозернистого раковинного детрита, встречавшегося в основании слоев или в отдельных песчаных прослоях, которые переходят дистально в тонкое переслаивание песчано-алевритовых и глинистых осадков ([1722, 1768], см. разд. 9.8.2 для сведений о проксимально-дистальных изменениях).

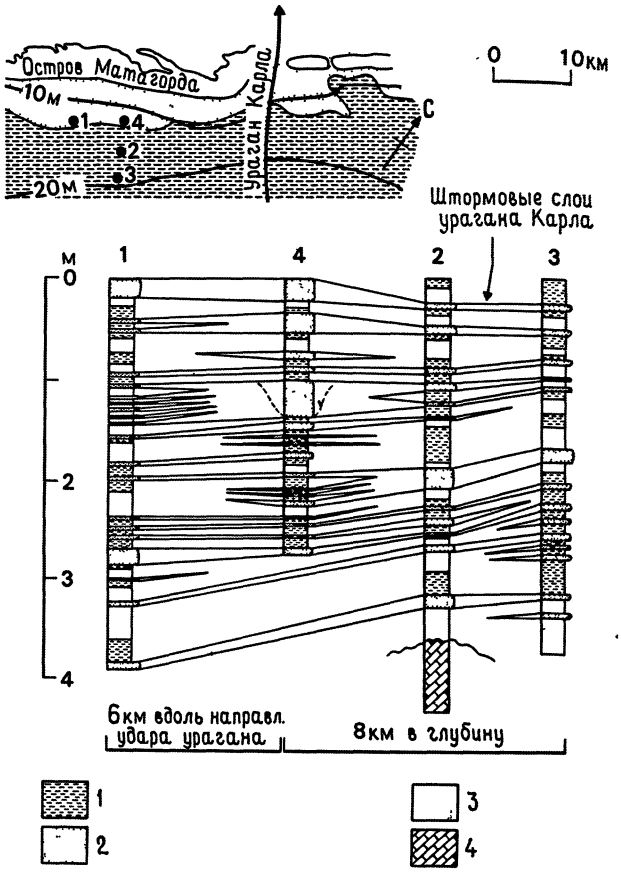


Рис. 7.9. Штормовые слои, вскрытые вибротрубкой в отложениях прибрежной затопляемой части пляжа острова Матагорда, Мексиканский залив; прогнозная корреляция позволяет предполагать существование как протяженных непрерывных слоев, так и прерывистых линзовидных [1722]. *1* — гомогенный глинистый ил; *2* — песок и раковинный песок; *3* — гетерогенный песок и глинистый ил; *4* — устричный глинистый ил.

7.2.3. Последовательность фаций современных наступающих побережий с преобладанием волновой деятельности. Последовательность фаций пляжа или барьерного острова определяется привносом осадков, колебаниями уровня моря и скоростью опускания [613]. При условии продолжительного привноса осадков, стабильного уровня моря и низкой или умеренной скорости опускания пляж или барьерный остров наступают в сторону моря [209], тогда как уменьшение привноса осадков, поднятие уровня моря или высокая скорость опускания приводят к миграции береговой линии в сторону суши [790, 1399]. Система может также оставаться стационарной и наращиваться вертикально (например, остров Падре в Мекси-

канском заливе [61]). В этом разделе рассмотрены наступающие побережья, а трансгрессивные побережья обсуждаются ниже (разд. 7.4).

Так как на побережье затопляемого пляжа осадок становится тоньше при движении в сторону моря, то разрез наступающего побережья начинается с тонкозернистых фаций дальней зоны — шельфа, и его зернистость увеличивается вверх, вплоть до крупнозернистых фаций предфронтальной зоны и нижнего пляжа (рис. 7.3). Скважина на острове Галвестон в Мексиканском заливе, который был образован как барьерный остров, наступавший в сторону моря в течение последних нескольких тысяч лет стабильного уровня моря после голоценовой трансгрессии, прошла 10-см разрез и показала увеличение крупности зерна вверх (рис. 7.10). Слои штормовых отложений, представленные параллельно наслоенными песками зоны перехода к дальней зоне и предфронтальной зоны, подверглись интенсивной биотурбации, что отражает низкую энергию волн в этом районе. Фации нижнего и верхнего пляжа показывают резкое уменьшение биотурбации и преобладание параллельно наслоенных песков, отдельные участки которых имеют слабую косую слоистость, наклоненную в сторону моря [209].

В Голландии при разработке отложений прибрежного барьера были вскрыты сходные фации верхней части нижнего пляжа и предфронтальной зоны. Здесь также были видны наклоненные в сторону моря поверхности напластования, которые интерпретировались как аккреционные поверхности, образованные за счет штормового выравнивания [2364].

Никакие другие пляжи или барьерные острова не были разбурены или разработаны на такую глубину, и изменчивость разрезов, образованных этими системами, все еще плохо известна. Однако количество таких разрезов можно увеличить, используя данные по изучению современных затопляемых зон пляжа, для которых описаны формы поверхности дна и фации путем прямых наблюдений на морском дне, сбора образцов пробоотборником и с помощью неглубокого бурения с изготовлением пленочных реплик и рентгеновскими исследованиями. Результаты в общем представляют собой фациальные профили, перпендикулярные к береговой линии, по которым может быть реконструирована вертикальная последовательность отложений с использованием глубины воды в качестве измерителя мощности отдельных подразделений разреза (рис. 7.11). Примерами, изученными таким образом, являются преимущественно песчаные пляжи (с осадками от тонких до грубых, в некоторых случаях с локальными гравийными участками), которые можно подразделить на 1) безбарьерные побережья с высокой или низкой энергией волн и 2) барьерные побережья. Сравнение их разрезов показывает, что фации предфронтальной зоны пляжа наиболее разнообразны, тогда как фации нижней зоны пляжа наименее изменчивы.

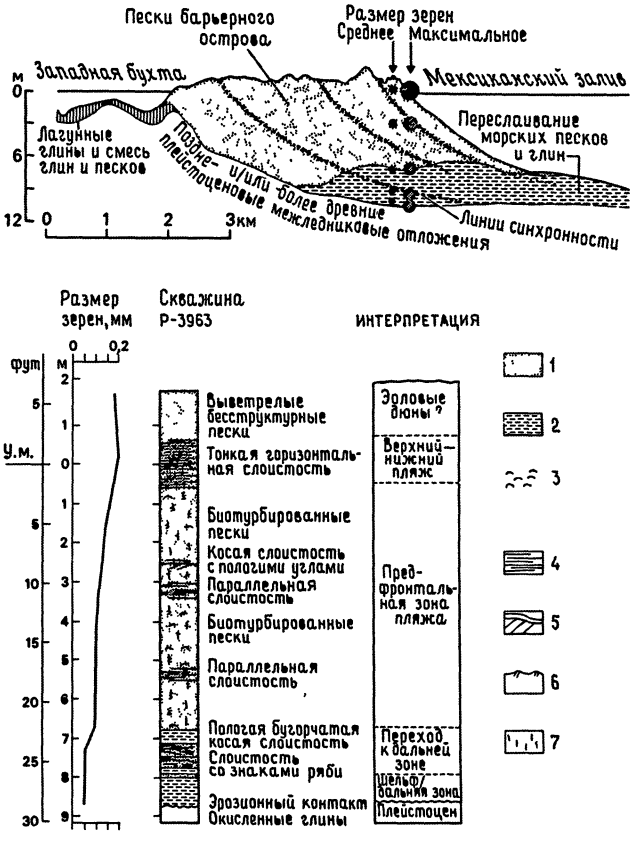


Рис. 7.10. Песчаное тело с укрупнением зернистости вверх по разрезу, образованное в результате миграции острова Галвестон в сторону моря, шт. Техас [209, 1620]. *1* — песок; *2* — алеврит, глина; *3* — раковины; *4* — параллельная слоистость; *5* — бугорчатая пологопадающая косая слоистость; *6* — слоистость со знаками ряби; *7* — биотурбация.

Безбарьерные побережья с высокой волновой энергией развиваются преимущественно под воздействием штормов и набегающих волн. Примерами их являются тихоокеанские пляжи в Орегоне и Калифорнии [469, 1173].

В *Калифорнии* затопляемая зона пляжа представляет собой серию параллельных поясов осадков с укрупнением зернистости к берегу, местами эти осадки прорезаны вершинами подводных каньонов [1173]. Полоса дальней зоны испы-

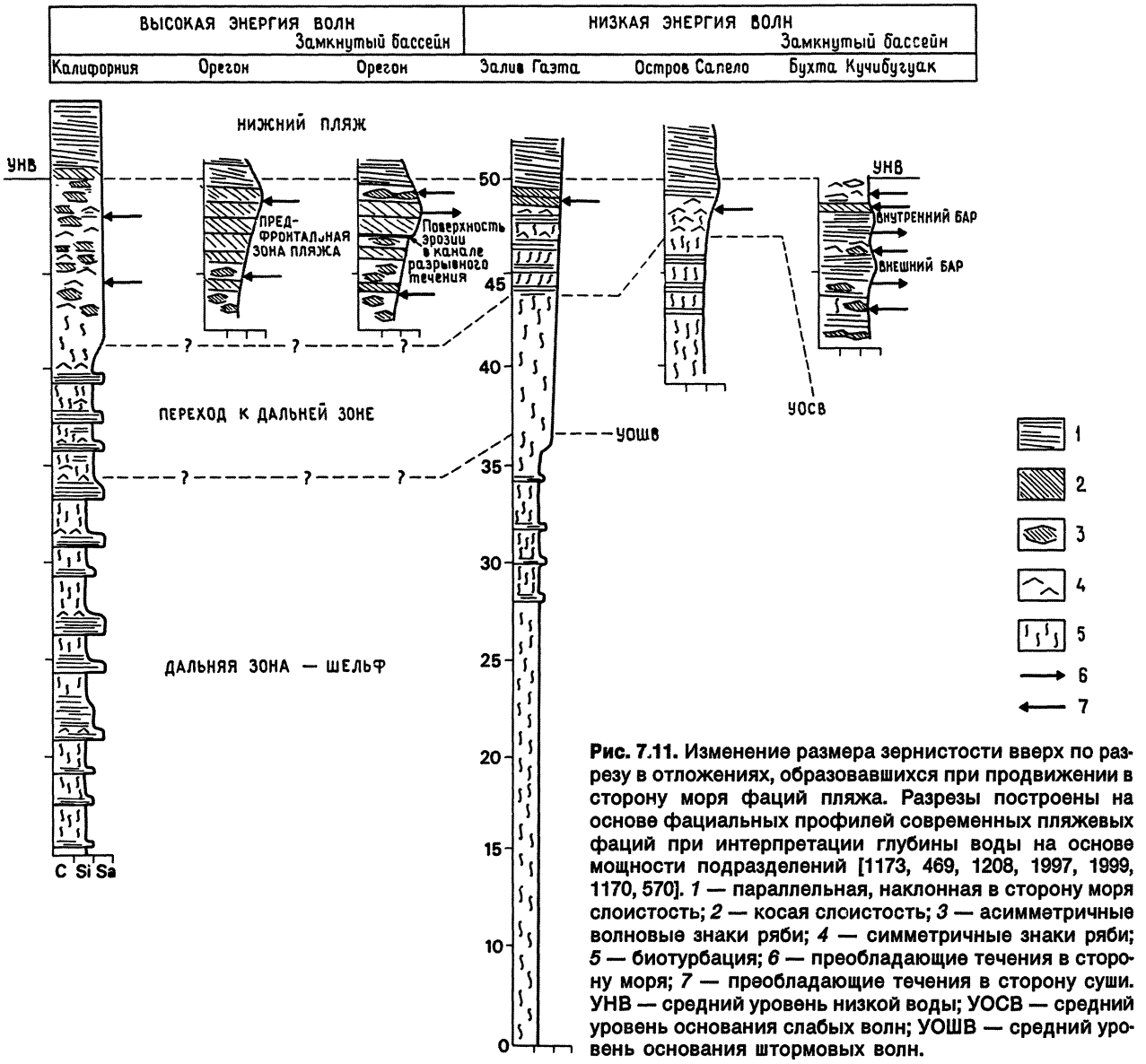


Рис. 7.11. Изменение размера зернистости вверх по разрезу в отложениях, образовавшихся при продвижении в сторону моря фаций пляжа. Разрезы построены на основе фациальных профилей современных пляжевых фаций при интерпретации глубины воды на основе мощности подразделений [1173, 469, 1208, 1997, 1999, 1170, 570]. *1* — параллельная, наклонная в сторону моря слоистость; *2* — косая слоистость; *3* — асимметричные волновые знаки ряби; *4* — симметричные знаки ряби; *5* — биотурбация; *6* — преобладающие течения в сторону моря; *7* — преобладающие течения в сторону суши. УНВ — средний уровень низкой воды; УОСВ — средний уровень основания слабых волн; УОШВ — средний уровень основания штормовых волн.

тывает влияние штормов лишь случайно и сложена почти целиком биотурбированными тонкими алевритами с немногочисленными остатками параллельной слоистости штормовых слоев. Переходная и нижняя предфронтальная зоны состоят из алевритовых песков с размывом в основании, в которых штормовые слои с параллельной (бугорчатой?) слоистостью и подчиненными слоями, имеющими симметричную слоистость ряби, чередуются с интенсивно биотурбированными слоями. Фации верхней предфронтальной зоны пляжа менее биотурбированы и включают участки с косой слоистостью, образуемой набегающими волнами. Граница между фациями предфронтальной зоны и нижнего пляжа маркируется многочисленными галечными слоями, которые отлагаются бурунами, а в фациях нижнего пляжа преобладают параллельно наслоенные пески, в которых слоистость обычно подчеркивается скоплениями тяжелых минералов. Таким образом, разрез с увеличивающейся вверх зернистостью возникает в связи с наступанием затопляемого пляжа и отражает чередование штормов и условий спокойной погоды в фациях дальней зоны, переходной зоны и в меньшей степени нижней предфронтальной зоны. В фациях же верхней

предфронтальной зоны и нижнего пляжа отражаются главным образом уровень энергии и условия набегания волн в периоды спокойной погоды (рис. 7.11).

На *побережье Орегона* в периоды спокойной погоды в верхней части затопляемого пляжа развиваются параллельные берегу зоны форм морского дна, которые соответствуют зонам трансформации волн ([469]; рис. 7.12). В предфронтальной зоне преобладают наклоненные в сторону суши волновые знаки и дюны, образуемые волнами набегания, тогда как в предфронтальной зоне и на нижнем пляже слои формируются в основном бурунами, прибоем и волнами наката и наклонены в сторону моря. Керны, взятые пробоотборником, показывают, что в отдельных фациальных поясах образуются зоны специфичных форм морского ложа и что положение этих зон меняется в течение штормов так, что поле волновых знаков с косой слоистостью, характерной для условий спокойной погоды, может перекрывать слои с косой слоистостью, образованной в предшествующий период штормов (рис. 7.13). Вертикальный

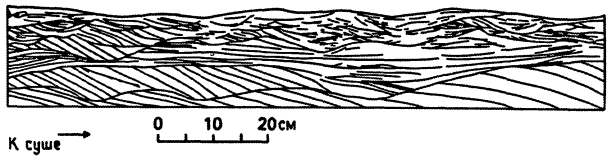


Рис. 7.13. Фации безбарьерного затопляемого пляжа с высокой энергией волн на побережье Орегона. Показано смешение фациальных поясов (см. на рис. 7.12) в связи со сдвигом зон трансформации волн в спокойных и штормовых условиях [469]. На рисунке представлены зона асимметричных знаков ряби, знаки слоистости слабых волн и перекрывающиеся штормовыми отложениями с косой слоистостью зоны лунообразных крупных знаков ряби.

разрез, образующийся при наступании затопляемого пляжа, будет сходен с разрезом образованных волнами косослоистых пород, которые переслаиваются с параллельно наслоенными слоями, характерными для фаций нижнего пляжа (рис. 7.11), и в конце концов кверху переходят в них. Структуры в фациях предфронтальной зоны будут направлены в сторону суши, а параллельное напластование в нижнем пляже может полого погружаться в сторону моря.

Следовательно, на побережье с высокой энергией волн образуются разрезы с увеличивающейся вверх зернистостью пород, в которых преобладают пески, местами более крупнозернистые, например в зоне бурунов на границе предфронтальной зоны и нижнего пляжа. Породы в редких случаях биотурбированы и несут свидетельства миграции в сторону суши волновых знаков и дюн в фациях предфронтальной зоны, образованных набегающими волнами.

Безбарьерные побережья с низкой энергией волн характерны для озер и замкнутых морей с ограниченным волновым воздействием и для подветренных окраин крупных континентов. Примерами их служат залив Гаэта в Средиземном море [1997, 1999] и остров Сапело у восточного побережья Америки ([1170], рис. 7.14).

Фации дальней и переходной зон и нижней предфронтальной зоны похожи на фации побережий с высокой энергией наличием биотурбированных алеврит-песков и редких штормовых слоев, характеризующихся нижней слоистой и верхней биотурбированной частями (рис. 7.14). Однако биотурбация распространена шире, что отражает более низкие интенсивность и частоту штормов на этих побережьях. Фации предфронтальной зоны более тонкозернистые и более биотурбированы, чем их эквиваленты на побережьях

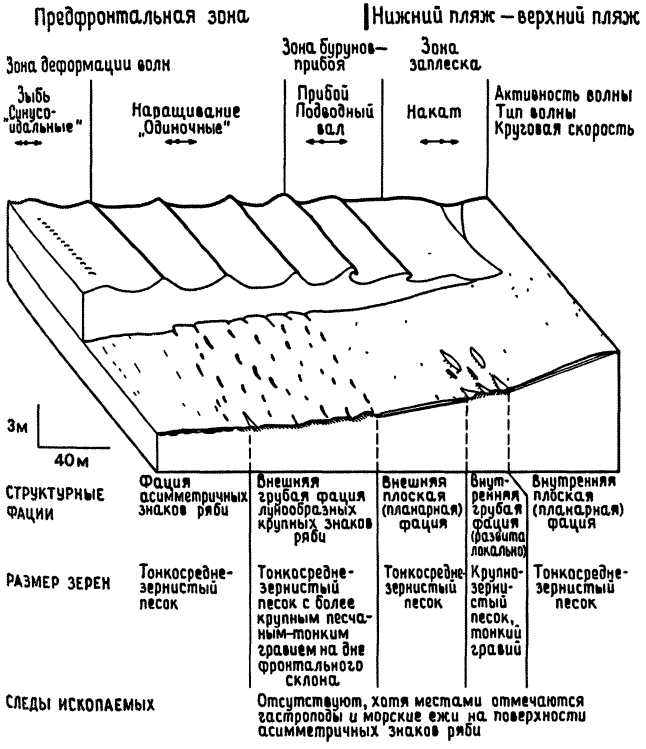


Рис. 7.12. Процессы, формы ложа и фации на безбарьерном побережье с высокой энергией волн на затопляемом пляже, побережье Орегона [469].

с высокой энергией, но также содержат немногочисленные участки с косой слоистостью, формируемые набегающими волнами. Фации нижнего пляжа по преобладанию песков с параллельной слоистостью сходны с фациями побережий с высокой волновой энергией, но могут также содержать отдельные участки с направленной в сторону суши косой слоистостью, отражающей присутствие системы гребней и ложбин, которая характерна для побережий с низкой энергией.

Биотурбация является чувствительным индикатором условий, так как она уменьшается в направлении к берегу, т.е. по мере возрастания энергии, и подчиняется отчетливой зональности вдоль профиля, перпендикулярного к берегу [863, 864, 1111]. На острове Сапело это особенно хорошо проявляется в форме и конфигурации следов раков декапод. Неправильные веерообразные следы *Callianassa atlantica* в предфронтальной зоне сменяются вертикальными следами *Callianassa major* в зоне нижнего пляжа, тогда как в зоне верхнего пляжа распространены J-, U- и Y-образные следы краба *Ocypode quadrata*. Форма следов отражает поведение животных в соответствии с превалирующими условиями и представляет собой полезное дополнение к определению фации вместе с размерностью зерен осадка и структурами. Однако при решении вопроса о связи типа биотурбации с отдельными фациями требуется осторожность, так как некоторые животные (например, десятиногие ракообразные) могут зарываться на глубину несколько метров и, следовательно, проникать в отложения, образованные в других условиях и характеризующие предшествующую фациальную обстановку. Это хорошо видно в береговых обнажениях прибрежных фаций плейстоцена на побережье Джорджия — Флорида [1175]. Здесь фации в общем сходны с

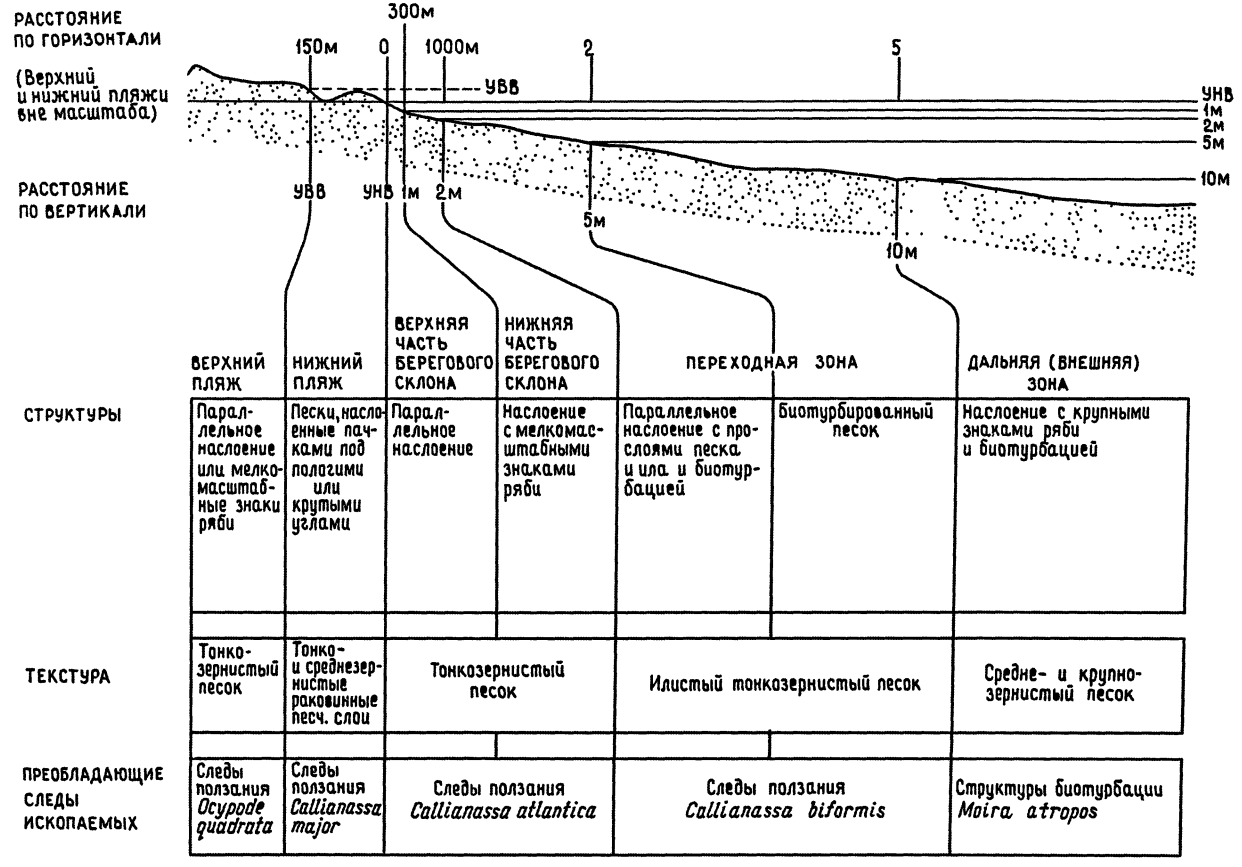


Рис. 7.14. Характеристика фаций вкрест простирания заливаемого пляжа острова Сапело [1170].

фациями острова Сапело, но в осадках предфронтальной зоны отсутствуют первичные структуры, разрушенные биотурбацией *Ophiomorpha*, проникающей из вышележащей фации нижнего пляжа.

Барьерные побережья включают один или более параллельных берегу баров в верхней предфронтальной зоне, которые усложняют обычную для таких побережий последовательность разреза осадков, характеризующихся укрупняющейся вверх слоистостью (рис. 7.11).

Залив Кучибугуак, Нью-Брансуик, имеет серию барьерных островов и намывных кос с низкой энергией волн, которые состоят в основном из тонкого песка и составляют протяженный внешний бар и прерывистые внутренние бары [569, 570]. Волны разбиваются о внешний бар, меняют свою форму и снова разбиваются о внутренний бар, образуя фациальные зоны, которые повторяются на поверхности пляжа и, вероятно, также в вертикальном разрезе осадков. Каналы разрывных течений местами рассекают внутренние бары и в них накапливаются сравнительно крупнозернистые пески с плоскопараллельной косой слоистостью, наклоненной в сторону моря.

Вдоль *берегов шт. Орегон* в условиях более высокой энергии волн, в верхней предфронтальной зоне, образуются бары, расположенные параллельно или косо к береговой линии [1208]. На обращенной к суше стороне баров располагаются каналы вдольбереговых течений, которые соединяются с каналами разрывных течений, приуроченных к мористому концу косых баров. Течения во вдольбереговых и разрывных каналах более существенно влияют на перенос и отложения осадков в верхней предфронтальной зоне, чем набегающие волны. Каналы вдольбереговых течений содержат параллельные береговой линии поля асимметричных волновых знаков и прямолинейные или синусоидально изогнутые дюны, тогда как каналы разрывных течений и бары в устьях этих каналов орнаментированы дюнами, протягивающимися в сторону моря. Так как косые и параллельные берегу бары мигрируют вдоль побережья, они размываются береговыми и разрывными течениями. Последовательность отложений, образуемых при наступании побережья, содержит, следовательно, поверхности эрозии в основании пачек, отвечающих отложениям каналов вдольбереговых и разрывных течений. В этих пачках будут преобладать участки с параллельной берегу и наклоненной в сторону моря косой слоистостью в отличие от структур со слоистостью, наклоненной в сторону берега, которая образуется набегающими волнами на низком побережье (рис. 7.11).

В разрезе барьерного побережья, таким образом, в его верхней части либо повторяются фации, либо залегают пачки, характерные для отложений разрывных каналов с эрозионным основанием. Следы палеотечений в этих разрезах также более сложные, чем в разрезах безбарьерных побережий; имеется большое разнообразие фаций, указывающих на преобладание то направленных к берегу или морю, то параллельных берегу течений.

7.2.4. Микроприливные барьерные острова и лагуны с преобладанием волнового режима. Островные барьерные побережья отличаются от пляжей наличием мелководных лагун. Микроприливные барьерные острова с преобладанием волнового режима характеризуются большой протяженностью пляжа с немногочисленными постоянными приливными каналами или вообще без них (например, остров Падре в Мексиканском заливе; рис. 7.15). Лагуны, ассоциирующиеся с барьерными островами, имеют ограниченную связь с открытым морем из-за недостаточного числа приливных каналов и часто имеют ненормальную и колеблющуюся соленость воды. В аридных и семиаридных районах быстрое испарение приводит к повышенной солености, тогда как в умеренных и гумидных областях могут превалировать солоноватоводные условия из-за опреснения реками. Во обоих случаях соленость может изменяться существенно при увеличении притока пресных вод во влажные периоды и морских вод во время штормов. Разнообразие и обилие фауны в лагунах меняются в зависимости от солености как внутри одной лагуны, так и между лагунами. При ненормальной солености фаунистические комплексы имеют низкое разнообразие и большое число особей, тогда как условия нормальной солености вблизи приливных каналов благоприятны для развития комплексов с высоким разнообразием [1862, 1886, 2066].

В целом в лагунах накапливается тонкозернистый терригенный осадок, отлагающийся из взвеси и/или карбонатный осадок, а небольшие седиментационные системы, такие как намывные конусы, дельты приливных течений и мелкомасштабные речные дельты, расширяют диапазон лагунных фаций. Глины и тонкие алевриты, отлагающиеся в спокойной обстановке открытой воды, могут быть тонкослоистыми, но обычно они бесструктурны из-за биотурбаций. В *лагунах гумидных* и *умеренных* зон илы часто обогащены органическим материалом, включая растительный аттрит, принесенный реками. Вода, постоянно поступающая в лагуну, и ветровые волны формируют тонкие более крупнозернистые слои алев-

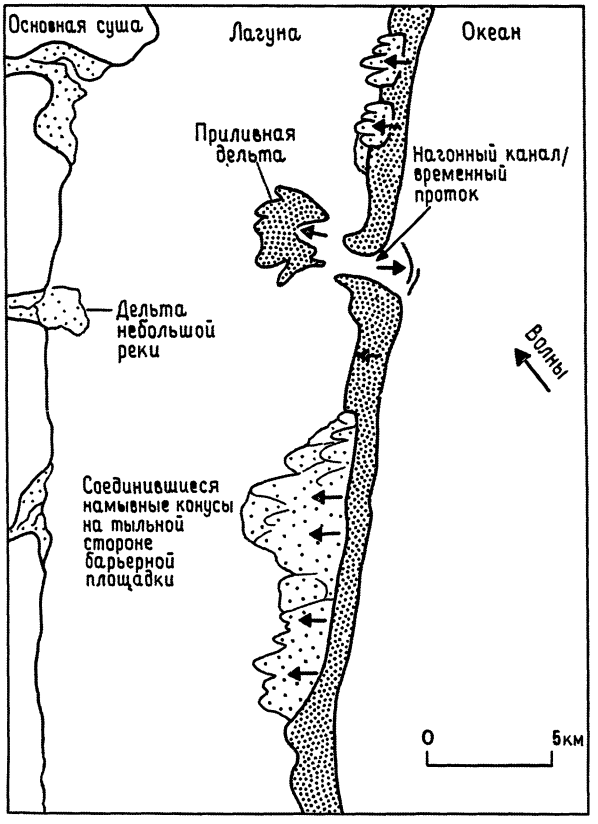


Рис. 7.15. Микроприливный барьерный остров, образованный преимущественно деятельностью волн с одним нагонным каналом — временным приливным протоком [1074].

рита и симметричные знаки ряби, где переслаиваются ил и алеврит. Небольшие речные дельты, часто имеющиеся на обращенном к суше крае лагуны, в гумидном и умеренном климате образуют небольшие участки отложений, разрезы которых с укрупняющейся вверх зернистостью сходны с разрезами многих флювиальных дельт ([640], см. гл. 6). В *семиаридных лагунах* тонкозернистые осадки часто содержат небольшое количество органического вещества и содержат свидетельства периодического высыхания. Лагуна Мадре на острове Падре в Мексиканском заливе имеет обширные иловые низины на обратной стороне барьеров; они обнажены в течение длительных периодов между большими штормами и подвергаются действию волн, которые образуют заиленные поверхности, поверхности выравнивания и дюны, сложенные глинистыми пеллетами. Ниже поверхности осадка формируются тонкие прослои гранулярного гипса, поверхность покрывается водорослевыми матами, которые включаются в осадок при продолжительной седиментации. В открытой воде благодаря действию волн образуются слои крупного алеврита или песка и участки со знаками ряби. Дистальные части пачек, образованных намывными потоками, характеризуются резко ограниченными слоями песка с параллельной слоистостью или со знаками течений. На побережье лагуны, обращенном к суше, под действием волн местами накапливаются оолиты, обломки раковин и микроракушечники ([807, 1669, 2066]; см. гл. 8 об аридных лагунах и эвапоритовых фациях).

Отсутствие проходов, по которым могли бы двигаться направленные в сторону суши штормовые волны и ветровые течения, приводит к затоплению или проламыванию барьера в течение штормов [1071, 1626]. При этом возникают две основные структуры.

1. *Намывные каналы и короткоживущие приливные протоки:* штормы разрушают гряды эоловых дюн, покрывающие пляж, и прорезают каналы, по которым нагруженные осадком штормовые волны входят в лагуну (рис. 7.16). Эти намывные каналы могут прорезать барьер выше нормального уровня моря, и поэтому после шторма они мелеют, являясь, таким образом, временными протоками [710]. Отложения намывных каналов и временных проток могут составлять значительную часть осадков в верхней части затопляемого пляжа. Например, на банке Кор в Южной Каролине к осадкам заполнения каналов относится 14—16% отложений [1724]. Отложения каналов представлены пятью дискретными линзовидными пачками, асимметричными в поперечном сечении — с одним более пологим (седиментационным?) краем и другим более круто погружающимся (эрозионным?) краем. Размер пачек по ширине от 0,7 до 2,1 км, т.е. в 15—20 раз больше, чем ширина существующих каналов. Каналы обычно заполнены остаточными отложениями крупного песка или ракушечника (мощностью 0,3—0,6 м), перекрытыми крупно- до среднезернистых песками (3,0—13,7 м), размерность зерен в которых уменьшается вверх по разрезу до тонкозернистых песков, образовавшихся по краю залива (1,5—3,0 м). Полагают, что каждый канал образуется в период шторма и существует в течение ограниченного периода после него, когда канал мигрирует латерально вдоль берега со значительной скоростью (? 100—200 м/с). Таким образом, даже на тех барьерных островах, где преобладает волновой режим и отсутствуют постоянные заливы, временные размывные каналы и проливы могут иметь важное значение.

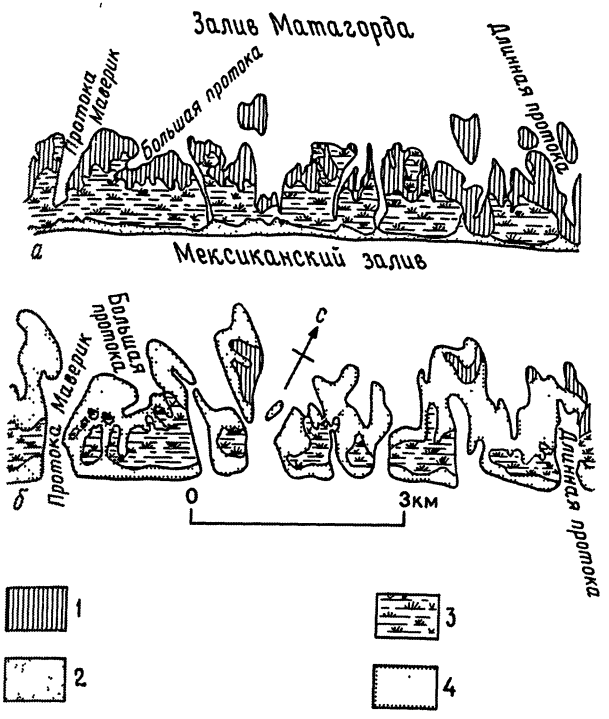


Рис. 7.16. Размыв пляжа на острове Матагорда, Мексиканский залив, ураганом Карла с развитием многочисленных намывных каналов. Следует отметить, что ранее существовавшие каналы были снова открыты [1626]. *а* — до шторма; *б* — после шторма. *1* — ветровая — приливная низина и марш; *2* — пляж; *3* — покрытая растительностью низина со скоплением ракушек; *4* — баровый песок.

2. *Намывные конусы и приливные дельты* образуются в устьях намывных каналов и временных проток на обратной стороне барьера. Намывные конусы — это пачки песка, имеющие лопастеобразную форму и формирующиеся поверхностным стоком в течение штормов [80, 1071]. Они представляют собой тонкие плащеобразные песчаные слои, с плоским эрозионным основанием, подчеркнутыми остаточными отложениями, обогащенными раковинами. Обычно преобладают пески с четко выраженной параллельной слоистостью, которая выполаживается в обратную сторону и подобна прибойно-откатной слоистости. Однообразная на первый взгляд пачка параллельно-слоистых песков часто может быть разделена незначительными несогласиями и тонкими слоями навеваемого на поверхности напластования грубозернистого песка на отдельные пачки «одноактного отложения» толщиной обычно от 1 до 10 см [1465, 2152, 2153]. Подчиненные структуры включают слоистость антидюн, слоистость знаков течения, участки с направленной в сторону суши косой слоистостью, которые особенно распространены на дистальном краю конуса, где он покрыт стоячими водами лагуны ([2152, 2153], рис. 7.17). Непосредственно после отложения намывные пески могут быть биотурбированы, пока осадок еще влажный. Например, в настоящее время в Джорджии крабы-скрипачи (*Uca pugilator*) и крабы-отшельники (*Ocypode quadrata*) оставляют на краях конуса, где влажные условия существуют длительное время, отчетливые следы ползания, тонкие слои пеллет и отдельные пятнистые участки [864]. Внутреннюю структуру намывных конусов могут нарушать также корни растительности, появляющейся между штормами.

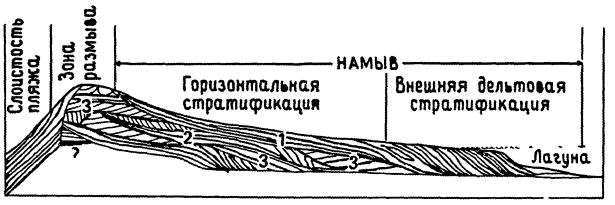


Рис. 7.17. Осадочные структуры в песках намывного конуса [2152, 2153]. *1* — заново образованные намывные отложения; *2* — старые намывные отложения; *3* — эоловые отложения.

Многие намывные конусы являются сложными телами либо из-за того, что сосуществующие конусы перекрываются и сливаются, либо чаще из-за того, что основной проход в барьере заново открывается в течение последующих штормов [1626]. Намывные конусы, ассоциирующиеся с временными протоками, могут превращаться в приливные дельты, которые расширяются, так как протоки мигрируют ([1724]; разд. 7.3).

Крупнозернистые с преобладанием гравия намывные конусы, в которых перемежаются гравий и конгломераты, распространены внутри гравийных барьерных островов. Преобладающей структурой являются плоские поверхности напластования, подчеркнутые резким различием в зернистости слоев, хотя во фронтальных частях этих гравийных конусов имеются крупные участки косой слоистости, направленной в сторону суши [1265, 1835].

7.2.5. Древние наступающие побережья с преобладанием волнового режима. *Введение.* В качестве критерия определения древних пляжей и барьерных островов побережья раньше всего использовались форма, ориентировка и стратиграфические взаимоотношения песчаных тел. Дан-

ные подповерхностного изучения позволяют выявить латеральное протяжение песчаных тел, располагающихся параллельно палеопобережью. Соответственно было установлено, что песчаники, отлагающиеся в этих системах, представлены хорошо отсортированными кварцевыми аренитами, в которых отражены интенсивный перемыв и истирание зерен под действием волн [778]. Наконец, по мере того как становились известными формы ложа, внутренние структуры и фации современных систем, эта информация использовалась и для выявления их древних аналогов [194, 572]. Все три линии доказательств используются в настоящее время. При подозрении, что данное подразделение является продуктом прибрежной волновой системы, следует задать себе несколько вопросов: 1) продвигалась ли эта система в сторону от берега или оставалась стационарной? 2) каков был физический режим в этой области — преобладало ли волновое воздействие и каково было относительное значение волновых и приливно-отливных процессов? 3) была ли эта система пляжем или барьерным островом с преобладанием волнового режима или барьерным островом с влиянием волнового и приливно-отливного режима? 4) формировалась ли эта система побережья сама по себе или была частью дельты?

В следующем разделе рассмотрены разрезы с укрупнением вверх зернистости отложений, которые интерпретируются как фации наступающего пляжа с преобладанием волнового режима и могут быть частью пляжа, барьерного острова или дельтовой системы. Наступающие побережья со смешанным волновым приливно-отливным режимом и трансгрессивные побережья рассмотрены ниже в разд. 7.3 и 7.4.

Большинство продвигающихся в сторону моря разрезов побережий с преобладающей деятельностью волн представлено тонкозернистыми фациями дальней зоны или шельфовыми фациями и серией фаций, отражающих увеличение силы волн в зоне нижнего пляжа. Разрезы обычно имеют мощности от 10 до 60 м, причем мощность отражает глубину прибрежной части бассейна и скорость погружения в процессе осадконакопления [1369]. В большинстве примеров это преимущественно тонко- и среднезернистые песчаники, хотя описаны также и более крупнозернистые, местами до конгломератов [1467]. Фации в этих разрезах могут быть сопоставлены с субобстановками на различных современных пляжах и соответственно могут быть идентифицированы процессы и реконструирован палеоволновой режим.

Эти разрезы побережий с преобладающими волновыми процессами могут быть подразделены на три типа: 1) образованные преимущественно штормовыми нагонами воды, 2) образованные преимущественно набегающими волнами, 3) образованные преимущественно прибрежными и преобладающими разрывными течениями.

Критерии для определения субобстановок заливаемого пляжа. Фации дальней зоны, которые формируются ниже базиса штормовых волн, представлены аргиллитами с присутствием ископаемых и тонкими алевролитами, которые обычно массивны и бесструктурны, что обусловлено биотурбацией осадка. В этих фациях отсутствует более крупнозернистый осадок, за исключением тонких прослоев с градационной слоистостью, встречающихся в некоторых разрезах. Для определения положения *базиса штормовых волн* и, следовательно, границы с *переходной зоной* может быть использовано несколько признаков. В некоторых случаях аргиллит-алевролиты содержат образованные волнами линзовидные фации, состоящие из тонких непостоянных слойков, и участки хорошо сортированных средне- и крупнозернистых алевролитов с симметричными знаками ряби. Эти фации отражают отложение тонкого осадка из суспензии в период спокойных условий и поступление и перемыв более крупного алеврита колебательными движениями штормовых волн, которые едва касаются поверхности осадка в течение штормов. В преимущественно штормовых разрезах бесструктурные или плохослоистые градационные слои фации дальней зоны предшествуют слоистым штормовым слоям, которые отражают седиментацию выше базиса штормовых волн. Слоистость обычно представлена хорошо очерченными параллельными слойками, которые являются либо плоскими, либо ундулирующими — «неправильная (бугорчатая) косая слоистость» (см. ниже). Так как эти критерии обычно могут быть использованы для определения примерного уровня базиса волн, необходимо подчеркнуть, что в интенсивно биотурбированных разрезах свидетельства штормовых отложений могут быть частично уничтожены, и первая *сохранившаяся* слоистость может быть представлена в отложениях, образовавшихся выше базиса штормовых волн.

Идентификация *базиса волн спокойных условий* и, таким образом, *фаций предфронтальной зоны* требует свидетельств постоянной активности волн. Обилие слоистости со знаками волновой ряби по всей фации или между штормовыми слоями является наиболее доказательным критерием, хотя этот признак также может не всегда сохраняться из-за биотурбации и размыва последующими штормами. Базис волн спокойной погоды может быть отражен в отчетливом укрупнении зернистости фонового осадка, который, таким обра-

зом, от штормовых осадков отличается меньше, чем от фаций дальней переходной зоны. В одном из разрезов штормовых отложений были показаны очень небольшие изменения типа слоистости штормовых отложений от неправильной (бугорчатой) до косой слоистости, характерной для береговых валов ([1467], см. ниже).

Фации нижнего пляжа представлены в основном хорошо сортированными параллельнослоистыми песчаниками с первичными линейными знаками течения, отражающими образование в условиях зон бурунов, прибоя и наката. Подчиненные структуры включают косую слоистость, которая обычно встречается на отдельных участках, знаки ряби и в редких случаях знаки струйчатости и сцепленных знаков ряби, формирующиеся на нижнем пляже при низком отливе.

Фации верхнего пляжа и крупномасштабные участки косой слоистости, представляющие собой *эоловые дюнные фации,* иногда присутствуют в кровле разрезов ([921]; рис. 7.19), но эти фации в общем имеют низкий потенциал сохранности.

Разрезы, сформированные в режиме преобладания штормовых волн. Разрезы, в которых преобладают слои с эрозионным основанием и неправильной (бугорчатой) косой слоистостью, являются продуктом отливных штормовых течений или вызванных штормом ветровых течений. В некоторых случаях фации дальней зоны/шельфа включают градационные слои, интерпретируемые как отложения образованных штормом турбидитных течений, которые скатывались ниже базиса штормовых волн и откладывали осадок в районе дальней зоны и шельфа [1018, 1467]. Турбидиты, образованные штормами, в юрской формации Ферни — Котиней (рис. 7.18) представлены слоями песчаника с подошвенными знаками мощностью 1—20 см; параллельная слоистость постепенно вверх переходит в слоистость знаков ряби течения. Подошвенные знаки и внутренние структуры указывают на то, что палеотечения были направлены в сторону моря [1018].

В перекрывающих фациях переходной к дальней и предфронтальной зон в этих разрезах преобладает неправильная (бугорчатая) косая слоистость (см. разд. 9.11.2). Эта структура распространена в крупнозернистых алевролитах и тонкозернистых песчаниках, залегающих на эрозионном основании, и представлена слоями, которые постепенно погружаются (<15°) и ундулируют в виде серии широких антиклиналей и синклиналей.

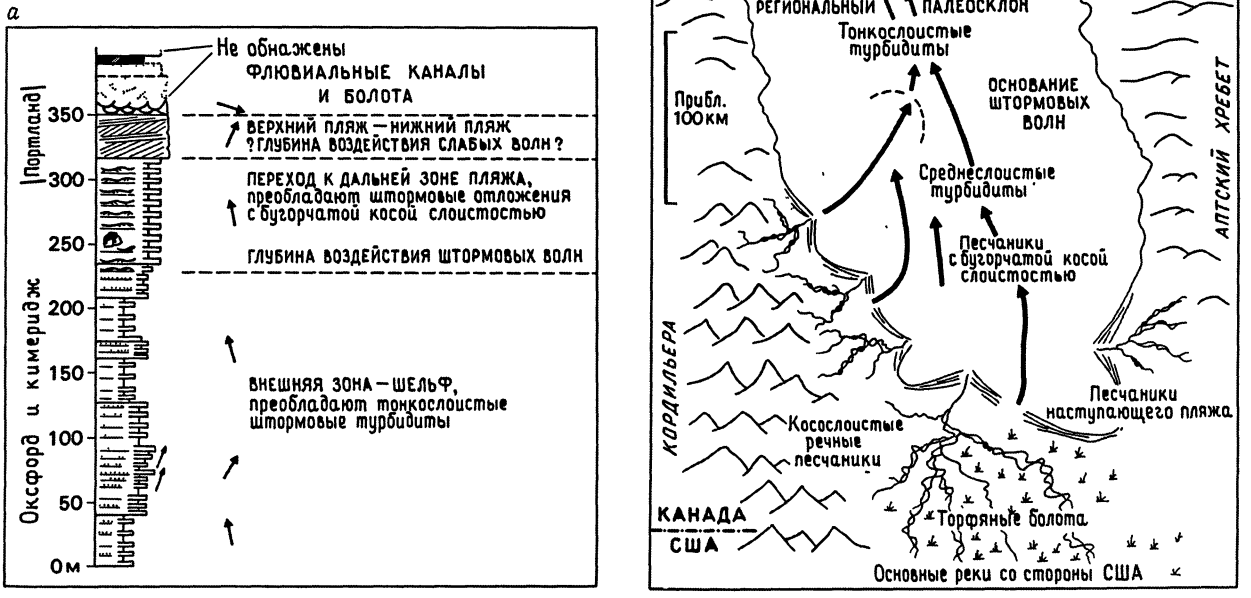


Рис. 7.18. Юрская формация Ферни—Котиней, Альберта, Канада [1018]. *а* — крупномасштабный разрез отложений наступающего затопляемого пляжа с преобладанием штормовых отложений, которые сменяются дельтовыми осадками. Вверх по разрезу зернистость укрупняется. *б* — модель осадконакопления, показывающая переход от пляжевых песчаников через песчаники с бугорчатой косой слоистостью к турбидитам.

Слои облекают рельеф эрозионной поверхности и прослеживаются через синклинали и антиклинали. Часто слои утолщаются в синклиналях, так что холмистый рельеф нивелируется при продолжении осадконакопления. Слои могут встречаться в виде единого целого, но чаще залегают как серия взаимосвязанных эрозионных участков внутри одного слоя. Верхняя поверхность напластования выглядит как широкие изометричные купола высотой 10—50 см и 1—3 м шириной (см. рис. 9.41). Бугорчатая косая слоистость широко распространена в разрезах преимущественно волнового происхождения и, хотя гидродинамика ее возникновения не ясна до настоящего времени, считается, что она отражает осадконакопление выше базиса штормовых волн [654, 1047, 1207]. Бугорчатая косая слоистость может переходить вверх через плоско наслоенные слои в слоистость знаков ряби, что свидетельствует об убывании шторма, но верхние части штормовых слоев обычно переработаны биотурбацией, появляющейся ниже базиса волн спокойных условий, или биотурбацией совместно с нормальными волновыми процессами, если они расположены выше базиса волн. Кроме того, могут накладываться последовательные штормовые слои (см. рис. 9.42). Распространенность биотурбаций и, следовательно, степень сохранности штормовых слоев сильно зависят от силы и частоты штормов и вообще от скорости седиментации. В формации Ферни — Котиней биотурбация незначительна, но в меловых песчаниках Арен в Испанских Пиренеях биотурбация более интенсивна, и структуры штормовых слоев сохраняются среди целиком биотурбированных гомогенных песчаников лишь спорадически ([921]; рис. 7.19). В разрезе меловых отложений в западной Канаде, имеющих преимущественно штормовое происхождение, наблюдается изменение во внутренней структуре штормовых слоев от бугорчатой косой слоистости до косой слоистости береговых понижений [1467], которая представляет собой перекрывающиеся выполнения мелких промоин, согласно заполненных пологонаклонными «плитчатыми» слоями. Их образование рассматривается как результат отложения штормовыми волнами выше базиса волн спокойных условий, имея в виду их расположение выше штормовых слоев с бугорчатой косой слоистостью.

Разрезы, образованные преимущественно процессами набегания волн. Многочисленные разрезы, образованные преимущественно волновыми процессами, с погрубением зернистости вверх по разрезу, содержат лишь ограниченные свидетельства дискретных штормовых событий. Они состоят в основном из фаций, отражающих преобладающее действие направленных к берегу набегающих волн. Некоторые из этих разрезов сформировались на участках с низкой энергией волн, где короткий пробег волны препятствует образованию больших штормовых волн. Однако в большинстве случаев эти разрезы расположены на участках с высокой энергией волн, и в нижних частях разреза сформировавшихся ниже базиса волн спокойных условий иногда присутствуют свидетельства действия силы ветра или штормовых нагонов воды и отливных течений, но они отсутствуют в более высоких частях разреза, что обусловлено их интенсивным перемывом набегающими волнами высокой энергии.

В разрезе миоцена в южной Испании, где преобладают штормовые процессы, фации переходной зоны состоят из аргиллитов с тонкими штормовыми слоями, тогда как фации нижней предфронтальной зоны представлены чередованием слоев со слоистостью знаков ряби и с плоской слоистостью, которые интерпретируются как образованные набегающими волнами соответственно при спокойных и штормовых условиях. Количество плосконаслоенных слоев увеличивается вверх по разрезу, а в верхней предфронтальной зоне местами преобладают конгломератовые песчаники с мульдообразной косой слоистостью с сериями в 10—50 см, которые формировались асимметричными набегающими волнами. Фации нижнего пляжа представлены параллельно наслоенными песчаниками, иногда с поверхностями эрозии пляжевых пород и брекчиями разрушенных пляжевых пород [2051].

В четвертичных отложениях Калифорнии верхняя часть преимущественно гравийного разреза содержит свидетельства образования в зоне набегания волн, аналогичные тем, которые обсуждались ранее (разд. 7.2.2) при рассмотрении побережья Орегона с волновым режимом высокой энергии. Таким образом, в фациях предфронтальной зоны пляжа преобладают разрезы с крупной косой слоистостью, наклоненной в сторону суши, с подчиненными слоями плосконаслоенных песчаников и гравелитов ([469]; рис. 7.20).

Разрезы, образованные преимущественно прибрежными и/или разрывными течениями. На первый взгляд эти разрезы напоминают разрезы, формируемые набегающими волнами, но отличаются: 1) обилием слоев с мелкой (до 1 см) и крупной (более 1 см) косой слоистостью, которая образована волнами в средних и верхних частях предфронтальной зоны и отражает существование береговых течений, направленных параллельно побережью, либо разрывных течений, направлен-

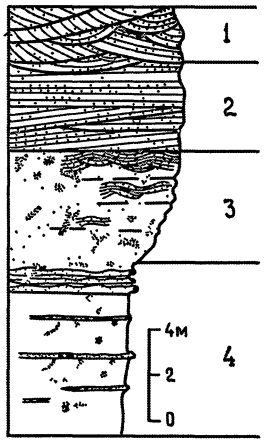


Рис. 7.19. Интенсивно биотурбированный разрез с укрупнением зернистости вверх, образованный наступающим пляжем с преобладанием штормовых отложений в верхнемеловых песчаниках Арен, Испанские Пиренеи [921]. *1* — эоловые дюнные фации, крупномасштабные участки косой слоистости; *2* — фации верхнего — нижнего пляжа. Песчаники с наклоненным в сторону моря параллельным напластованием; *3* — фация предфронтальной зоны пляжа, биотурбированные песчаники с остаточными участками песчаников с бугорчатой косой слоистостью; *4* — фации перехода и дальней зоны пляжа, биотурбированные мергели и алевролиты с тонкими штормовыми слоями.

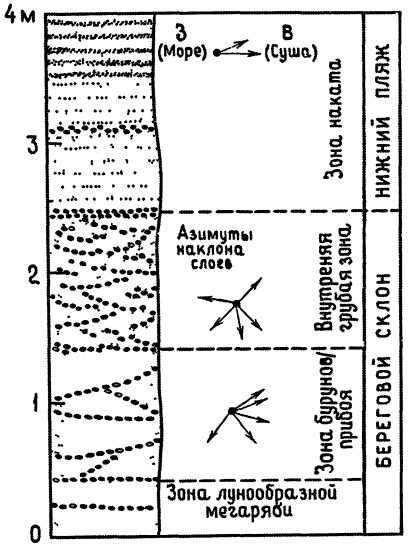


Рис. 7.20. Крупнозернистые фации верхней части затопляемого пляжа с высокой энергией волн и преобладанием процессов деформации волн; четвертичные отложения Калифорнии [469]. Отложения волн наката: песок от средне- до крупнозернистого, хорошо сортированный, слоистость равномерная, почти горизонтальная; некоторые слои с обратной градационной слоистостью; единичные слои мелкой гальки. Верхние 60 см содержат слои, состоящие в основном из тяжелых минералов; хорошо выраженные следы роющих животных распространены локально в нижних 40 см. Отложения внутренней грубой зоны: гравий с прослоями песка; внутренняя структура изменяется к западу от почти горизонтальной до косой слоистости; отдельные гравийные прослои толщиной до 40 см. Отложения зоны бурунов/прибоя: песок, галька, среднезернистые, хорошо сортированные, совершенная мульдообразная крупная косая слоистость, обильные следы ползания роющих организмов. Отложения зоны лунообразных знаков мегаряби волновой зоны: песок, галька, среднезернистые, хорошо сортированные, две пачки с пластинчатой косой слоистостью.

ных в сторону моря; 2) наличием эрозионных поверхностей, которые определяют основание трогов прибрежных течений или каналов разрывных течений.

В меловых песчаниках Галлап в Нью-Мексико в фациях нижней части предфронтальной зоны преобладают штормовые отложения с многочисленными участками бугорчатой косой слоистости, но в фациях верхней части предфронтальной зоны преобладает трогообразная и плоскопараллельная косая слоистость, отвечающая палеотечениям двух направлений, которые параллельны предполагаемой береговой линии. Крупная косая слоистость характерна для пачек слоев, залегающих на эрозионной поверхности, которые интерпретируются как образования мигрирующих прибрежных трогов или каналов ([1619, 1620]; рис. 7.21).

Миоценовые отложения в Калифорнии состоят примерно из 50 отдельных последовательно напластованных по вертикали проградационных разрезов пород, с укрупняющейся вверх зернистостью и образованных при высокой волновой энергии, в основании каждого из которых располагается поверхность эрозии, подчеркнутая конгломератами, которые интерпретируются как трансгрессивные остаточные породы ([468]; рис. 7.22). В каждом разрезе зернистость отложений увеличивается вверх, и они постепенно переходят от фации дальней зоны к фациям нижней части предфронтальной зоны с палеотечениями, направленными под углом к берегу. Затем они резко прерываются поверхностью эрозии и перекрываются крупнозернистыми песчаниками с участка-

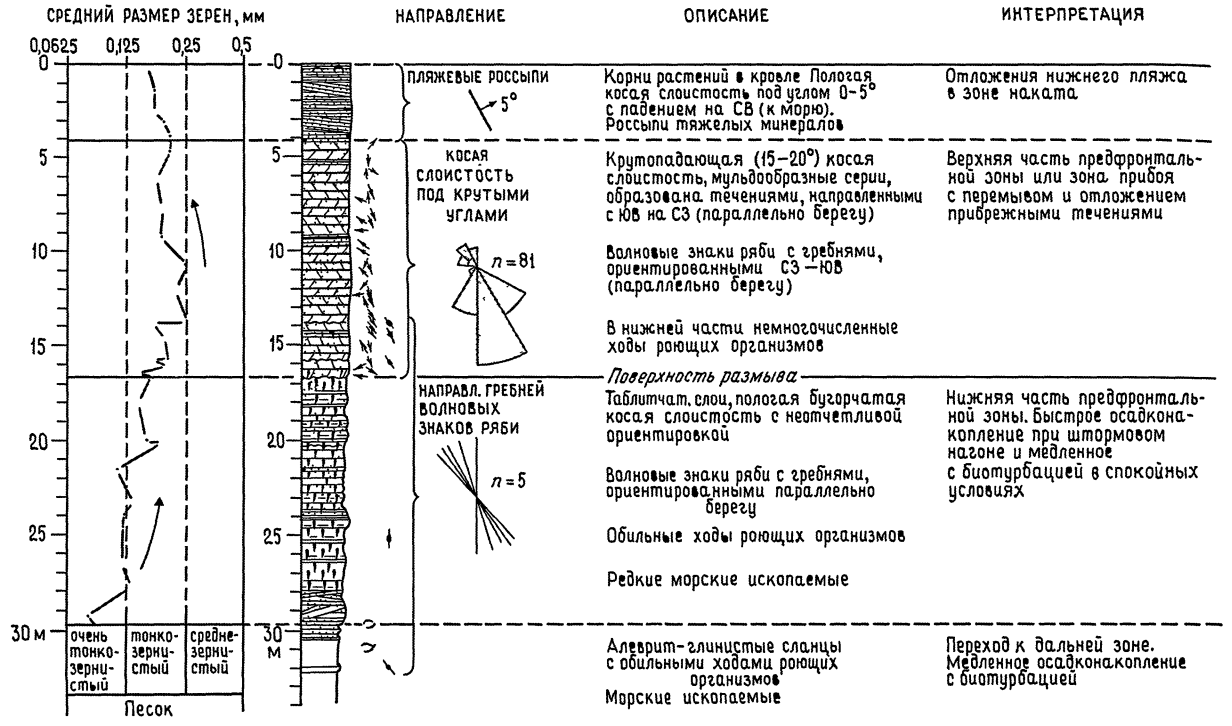


Рис. 7.21. Разрез, образованный наступанием затопляемого пляжа, на котором в зоне перехода и нижней части предфронтальной зоны преобладают штормовые процессы (34—10 м), тогда как в верхней части предфронтальной зоны преобладают отложения в каналах прибрежных течений (17—4 м), меловые песчаники Галлап, Нью-Мексико [1620].

Рис. 7.22. Разрез с укрупнением зернистости пород вверх сформирован в миоцене наступанием пляжа с системой барьеров, Калифорния. Поверхность размыва в середине разреза является основанием отложений канала разрывного течения. Происходит смена направления движения волн от косого юго-восточного в сторону суши над береговым склоном к направлению течения в разрывном канале в сторону моря на восток.

ми крупной косой слоистости, направленной в сторону моря. Эти пачки отложений, залегающие на эрозионном основании, интерпретируются как отложения каналов разрывных течений на барьерном побережье, где русла размывали бары при своей миграции вдоль береговой линии. Фации разрывных каналов постепенно переходят вверх по разрезу в песчаники нижнего пляжа с параллельной слоистостью, наклоненной в сторону моря.

Крупномасштабные песчаные тела, характеризующие наступающие побережья с преимущественно волновым режимом. На наступающем побережье с преобладанием волнового режима могут образовываться крупные щитообразные тела песчаников, которые простираются на значительные расстояния как вдоль пояса седиментации, так и в направлении наступания береговой линии.

В меловых песчаниках Галлап в Нью-Мексико выделяется пачка песчаников, которая может быть прослежена на 320 км вдоль побережья и на 150 км в сторону бассейна. Некоторые рассматривают эту щитообразную пачку песчаников как простую наступающую пляжевую систему [411, 414]. Альтернативная интерпретация основана на том, что детали фациальных особенностей в этих щитообразных песчаниках сложны и являются результатом изменений типа побережья в течение его наступания вследствие миграции разветвленных каналов ([1619]; рис. 7.23).

Если проследить в направлении наступания береговой линии отложения песчаников Галлап и меловых песчаников Арен в Испанских Пиренеях, в состав которых входит песчаниковая толща, прослеженная на 45 км в сторону бассейна [921], то можно видеть, что они состоят из черепицеобразно перекрывающихся пачек, определяющих основную поверхность аккреции пляжевых отложений. В отдельных перекрывающихся пачках могут быть прослежены фации верхнего и нижнего пляжа до эквивалентных им фаций дальней зоны при погружении отложений под уклоном в несколько градусов. Эти пачки отражают периоды аккреции затопляемых пляжей, прерывающиеся периодами эрозии, в течение которых образуются наклонные поверхности, служащие границами отдельных пачек. Периоды эрозии могут соответствовать штормам исключительной силы или слабым изменениям в характере прибрежной седиментации, вызванной временным сокращением привноса осадочного материала. С этой точки зрения, возможно, что поверхности, разделяющие черепицеобразно перекрывающиеся пачки, напоминают топографию берегового вала на современных прибрежных равнинах и могут, следовательно, рассматриваться как «кольца роста» пляжевой системы. Большая протяженность, на которую эти пляжи наступают в сторону бассейна, делает вероятным то, что они являются частью дельты с преобладанием ветрового режима, так как маловероятно, чтобы такая степень наступания могла быть достигнута без непосредственного питаемого рекой привноса осадка, как предполагал Хьюард [1114].

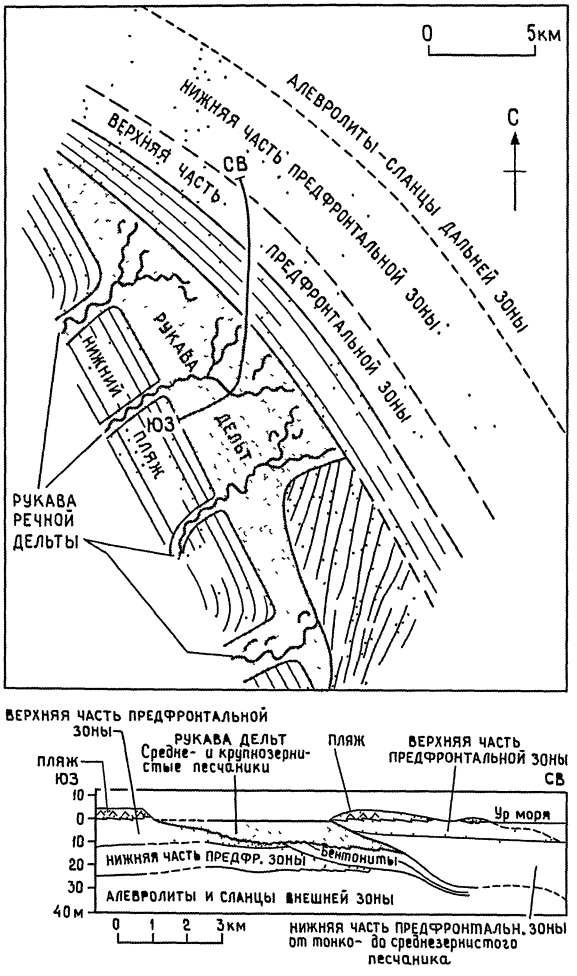


Рис. 7.23. Изменения характера прибрежного осадконакопления (меловые песчаники Галлап, Нью-Мексико): начальное наступление пляжа с преобладанием волновой седиментации прерывается отложением дельтового комплекса (? с преобладанием волновых отложений), затем наступление пляжа продолжается [1620].

Кроме того, песчаники, образовавшиеся в результате наступания побережья с преимущественно волновым режимом, имеют большое значе-

ние для реконструкции палеогеографии бассейна, они еще являются хорошими резервуарами углеводородов, так как состоят из относительно маломощных, но протяженных песчаных слоев, которые часто сложены хорошо отсортированными зрелыми песчаниками с умеренной или высокой пористостью. Такими примерами являются третичные отложения побережья Мексиканского залива [801], меловые отложения Западного Внутреннего бассейна [194, 572] и юрские отложения Северного моря [372, 2617]. Песчаники Брент в Северном море включают углеводородсодержащие тела, отлагавшиеся на барьерных островах, окружавших дельту Брент (разд. 6.7.2). Эти протяженные плащеобразно залегающие песчаники с высокими значениями пористости и проницаемости латерально ограничены отложениями пород с укрупняющейся вверх зернистостью, образованными в условиях верхней предфронтальной зоны и нижнего пляжа. Вариации мощности и особенностей резервуара песчаников зависят от флуктуаций в скорости наступания барьера — при уменьшении скорости устанавливаются более оптимальные условия [372]. Песчаники, ассоциирующиеся с побережьями преимущественно волнового режима, имеют также экономическое значение как вмещающие породы для россыпных месторождений, концентраций урана и как источники кварцевого песка.

7.2.6. Грядово-ложбинные прибрежные равнины. Грядово-ложбинные прибрежные равнины являются важным, хотя часто игнорируемым типом побережья, которое состоит из протяженной прибрежной илистой отмели с субпараллельными песчаными береговыми валами, называемыми шеньерами. Этот тип побережья формируется в устьях крупных рек, несущих преимущественно илистый материал, таких как Миссисипи и Амазонка, в районах с волновым режимом низкой или умеренной интенсивности и диапазоном от микроприливов до макроприливов. Наиболее существенной особенностью, определяющей образование грядово-ложбинной прибрежной равнины, является обильный, хотя и испытывающий флуктуации привнос тонкозернистого осадка [1843].

Крупная грядово-ложбинная прибрежная равнина расположена к западу от дельты Миссисипи [405, 1182, 2068]. Она протягивается на 100 км вдоль берега и с конца голоценовой трансгрессии продвинулась в сторону моря на расстояние в среднем 15 км, образовав существенный пояс преимущественно тонкозернистых осадков. Отдельные шеньеры имеют высоту до 3 м, ширину 300—1000 м и протягиваются на 50 км. Они в общем слегка изогнуты, края, обращенные сторону моря,

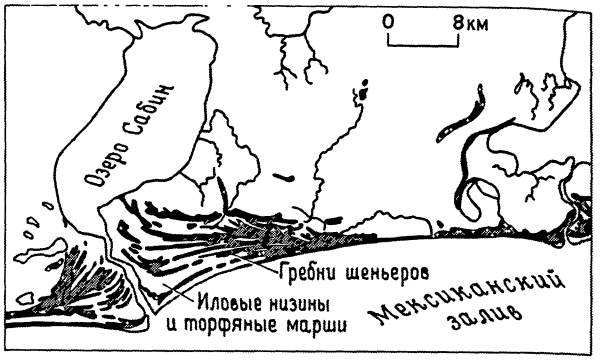


Рис. 7.24. Фестончатое расположение гребней шеньеров (береговых валов) вокруг эстуария [972].

ровные, но противоположные из-за размыва — неровные. Поперечное сечение их двояковыпуклое. Шеньеры раздваиваются в сторону устья эстуария, приобретая слегка веерообразные очертания (рис. 7.24). В этом отношении части грядово-ложбинной прибрежной равнины весьма напоминают некоторые дельты с премущественно волновым режимом, но отличаются характером обособления песчаных береговых валов от фаций иловых низин и маршей и их изогнутостью вверх по течению вдоль края эстуария. Веерообразная форма грядово-ложбинного прибрежного комплекса, окружающего эстуарий, связана с «динамическим отклонением», причиной которого является то, что приливно-отливные потоки в эстуарии разрывают береговые течения и препятствуют транспортировке осадка этими течениями [2453]. В удалении от эстуария береговые валы сливаются и образуют тела шириной до 15 км. В Луизиане период образования береговых валов рассматривается в связи с изменением направления дельты Миссисипи [972]. Когда дельта располагалась близко к грядово-ложбинной прибрежной равнине, большие количества взвешенного осадка привносились волнами и вдольбереговые течения способствовали нарастанию береговой иловой отмели. Смещение дельты от грядово-ложбинной прибрежной равнины уменьшало привнос осадка, что позволяло волнам размывать и перерабатывать фронт иловой отмели в песчаные береговые валы пляжа (рис. 7.25). В фациальном отношении эти шеньеры представляют собой маломощные, но постоянно присутствующие среди тонкозернистых фаций иловой отмели и марша песчаные тела преимущественно волнового происхождения [806]. Бурение показывает, что пески берегового вала постепенно переходят вниз в пески и алевритистые глины, образован-

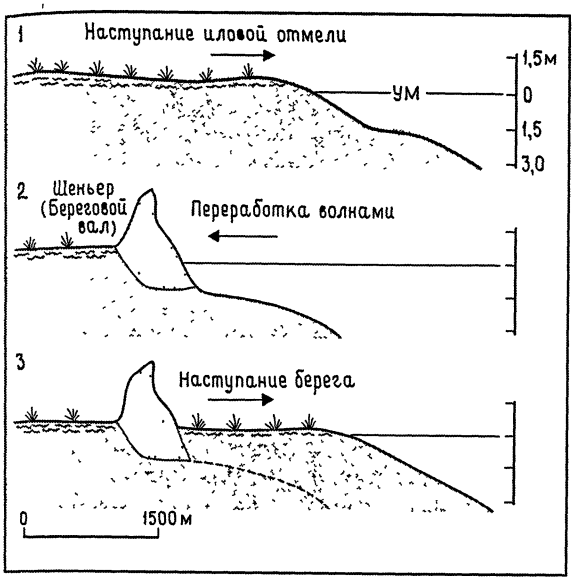


Рис. 7.25. Образование шеньера путем чередования наступания иловой отмели и переработки волнами [1182]. Преувеличение вертикального масштаба 240.

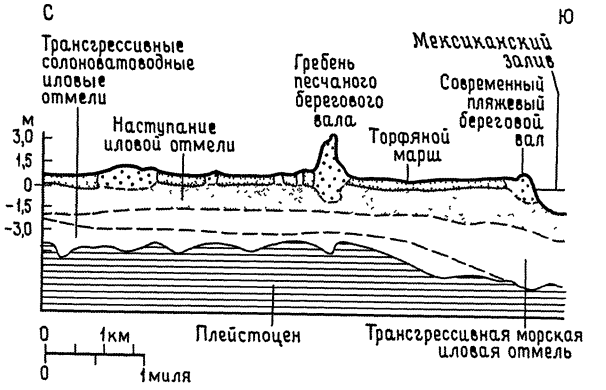


Рис. 7.26. Поперечный разрез через шеньерную равнину Луизианы, показывающий наступание шеньерно-иловой низины, лежащей на голоценовых трансгрессивных иловых отмелях [972].

ные на дне залива, что все вместе представляет собой типичный в малом масштабе разрез с укрупняющейся вверх зернистостью, завершающийся горизонтом почвы и фацией марша (рис. 7.26).

Шеньеры и иловые отмели распространены также на 1600 км пространства вдоль береговой линии между устьями рек Амазонка и Ориноко, тяготея больше к Амозонке [109, 363, 2500, 2578]. Серия крупных частично жидких иловых банок занимает около 30—60 км побережья. Эти иловые банки мигрируют вдоль берега со средней скоростью около 50 м в год, хотя была задокументирована скорость в 2000 м в год. Банки изменяют и частично замедляют волны, достигающие береговой линии, и таким образом в процессе миграции вдоль берега сменяются циклы аккреции и эрозии. Береговые валы образуются между иловыми банками в течение периодов эрозионного перемыва. Ширина грядово-ложбинной прибрежной равнины достигает 50 км и отражает расстояние, на которое продвинулась береговая линия.

Семиаридные грядово-ложбинные прибрежные равнины в Северной Австралии представлены иловыми отмелями с выступами береговых валов, сложенных преимущественно обломками раковин моллюсков, а также алевритом, песком и пизолитовым гравием [2012]. Иловые отмели между шеньерами не имеют растительности и подвержены ветровому воздействию, поэтому в течение сухого сезона образуются дюны из глинистых пеллет. На этом примере может быть показано, как чередование продвижения иловых отмелей и образование береговых валов связаны с долговременными климатическими флуктуациями. Плювиальные (дождевые) периоды ассоциируются с высоким привносом осадка и с наступанием иловой отмели, тогда как аридные периоды характеризуются уменьшением привноса осадка и образованием берегового вала за счет перемыва края иловой отмели волнами.

В геологической летописи известно несколько преимущественно иловых побережий. Уокер и Хармс [2531] идентифицировали отложения преимущественно илового наступающего побережья в верхнедевонском комплексе Катскилл на юго-востоке США, во многих разрезах которого отсутствовали значительные тела прибрежных песчаников. Что касается шеньеров, то наиболее реальным критерием для их установления в древних осадках является присутствие линейно-вытянутых песчаных или песчано-карбонатных тел, выделяющихся среди близлежащих аргиллит-алевритовых фаций. По этим причинам, по-видимому, примеры древних шеньеров в основном получены в результате бурения, которое позволяет выявить их как вытянутые, двояковыпуклые шнуровидные участки песчаников в тонкозернистых маршевых фациях [405, 801, 806]. Примеры можно найти в преимущественно глинистых «паралических» фациях верхнего карбона Европы и Северной Америки, но здесь они плохо обнажены, и поэтому довольно трудно задокументировать их форму.

7.3. ПОБЕРЕЖЬЯ СО СМЕШАННЫМ ВОЛНОВЫМ И ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫМ РЕЖИМОМ

7.3.1. Современные побережья, подверженные действию волновых и приливно-отливных процессов. Эти побережья представлены барьерными островами, которые рассечены *приливно-отливными протоками* (рис. 7.27). Степень развития и сохранности приливно-отливных проток в барьерных островах связана с диапазоном приливов [1888] и, следовательно, протоки обычны для высокомикроприливных и мезоприливных районов (разд. 7.1). Протоки подразделяют барьерные острова на короткие сегменты протяженностью несколько километров или десятки километров. Каждый сегмент имеет форму «барабанной палочки», расширенная часть которой представлена намывной косой пляжа и располагается на берегу протоки, поперечной к направлению берегового течения [1075]. Так как приливно-отливные течения периодически осушают протоку, то расширение и замедление потока могут приводить к образованию приливных и отливных дельт соответственно на обращенной к берегу и морю сторонах.

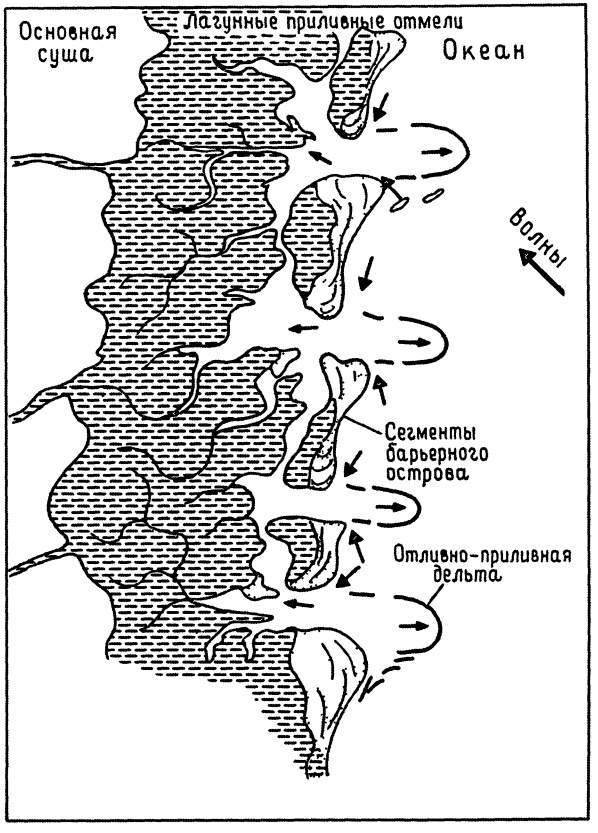


Рис. 7.27. Барьерный остров в условиях смешанного волнового приливно-отливного режима с многочисленными приливными протоками и лагунными приливными отмелями [1074].

На побережье Джорджии, на Востоке США, могут быть выделены различные типы приливных проток, обусловленные вариациями ширины и конфигурации шельфа в этом районе, от которых зависит различный уровень приливно-отливных и волновых процессов, воздействующих на побережье [1191]. В районах с широким шельфом, в особенности в центре побережья, преобладают приливно-отливные процессы, а сила волн слабая. Здесь приливно-отливные протоки преимущественно представлены глубокими, с преобладанием отливных потоков, узкими каналами, ограниченными барами, которые протягиваются в сторону моря на значительное расстояние в виде удлиненных отливных дельт (рис. 7.28). Эти глубокие протоки медленно мигрируют или остаются на одном месте, особенно если они возникли на консолидированном глинистом субстрате или в понижениях рельефа. В результате в протоках образуются линзовидные вытянутые песчаниковые тела, которые выделяются среди отложений барьерных островов. Их протяженность вдоль береговой линии ограниченна, а размер максимален в направлении, перпендикулярном береговой линии. *Районы с узким шельфом* связаны с побережьями, испытывающими преимущественное воздействие волновых процессов и незначительное приливно-отливных процессов. *Приливно-отливные* протоки в районах с преимущественным влиянием волновых процессов характеризуются мелководьем и преобладанием влияния приливных потоков с хорошо развитыми приливными дельтами, но со слабым развитием отливных дельт (рис. 7.28). Эти протоки симметричны, если волны подходят перпендикулярно к береговой линии, и асимметричны и мигрируют, если волны подходят косо к берегу и генерируют береговые течения. Протоки с преимущественно волновым режимом мигрируют латерально вдоль береговой линии. Миграция в общем происходит в направлении общего продольного дрифта осадка на литорали, так как приливно-отливные течения препятствуют транспортировке осадка вдоль берега и приводят к тому, что местом седиментации является сторона протоки, противоположная направлению дрифта осадка, другая сторона — эрозионная [1183, 1430]. Протоки могут, однако, мигрировать и в направлении, противоположном

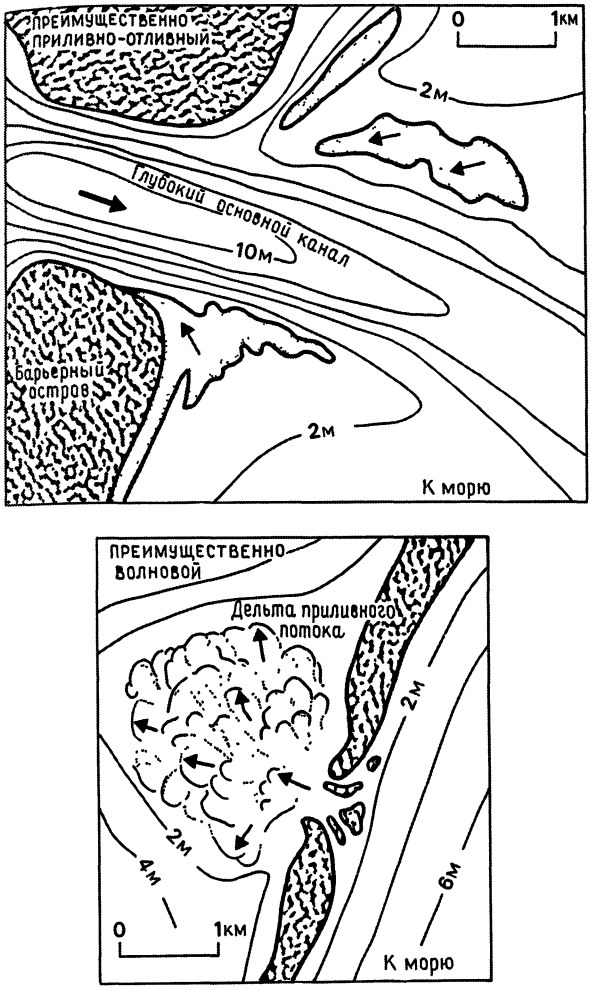


Рис. 7.28. Приливные протоки в условиях преимущественно приливного и преимущественно волнового режима, побережье шт. Джорджия [1191].

береговым течениям, если приливно-отливные течения размывают край протоки, противоположный направлению транспортировки осадка [1986], но это бывает редко. Вследствие миграции протоки отложенные пески барьера размываются и существенная часть осадка откладывается на седиментационной стороне протоки. Скорость миграции этих приливных проток варьирует, но может быть очень высокой. Например, протока Файр-Айленд на острове Лонг-Айленд, Нью-Йорк, переместилась на 8 км в течение 115 лет, т.е. со средней скоростью почти 70 м в год [1430]. Мигрирующие протоки образуют латерально протяженные табулярные пачки отложений, которые по латерали во много раз шире, чем ширина русла протоки, особенно если протоки мигрируют в одном направлении, не меняя его периодически (рис. 7.29). Таким образом, приливно-отливные протоки с преимущественным влиянием волн, связанные с сильным вдольбереговым течением, могут играть доминирующую роль в осадочном разрезе барьерного острова.

В общем смысле отложения преимущественно приливно-отливных волновых проток составляют важное дополнение к фациальной характеристике этих барьерных островов, в особенности из-за того, что протоки сносят осадки ниже уровня моря, где они имеют высокий потенциал сохранения. Распространенность отложений проток в системе барьерного острова зависит от: 1) частоты расположения проток вдоль барьерного острова, которая контролируется в основном высотой прилива; 2) скоростью и постоянством направления миграции проток, что контролируется главным образом типом протоки, природой и протяженностью транспорта осадков вдольбереговым течением; 3) характером миграции барьера — является он наступающим, трансгрессивным или стационарным, — который определяет длительность существования проток; 4) скоростью миграции протока в сопоставлении со скоростью миграции барьера.

Важнейшими особенностями фаций приливной протоки являются: наличие базальной эрозии поверхности дна с отложениями раковинного гравия со смешанным фаунистическим комплексом; наличие крупных латеральных поверхностей аккреции, наклоненных в сторону русла протоки и отражающих прежнее положение седиментационного борта протоки, и крупномасштабных участков крупной (более 1 см) косой слоистости приливно-отливного течения, разделенных тонкими волнистыми слойками алеврита и глины [1183, 2228].

Первые достоверные данные о фациях приливных проток касались пролива Файр-Айленд у острова Лонг-Айленд, который представляет со-

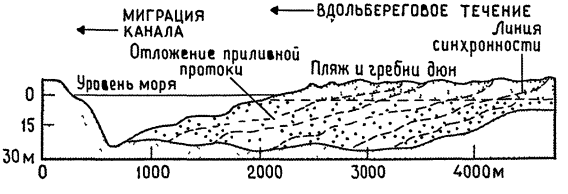
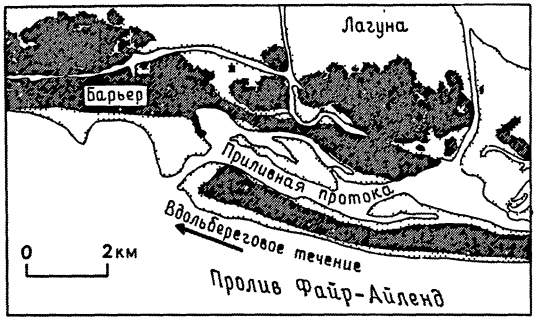


Рис. 7.29. Песчаное тело с эрозионным основанием, образованное латеральной миграцией приливной протоки в барьерном острове в условиях смешанного волнового приливно-отливного режима.



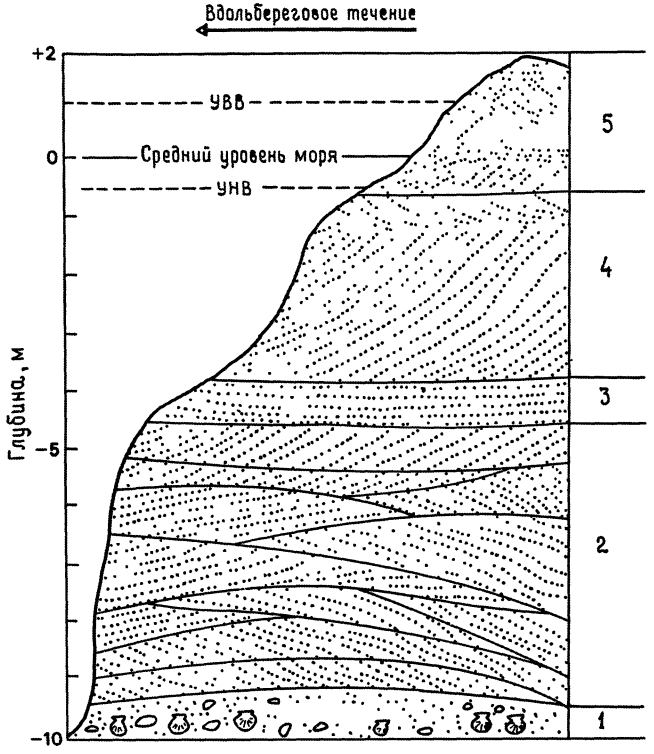


Рис. 7.30. Пролив Файр-Айленд, остров Лонг-Айленд, Нью-Йорк — латерально мигрирующая приливная протока, которая образовала песчаное тело на эрозионном основании: нижняя пачка преимущественно приливно-отливного, верхняя — преимущественно волнового происхождения [1429]. *Фации преимущественно волнового режима*: *5* — субаэральная коса. Образованные волнами параллельно-слоистые осадки, слабо наклоненные в сторону моря или суши; *4* — намывная платформа. Ступенчато погружающиеся обвальные фронтальные слои (30—35°) подстилаются ориентированными в сторону отлива наслоениями со знаками ряби и перекрываются наслоениями со знаками ряби, ориентированными в сторону течения; *3* — мелководный канал. Параллельно-слоистые пески, пологая косая слоистость и слойчатость ряби. *Фации преимущественно приливно-отливного режима*: *2* — глубокий канал. Серии крутопадающей (15—25°) плоскопараллельной косой слоистости, ориентированной в сторону отлива, образованные в результате миграции песчаных волн. Реактивированная поверхность кровли серий иногда перекрыта отложениями с мелкомасштабной косой слоистостью течений; *1* — дно канала. Остаточные скопления крупных обломков раковин и гальки.

бой мигрирующую приливную протоку с преобладанием волновых процессов [1429]. Приливно-отливные течения вымывают основание русла протоки и образуют асимметричные песчаные волны, которые мигрируют в направлении отлива и модифицируются, но не сдвигаются в обратном направлении приливными течениями. В более мелководных частях русла превалируют условия плоскостного наслоения осадка, на краю протоки отложения русла завершаются отложениями намывной косы. Фации нижней части разреза отражают преобладание приливно-отливных процессов в глубоких частях русла, тогда как в верхней части зарегистрировано взаимодействие между приливно-отливными и волновыми процессами (рис. 7.30). Другие разрезы отложений проток отличаются от разреза Файр-Айленда в нескольких отношениях. Крупная косая слоистость в фации русла может быть ориентирована в соответствии с направлением протоки, что, вероятно, обусловлено волновым усилением приливного течения [1191]. В верхней части разреза крутопадающая слоистость фронта намывной платформы может отсутствовать и преобладающее значение могут иметь параллельно наслоенные пески зоны наката [1986]. Для проток с преобладанием приливно-отливных процессов характерен другой тип разреза; в верхней части почти нет следов волновой деятельности и может наблюдаться переход от крупномасштабной к мелкомасштабной косой

слоистости приливно-отливных течений [1119].

Лагуны позади барьерных островов со смешанным волновым и приливно-отливным режимом характеризуются нормальной соленостью, обусловленной постоянным обменом между лагунными водами и водами открытого моря через приливные протоки. Обширные пространства лагуны могут быть представлены литоральными и сублиторальными равнинами, рассеченными сетью приливно-отливных русел [27, 863, 1887]. Локально могут присутствовать намывные конусы, но они менее распространены, чем на «микроприливных» барьерных осровах с преобладанием волнового режима, так как протоки представляют собой естественные проходы для штормовых волн и нагонных ветровых течений. Приливные дельты, связанные с протоками, могут быть важными участками седиментации.

Приливные дельты (дельты приливного потока) формируются в устье протоки на стороне лагуны, обращенной к суше, и лучше всего развиты в приливных протоках с преобладанием волновых процессов, где волны усиливают приливное течение [1191]. Вновь образованная приливная дельта представляет собой серию перекрывающихся конусов или изогнутых лопастей, как, например, в порту Чатем, шт. Массачусетс, где две слившиеся лопасти перекрыты прямолинейными и синусоидно изогнутыми крупными волновыми знаками приливно-отливного течения, но с преобладанием приливного потока [1125]. Со временем приливное течение сосредоточивается в пределах русла, и зрелая приливная дельта представляет собой наклонную плоскость, рассеченную приливными каналами и расчлененную на серию намывов и покровов, образованных отливным потоком [1075, 1723]. В отложениях приливных дельт, направленных в сторону суши, преобладают участки с плоско-параллельной и мульдообразной крупной косой слоистостью, перемежающиеся с участками крупной косой слоистости, ориентированной в сторону отливных течений, особенно в кровле разреза. Скорости седиментации в приливных дельтах часто высокие, и эти отложения могут составлять значительную часть лагунных фаций, в особенности если они мигрируют латерально вместе с миграцией приливно-отливной протоки.

Отливные дельты формируются в устьях проток, обращенных в сторону моря, и особенно хорошо развиты в приливных протоках с преобладанием приливно-отливного режима [1191]. Они являются результатом взаимодействия приливно-отливных течений, волн и вдольбереговых течений, причем основным часто является латеральный привнос осадка [789]. Отливные дельты конформны с общим планом строения отложений, в центральной части которых преобладают русловые отложения приливно-отливной протоки, а на флангах — бары, образованные волнами (рис. 7.31). В каналах отливные и приливные течения проходят разными путями: отливные течения концентрируются в глубокой центральной части русла, а приливные приурочены к краевым частям. Тип форм ложа и их ориентировка сильно варьируют на протяжении отливной дельты, и отложения этой системы выглядят весьма сложными [1125]. Если русло остается фиксированным в своем положении, то отливная дельта образует лопастеобразные песчаные тела в устье канала; если же протока латерально мигрирует, то формируется широкое песчаное образование, языковидно переслаивающееся с фациями предфронтальной зоны, которое может сохраняться значительно ниже эрозионной поверхности, определяющей основание протоки (см. рис. 7.40).

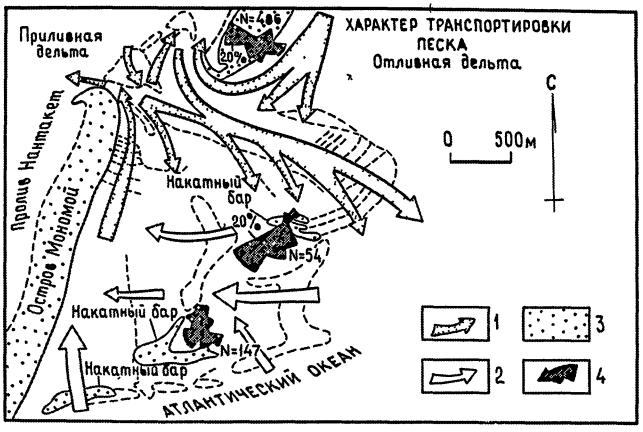


Рис. 7.31. Транспортировка осадков в отливной дельте, где в центральной части преобладают приливно-отливные течения, а по краю — волновые процессы [1125]. *1* — транспортировка приливно-отливными течениями; *2* — транспортировка волновыми течениями; *3* — песчаные тела (литоральные и сублиторальные); *4* — ориентировка форм дна.

7.3.2. Древние наступающие побережья с волновым и приливно-отливным режимами. В геологической летописи описано несколько примеров наступающих барьерных островов, подвергавшихся волновым и приливно-отливным процессам, в основном моделью барьерных островов с преимущественно волновым режимом может служить остров Галвестон. Однако в связи с тем, что

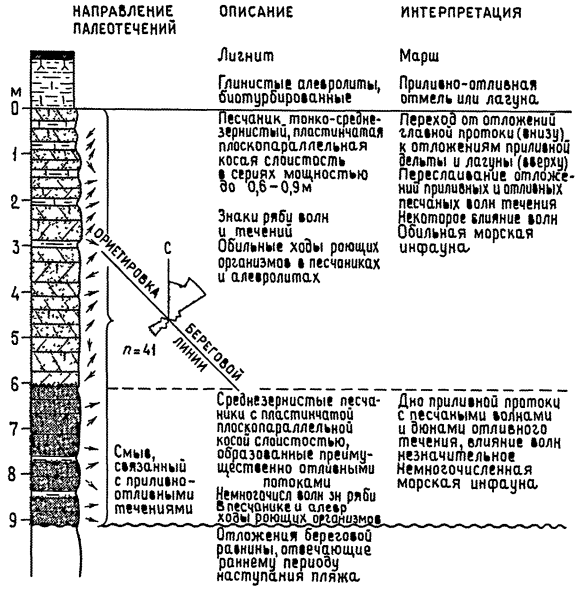


Рис. 7.32. Разрез отложений приливной протоки с преобладанием отливных образований, залегающих на эрозионном основании и перекрытых тонкозернистыми фациями лагунной приливно-отливной отмели [1620].

идея миграции проток в настоящее время достаточно хорошо разработана, по-видимому, будущие исследования дадут большее число примеров ассоциаций затопляемый пляж/приливная протока в древних отложениях наступающих побережий. Распознавание приливных каналов позволяет выявить взаимодействие палеотечений и фаций, в особенности если их четко отличать от отложений береговых и разрывных каналов.

В каменноугольном бассейне Покахонтас, шт. Виргиния, тела кварцевых аренитовых песчаников, образованные в результате миграции барьерного острова, включают отложения приливных проток и отливной и приливной дельт [1133, 1156]. Тела песчаников имеют мощность 11—26 м, ширину 2—8 км и протягиваются на несколько десятков километров параллельно древней береговой линии. Разрезы образованы наступающим заливаемым пляжем побережья и часто прорваны многослойными песчаниками, образование которых трактуется как фации приливных каналов. Каждый слой начинается с базальной эрозионной поверхности, на которой залегают песчаники с троговой и плоскопараллельной крупной косой слоистостью, в которых зернистость осадка уменьшается вверх по разрезу и одновременно увеличиваются рассеяния палеотечения. В кровле отложений каналов иногда распространены алевролиты, но в большинстве случаев эти фации эродированы последующим наложенным каналом. Разрезы, рассматриваемые как отложения приливно-отливной протоки, описаны также в меловых песчаниках Галлап в шт. Нью-Мексико ([1620]; рис. 7.32). Лагунные фации, формирующиеся под влиянием приливно-отливных течений и включающие разрезы этих каналов и биотурбированные межприливные песчаники отдельных фаций, распространены как часть седиментационной системы барьерного острова в третичных отложениях Нью-Джерси [425].

7.4. ТРАНСГРЕССИВНЫЕ ПОБЕРЕЖЬЯ С ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВОЛНОВЫМ И ВОЛНОВЫМ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫМ РЕЖИМАМИ

Пляжи и барьерные острова с береговой линией, отступающей в сторону суши в результате повышения уровня моря, характеризуются большой скоростью погружения или уменьшением привноса осадков. Эти трансгрессивные побережья формируют фации, особенности которых заметно отличаются от характерных черт наступающих побережий.

7.4.1. Механизмы миграции пляжа и барьерного острова. Большинство крупных современных пляжевых барьерно-островных систем мигрировало в сторону суши через континентальный шельф в течение голоценовой трансгрессии, и на некоторых из них эта тенденция продолжается и сейчас. Изучение особенностей реликтовых фаций в районах континентального шельфа, таких, как Восточное побережье США, выявил два механизма, под влиянием которых пляжи и барьерные острова мигрируют в сторону суши. Наиболее широко признается механизм, названный *отступанием предфронтальной зоны,* согласно которому происходит поднятие уровня моря, осадок эродируется в верхних частях предфронтальной зоны, перемещаясь либо в ее нижнюю часть и дальнюю зону в виде штормовых слоев, либо в лагуну в виде серий намывных конусов ([370]; рис. 7.33). Так как верхняя часть предфронтальной зоны, или зона прибоя, продвигается через прежний барьер, она эродирует фации лагуны и намывные фации, образованные на предыдущей стадии трансгрессии, и, таким образом, фации нижней части предфронтальной зоны перекрывают их по плоскости эрозионной поверхности. Эта эрозионная поверхность рассматривается как плоскость размыва предфронтальной зоны или в некоторых случаях как поверхность выравнивания [2388]. Согласно

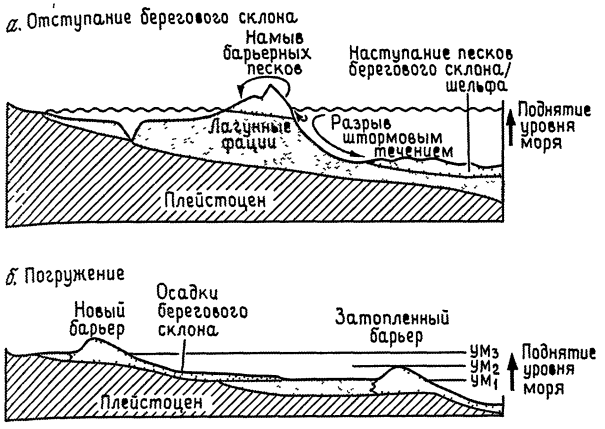


Рис. 7.33. Механизм миграции барьера при трансгрессии и отступании берега (*а*) и при погружении (*б*) [790, 2394, 2089].

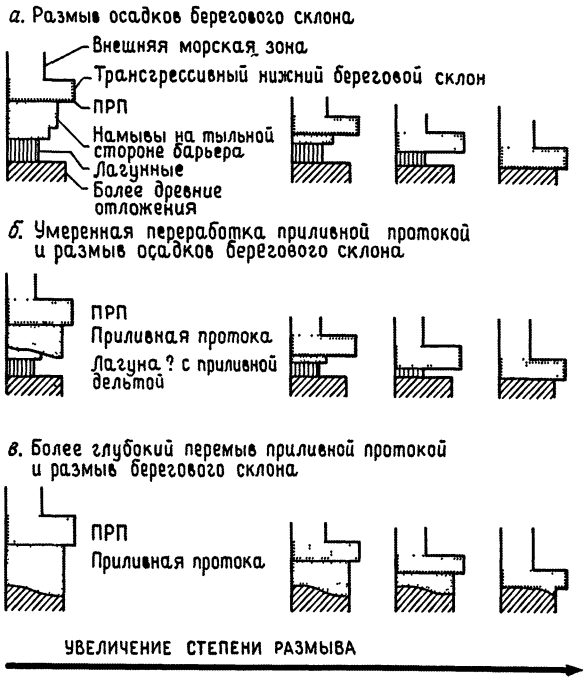


Рис. 7.34. Разрезы, сохранившиеся в результате миграции барьера в сторону суши с различной степенью эрозии предфронтальной зоны: а) включающей размыв барьерного острова преимущественно волнового происхождения; б) и в) включающей размыв барьерного острова смешанного происхождения и размыв отложений приливной протоки. Следует отметить, что разрезы могут различаться только там, где низкий уровень эрозии предфронтальной зоны действовал в условиях относительно быстрого подъема уровня моря или высоких скоростей опускания [1114]. ПРП — поверхность размыва предфронтальной зоны.

другому механизму — трансгрессивной миграции, названному *погружением на месте*, барьер остается на месте в процессе поднятия уровня моря, пока зона бурунов не достигнет вершины барьера. От этой точки зона бурунов резко передвигается в направлении суши, к внутреннему краю лагуны, и, таким образом, барьер затопляется (погружается). Зона бурунов, следовательно, перескакивает через шельф, а не перерабатывает целиком всю зону как в варианте отступания предфронтальной зоны (рис. 7.33 [2089, 2090]). Так как оба этих механизма действовали в течение голоценовой трансгрессии на Восточном побережье США, ясно, что оба они могут иметь место в различное время и в разных местах в течение одной и той же трансгрессии. Изучение истории трансгрессии на Лонг-Айленде, шт. Нью-Йорк, показывает, что быстрое поднятие уровня моря и малый привнос песка благоприятны для механизма затопления на месте, тогда как медленное поднятие уровня моря при большом привносе песка благоприятно для отступания. Затопление барьера приводило к тому, что береговая линия сразу перескакивала по направлению к суше на расстояние до 5 км, тогда как в следующий за этим период отступания предфронтальной зоны приводил к постепенному сдвигу береговой линии на протяжении 2 км со средней скоростью 63 см/год [1971, 1972, 2089, 2090]. Таким образом, оба механизма отступания береговой линии в равной степени контролируются такими факторами, как абсолютная скорость поднятия уровня моря, градиент уклона, структура дотрансгрессивной поверхности и привнос осадка.

Отступание предфронтальной зоны формирует обширный и протяженный латерально разрез, который из-за действующей здесь эрозии является маломощным. При остутствии приливных каналов, вертикальный разрез представлен такой последовательностью (снизу вверх): дотрансгрессивная поверхность → лагунные фации (включая намывные отложения тыловой части барьера) → эрозионная поверхность предфронтальной зоны → фации нижней части предфронтальной зоны или фации внутреннего шельфа (рис. 7.34, *а*). Протяженность эрозионной поверхности предфронтальной зоны зависит от скорости поднятия уровня моря и скорости погружения. В районах с быстрым погружением и/или относительно быстрым поднятием уровня моря может сохраниться сравнительно полный трансгрессивный разрез, тогда как при медленном погружении и/или мед-

ленном поднятии уровня моря эрозия предфронтальной зоны более длительная и разрез будет сокращенным [790, 2388]. Там, где эрозия ограничена, ниже эрозионной поверхности сохраняется разрез предфронтальной зоны с укрупняющейся вверх зернистостью, отражающий заполнение лагуны проксимальными отложениями намывных песков, образовавшимися в то время, когда барьер мигрировал в направлении суши. В районах со значительной эрозией осадков предфронтальной зоны эта часть разреза может быть полностью размыта, и пески нижней части предфронтальной зоны лежат непосредственно на дотрансгрессивной поверхности (рис. 7.34, *а*). В трансгрессивный разрез, образованный в результате отступания предфронтальной зоны Атлантического побережья Джорджии и Каролины, который имеет среднюю мощность 1—3 м, входят: дотрансгрессивная поверхность → лагунные фации тыловой части барьера, представляющие собой частично сохранившееся заполнение лагуны → плоская эрозионная поверхность трансгрессии с остаточными гравийными и раковинными отложениями → фации нижней части предфронтальной зоны [782, 2310, 2394]. Гребни, поднимающиеся на высоту до 10 м над этими плащеобразными песками через каждые 10—20 км, интерпретируются как остатки стационарного состояния барьеров, формировавшихся в течение коротких пауз в миграции барьеров (рис. 7.35). В погруженных голоценовых отложениях дельты Роны также описаны [1828, 1829] частично сохранившиеся отложения с увеличивающейся размерностью вверх по разрезу, указывают на заполнение лагун и последующее их срезание эрозией предфронтальной зоны (рис. 7.36).

При затоплении на месте сохраняются параллельные побережью песчаные тела барьерных

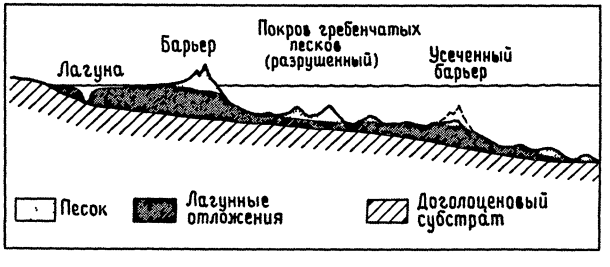


Рис. 7.35. Трансгрессивный песчаный покров, образованный при отступании предфронтальной зоны пляжа в течение голоценовой трансгрессии на Восточном побережье, США [2393]. *1* — песок; *2* — лагунные отложения; *3* — доголоценовый субстрат.

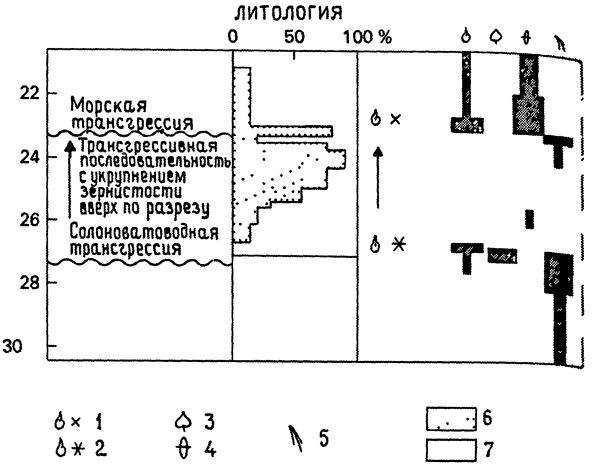


Рис. 7.36. Вертикальный разрез, образованный в результате миграции в сторону суши барьерного острова преимущественно волнового происхождения. Показана поверхность размыва предфронтальной зоны (морская трансгрессия) в лагунных отложениях с укрупняющейся вверх по разрезу зернистостью [1828]. *1* — морская фауна; *2* — солоноватоводная фауна; *3* — растения; *4* — ходы роющих организмов; *5* — корневые остатки; *6* — песок; *7* — глина.

островов в виде «шнурковых песков» в более тонкозернистых лагунных фациях и в фациях дальней зоны. Пример этого можно наблюдать во фронтальной части Лонг-Айленда; песчаное тело шириной в 600—800 м, мощностью до 10 м и протяженностью несколько десятков километров параллельно береговой линии. На обращенной к суше стороне этого песчаного тела бурением вскрыты пески тылового склона барьера со слоями торфа, на обращенной к морю стороне преобладают слоистые и биотурбированные пески предфронтальной зоны.

Там, где в трансгрессивных барьерных островах присутствуют приливные каналы, в седиментационной летописи трансгрессии преобладают их отложения, так как эти каналы глубоко врезаются и быстро мигрируют по латерали [1429, 157]. В случае погружения на месте шнурковые пески барьерного острова включают латерально протяженные разрезы приливных проток, залегающие на эрозионном основании, с небольшими остаточными участками пляжевых фаций преимущественно волнового происхождения, которые располагаются между фациями каналов. При отступании предфронтальной зоны разрезы приливных проток могут быть зарегистрированы в виде пачки песков приливных протоков, среди эродированных лагунных фаций или лежащих в

основании дотрансгрессивных поверхностей и сохранившейся ниже эрозионной поверхности предфронтальной зоны (рис. 7.34, *б, в*). Для того чтобы установить различия между эрозионной поверхностью приливной протоки и эрозионной поверхностью предфронтальной зоны, требуется тщательный фациальный анализ.

7.4.2. Древние трансгрессивные побережья. Многочисленные разрезы древних побережий содержат трансгрессивные фации, которые согласуются с нашим пониманием голоценовых трансгрессивных отложений в том отношении, что они представлены маломощными сокращенными разрезами с отчетливыми поверхностями эрозии, образованными при отступании предфронтальной зоны. В некоторых разрезах имеются отложения с укрупняющейся вверх зернистостью, представляющие собой отложения наступающего побережья, разделенные крупными эрозионными поверхностями или несогласиями, отражающими периоды трансгрессии [468, 2083, 2531]. Поверхности эрозии представляют собой плоские латерально протяженные поверхности, перекрытые тонким плащом интенсивно биотурбированных морских песчаников или переработанных прибоем остаточных гравийных отложений. Эти поверхности отражают трансгрессии, сопровождавшиеся размывом или отсутствием осадков и свидетельствуют о миграции побережья в сторону суши при отступании предфронтальной зоны в условиях быстрого поднятия уровня моря, малой скорости погружения и минимального привноса осадка. Трансгрессивные разрезы, состоящие из несколько большего объема отложений, описаны в докембрии Финляндии [1274] и нижнем силуре юго-западного Уэльса [350]. Докембрийский разрез представлен преимущественно волновыми отложениями мощностью 3,0—3,5 м, которые прослеживают латерально, по крайней мере на 6 км. Они залегают на плоской эрозионной поверхности, и зернистость отложений уменьшается вверх по разрезу по мере уменьшения энергии волн. Эти фации напоминают волновые фации высокой энергии побережья Орегона [469] и отражают непрерывность дальней зоны, так как береговая линия в процессе трансгрессии отступала. Маломощная трансгрессивная пачка преимущественно отложений канала приливной протоки встречается в верхнем силуре шт. Виргиния, США [157]. Трансгрессивная пачка несогласно перекрывает карбонатные отложения приливно-отливной отмели и представлена тонко-среднезернистыми кварцевыми аренитами с разнообразной морской фауной. Отложения проливапротоки состоят из биполярных участков с плоской или троговой крупной косой слоистостью, постепенно переходящей вверх в слоистость знаков течения и плоскопараллельную слоистость. Строение этого разреза отражает переход от глубоких к более мелководным фациям приливно-отливных каналов при миграции проток вдоль берега в процессе трансгрессии.

Однако большинство древних трансгрессивных прибрежных разрезов имеют существенно большую мощность, чем в приведенных примерах [314, 1136]. Верхнемеловые песчаники Кейп-Себастьян в Орегоне составляют разрез преимущественно штормовых отложений трансгрессивного шельфового побережья мощностью 200 м ([314]; рис. 7.37). Разрез залегает с угловым несогласием и представлен остаточными конгломератами и галькой и крупнокосослоистыми и плоскопараллельно-слоистыми песчаниками, которые интерпретируются как трансгрессивные фации предфронтальной зоны пляжа. Остальная часть разреза представлена многочисленными штормовыми слоями, которые залегают на эрозионном основании и чередуются со слоями с бугорчатой косой слоистостью. Слои в нижней части разреза преимущественно песчаные, обычно сливающиеся и в некоторых случаях биотурбированные, тог-

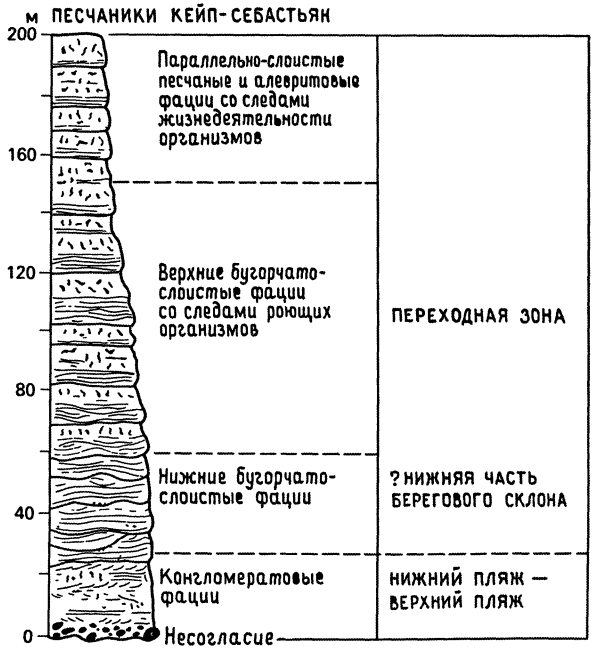


Рис. 7.37. Мощный разрез трансгрессивных отложений, образованных преимущественно штормовыми волнами, меловые песчаники Кейп-Себастьян, Орегон, США [314].

да как более высокие слои разреза менее мощные, более тонкозернистые и сильнее биотурбированы. Хорошо выраженная бугорчатая косая слоистость исчезает и замещается параллельнослоистыми песками, которые чередуются с биотурбированными алевролитами. Эти фациальные изменения отражают переход от дистальных к проксимальным частям штормовых отложений и далее к отложениям дальней зоны и развитие трансгрессии. Значительная мощность осадков, которые накопились в течение трансгрессии, связывается с высокими скоростями привноса осадка на тектонически активную погружающуюся континентальную окраину, что заметно контрастирует с более пассивной окраиной Восточного побережья США. Нижнепалеозойская формация Пенинсьюла в Южной Африке еще более представительный пример мощного трансгрессивного разреза, состоящего из трансгрессивных прибрежно-шельфовых кварцевых аренитов мощностью 750 м [1136]. Этот разрез также залегает с угловым несогласием, но в его формировании большее значение имели приливно-отливные процессы. Нижняя часть трансгрессивного разреза включает фации намывного конуса и приливно-отливного канала тыловой стороны барьера, которые с размывом перекрываются крупным телом песчаника, образованного в приливной протоке, свидетельствуя о том, что погружающееся побережье содержало барьерные острова с мигрирующими приливными протоками. В верхней части разреза преобладают сложно построенные крупно- и среднемасштабные участки с крупной косой слоистостью, интерпретируемые как песчаные тела приливно-отливного шельфа. Большая мощность этого трансгрессивного разреза связывается с высокими скоростями привноса осадка из крупной аллювиальной системы и постепенным непрерывным погружением в процессе трансгрессии. Эти исследования выявили ограничения трансгрессивной модели, построенной для Восточного побережья США, связанные со специфическими условиями этого района: тектонической стабильностью континентальной окраины, низкой скоростью погружения, низкой до умеренной скоростью повышения уровня моря, минимальным привносом осадка в течение трансгрессии. Эти условия объясняют сокращенный характер разрезов, отлагавшихся в течение трансгрессий на Восточном побережье, и ограничивают применимость модели к районам с другими условиями.

Однако, прежде чем сделать заключение по этому исследованию, необходимо рассмотреть, действительно ли эти разрезы накопились в течение непрерывной трансгрессии. Райер [2082] предполагал, что мощные трансгрессивные разрезы в действительности накапливались в течение периода стабильного положения береговой линии или при ее наступании, когда ход трансгрессии прерывался. Поскольку трансгрессия продолжалась, при каждой остановке или продвижении образовавшиеся отложения постепенно включались в отложения фаций дальней зоны, образуя, таким образом, в целом трансгрессивную последовательность фаций. При таком устойчивом продвижении побережья каждая пачка должна быть ограничена эрозионными поверхностями несогласий, которые отражают периоды отсутствия седиментации во время трансгрессивных эпизодов. В упомянутых выше работах не описано никаких подобных поверхностей, но их необходимо искать в таких разрезах для того, чтобы проверить возможность такой альтернативной интерпретации.

7.5. ПОБЕРЕЖЬЯ С ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫМ РЕЖИМОМ

7.5.1. Современные эстуарии. Эстуарии представляют собой «полузамкнутые прибрежные водные тела, которые имеют свободное сообщение с открытым морем и внутри которых морская вода заметно разбавлена пресными водами, притекающими с суши» [1935]. Эстуарии распространены в ассоциации с приливно-отливными отмелями, барьерными островами и дельтами рек и распадаются на две категории: нижние течения рек, испытывающие влияние приливов, и затопленные ледниковые и речные долины. Этот раздел посвящен первой категории эстуариев, где приливно-отливные процессы действуют в нижних частях речного русла и влияют на транспортировку и отложение осадка.

Приливы действуют в эстуарии двумя основными путями: во-первых, высота прилива определяет степень смешивания пресных и соленых вод и влияет на особенности циркуляции [410, 1934]. Например, там, где высота прилива низкая, менее плотные пресные воды распространяются поверх соленых отдельным слоем и водная колонка вертикально стратифицирована, тогда как в районах с большей высотой прилива турбулентное перемещение водных тел более существенно и водная колонка становится гомогенной. Во-вторых, приливно-отливные течения могут частично или полностью влиять на транспортировку и отложение осадка в эстуарии. Важнейшими свойствами приливно-отливных течений в этом отноше-

нии являются : 1) постоянные флуктуации скорости течения и глубины воды, имеющие значительное число периодических циклов, наиболее важными из которых являются суточный и полусуточный приливно-отливный цикл и 14-дневный лунный; 2) возвратный характер течений в период отлива и степень развития временно-скоростной асимметрии; 3) тенденция к выделению внутри эстуария площадей с преобладанием либо прилива, либо отлива; 4) способ варьирования характеристик приливно-отливного течения по длине эстуариев [1922].

Микроприливные эстуарии формируются там, где реки, имеющие малую разгрузку, впадают в микроприливные моря. Кроме того, приливные воды незначительно или умеренно проникают в реки или русла дельты при низкой воде, и эстуарные условия создаются лишь временно. Эти микроприливные эстуарии характеризуются хорошо стратифицированными водами с хорошо развитым соленым клином.

В *мезоприливных и макроприливных эстуариях* приливно-отливные процессы могут оказывать значительное влияние на транспортировку осадка в нижнем течении реки. Эти эстуарии характеризуются частично или полностью смешанной системой циркуляции воды и представляют собой широкие воронкообразные устья, в которых течение во время прилива устремляется вверх по меандрирующим руслам до тех пор, пока не достигнет основного русла речного стока. Присутствие последнего является основной чертой, отличающей мезоприливный эстуарий от приливной протоки. В центральных частях эстуария концентрируется песок, тогда как алеврит и ил распространены в виде языковидных отложений литоральной или сублиторальной отмелей вдоль окраины эстуария (рис. 7.38). Яркими особенностями песчаных отложений являются наличие отложений приливных и отливных дельт, сублиторальных и литоральных баров, которые могут быть либо поперечными, либо вытянутыми по направлению приливно-отливных течений, каналов, ориентированных в сторону прилива и отлива. В мезоприливных эстуариях преобладают отложения приливных дельт и поперечные бары [283], тогда как в макроприливных эстуариях основной особенностью является наличие песчаных гребней, располагающихся по направлению приливно-отливных течений [1073, 1381, 1824]. На испытывающих влияние приливов нижних плесах реки Орд в Западной Австралии эти линейные приливно-отливные песчаные гребни имеют высоту 10—22 м, ширину 300 м и протягиваются на расстояние до 2000 м. Более мелкомасштабные формы ложа

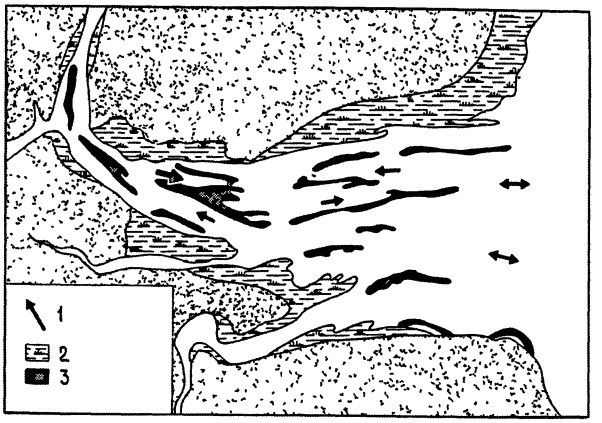


Рис. 7.38. Обобщенная форма крупного приливно-отливного эстуария, характеризующегося воронкообразным руслом с вытянутыми гребнями отложений приливно-отливных течений в центре и приливно-отливными отмелями по краям [1073]. *1* — преобладающее направление приливно-отливных течений; *2* — приливно-отливные отмели; *3* — песчаные тела.

накладываются на песчаные гребни и имеют часто противоположное направление на разных флангах гребня; это свидетельствует о том, что гребни формируются там, где сближаются основные транспортирующие отливные и приливные протоки ([2661, 2662]; см. разд. 9.5.3).

Разнообразные ассоциации форм ложа орнаментируют бары эстуария и русла [283, 285, 560]. Знаки течений встречаются в ассоциации с крупными формами ложа, а также покрывают площади, которые не подвержены приливно-отливным течениям максимальной скорости, например, такие, как верхние части литоральных баров. Дюны или мегарябь особенно распространены на дне и бортах русел и могут быть подразделены на два типа: тип 1 представляет собой прямолинейные гребневидные формы без ямок вымывания в районе трога и тип 2 — синусоидальные гребни с хорошо развитыми ямками вымывания [560]. *Песчаные валы* — более крупные формы ложа, представляющие собой прямые асимметричные гребни, хотя некоторые авторы применяют этот термин к прямолинейным гребневидным дюнам типа 1. Реверсируют ли эти формы ложа при изменении направления течения в отливно-приливном цикле или сохраняют ориентировку, зависит от степени асимметрии временно-скоростных характеристик течения. Знаки течения всегда реверсивные, в некоторых эстуариях реверсивны и дюны. Однако в эстуариях с выраженной скоростно-временной асимметрией течения дюны сохраня-

ют свою ориентацию и образуют полупостоянные поля форм ложа, ориентированных согласно отливным и приливным течениям. Песчаные волны эстуариев имеют столь крупные формы, что их ориентация не меняется в течение отливно-приливного цикла. Реверсивные и елочкоподобные («рыбий скелет») формы характерны главным образом для слоистости знаков течения, но могут также формироваться в косослоистых участках, там, где имеются реверсивные дюны или где поля дюн, ориентированных согласно направлению отлива и прилива, постепенно меняют свое расположение в течение более длительного периода времени, например в течение квадратурного приливного цикла. Формы ложа, которые не реверсируют в течение отливно-приливного цикла, формируют участки отложений, периодически прерывающиеся из-за реактивации поверхности отложений и/или за счет примазок илистого осадка [1367].

Имеется несколько представительных описаний фаций современных эстуариев, однако раскопки голландского эстуария дельты Рейна предоставили не имеющую себе равной благоприятную возможность исследования фаций эстуария, включая осадки сублиторальных участков, которые в обычных случаях трудно изучать [1957, 2434]. Гетеролитовые фации, представленные отложениями с лентовидной и линзовидной слоистостью, весьма характерны и обычно распространены на участках, противоположных по отношению к отложениям со слоистостью знаков течения, что подтверждает их происхождение, связанное с приливно-отливными течениями. Песчаные фации представлены преимущественно участками с крупной косой слоистостью мощностью до 2—3 м. На небольших участках встречаются обратные взаимоотношения, но это не является правилом. Фронтальные склоны рельефа ложа часто облекаются тонкими слоями ила и прерываются поверхностью переработки (reactivation). Детальное изучение позволяет выявить систематические латеральные изменения отдельных участков, которые можно связать с отливами-приливами и квадратурными циклами ([264, 266, 2435, 2511]; см. разд. 9.10.1). На сублиторали фронтальные слои группируются в пучки, которые образуются в соответствии с направлением отливно-приливных течений при крайней асимметрии скоростно-временных характеристик [2511]. Пучки выражены на поверхности в виде двух тонких глинистых слойков, разделенных тонким прослоем песка (рис. 7.39). Такие фронтальные слои накапливались в течение преобладающих приливов и отливов, тогда как поверхности были сформированы

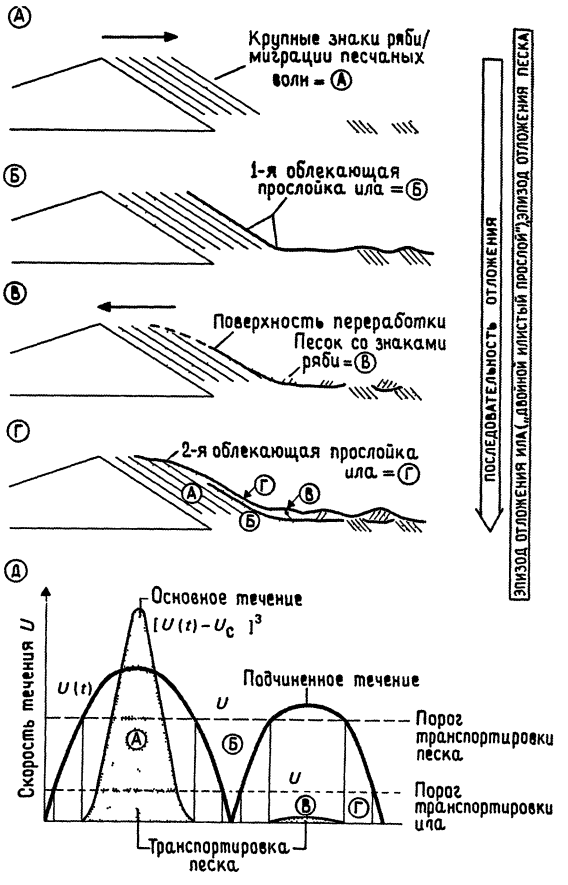


Рис. 7.39. Интерпретация участка косой слоистости в терминах приливно-отливного цикла с асимметричной скоростью прилива — отлива: *А—Г* представляют стадии отложения осадка в соответствии с приливно-отливным циклом [2511]; *Д* представляет кривую скорости прилива и отлива, которая объясняет структуры, показанные на *А—Г* [39]. *А* — стадия с преобладанием течений; *Б* — первая стадия образования заводи; *В* — подчиненная стадия течений; *Г* — вторая стадия образования заводи; *Д* — приливно-отливный цикл и соответствующая ему последовательность отложения песок/ил.

в период между преобладающими приливами, причем глинистый слой отражает слабую воду, а тонкий песчаный прослой соответствует подчиненному приливу. В районах с менее резко выраженной скоростно-временной асимметрией пучки фронтальных слоев разделены поверхностями переработки, которые могут быть перекрыты единой глинистой примазкой [2435]. Различия между квадратурными и сизигийными приливно-отливными течениями могут выражаться либо в вариациях мощности пучков с периодичностью 14

(суточных) или 28 (полусуточных) приливо-отливов [2511], либо в систематическом поднятии и опускании нижней границы, сопровождающейся детальным изменением характера фронтальных слоев и поверхности реактивации [266, 2435].

Ассоциации фаций в голландском эстуарии Рейна не столь хорошо известны. Один полный разрез заполнения эстуария представлен нижней пачкой крупно- и мелкокосослоистых песков и верхней пачкой правильно чередующихся ленточнослоистых и тонко переслаивающихся илов, алевритов и песков, образовавшихся после отмирания канала. Чередование фаций в верхней пачке интерпретируется как сезонное; отложения с ленточной слоистостью накапливались в течение зимних месяцев, а тонко переслаивающиеся слои — в течение лета [192]. Потенциал сохранности полного разреза заполнения канала, по-видимому, низкий, и вполне вероятно, что в эстуариях преобладают разрезы эрозионных каналов, в которых сохраняются только сублиторальные и нижнелиторальные песчаные фации, имеющие высокий потенциал сохранности [1796].

Ассоциации фаций эстуария были также исследованы в мезоприливных эстуариях на Восточном побережье США с использованием коробчатого пробоотборника, слепков рельефа дна и рентгеновской радиографии [1168, 1169]. Пролив Оссабо разделен серией барьерных островов и состоит из комплекса крупных форм ложа и приливных и отливных каналов, которые тянутся на 3 км по дальней зоне пляжа, прежде чем окончиться в приливно-отливной дельте [988]. По мере продвижения отливно-приливной дельты в сторону моря она образует разрез с укрупняющейся вверх зернистостью, в котором биотурбированные шельфовые пески перекрываются хорошо сортированными песками с троговой косой слоистостью, слоистостью знаков ряби и параллельной слоистостью, образованными взаимодействием между приливно-отливными течениями и волновыми процессами. Этот разрез может быть срезан при дальнейшем наступании русла эстуария, и эрозионная поверхность будет перекрыта изменчивой последовательностью пород с уменьшающейся вверх зернистостью и общей тенденцией к образованию следующего ряда отложений: остаточные отложения → преимущественно приливно-отливные русловые фации → фации приливно-отливной отмели (рис. 7.40). Верхние части разреза, отвечающие отложениям меандрирующих проток, характеризуются отдельными барами преимущественно с троговой косой слоистостью крупнозернистых песков и со слоистостью знаков ряби в более тонких песках в районе нижних частей русла и переслаиванием тонких песков и глин с волновой и полосчатой слоистостью в верхнем течении [1174]. Эти русла мигрируют, латерально и в седиментационной летописи преобладают отложения обширных засоленных маршей, ограничивающих русла. Если наступание эстуария продолжается ниже точки, отмеченной на рис. 7.40, то верхние части разреза эстуария могут быть перемыты этими меандрирующими каналами.

7.5.2. Современные приливно-отливные отмели. Приливно-отливные отмели образуют обширные пространства побережья в районах с низкой энергией волн, в мезоприливных и макроприливных районах. Они распространены также на обрамлениях бухты, в лагунах, эстуариях и дельтах, испытывающих влияние приливов. Такие отмели были изучены в северной части ФРГ и Голандии, заливах Уош (восточная Англия), Фанди (Канада) и Калифорнийском заливе [754, 756, 1364, 1366, 1993, 1994, 2360, 2363, 2446, 2447].

В общем приливно-отливные отмели представляют собой однообразные равнины, рассеченные сетью приливно-отливных каналов и русел. Во время прилива воды входят в каналы, затопляют берега каналов и прилегающие отмели. В период отлива вода уходит через каналы и отмели снова обнажаются. *Надлиторальные отмели* расположены выше среднего высокого уровня прилива и, таким образом, подвержены влиянию климата. В районах умеренного климата эти участки покрыты солеными маршами, и в них накапливаются слои чередующихся глин и алевритов, в которых слоистость интенсивно нарушена биотурбацией, корнями растений и разрастанием желваков [1994]. В аридных и семиаридных районах преобладают высыхающие отмели с эвапоритами (гл. 8). Биотурбация минимальная, но рост кристаллов гипса и галита приводит к усадке глин, нарушению слоистости и образует пористую смесь глин и эвапоритов [2446, 2447]. *Литоральные отмели* представляют собой ровную погружающуюся в сторону моря отмель, рассеченную крупными и мелкими приливно-отливными каналами. В общем среди литеральных отмелей имеется непрерывный переход от преимущественно илистых, расположенных вблизи уровня высокой воды, до преимущественно песчатых, расположенных на участках низкой воды [2360, 2363], но для них характерны общие особенности. На побережье залива Уош, например, последовательность следующая: соленый марш → высокая иловая отмель → внутренняя песчаная отмель → низкая иловая отмель → низкая песчаная отмель [754]. Взаимное

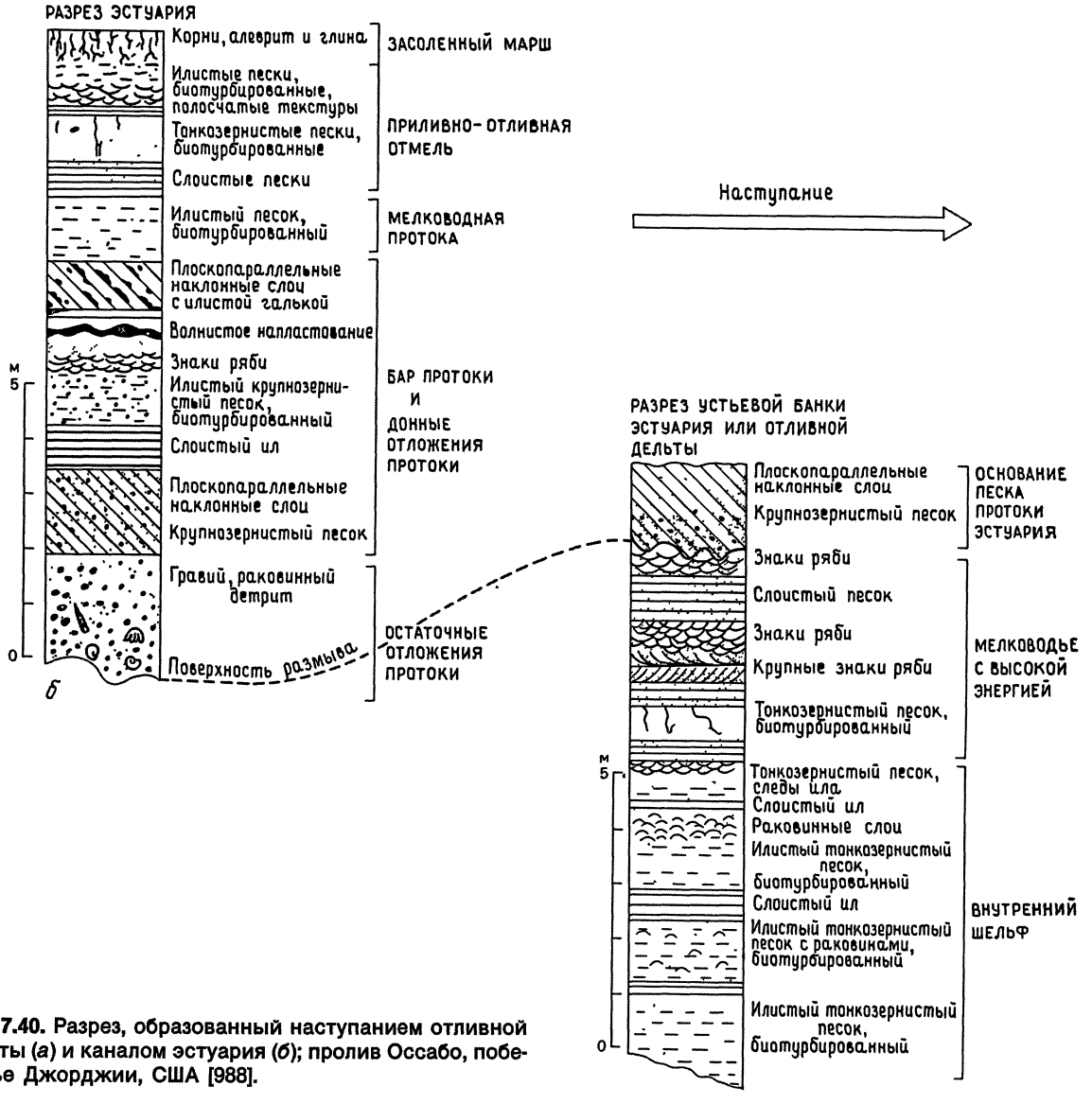


Рис. 7.40. Разрез, образованный наступанием отливной дельты (*а*) и каналом эстуария (*б*); пролив Оссабо, побережье Джорджии, США [988].

воздействие относительно слабых приливно-отливных течений и волн на преимущественно песчаные отмели формирует обширные участки с асимметричными и симметричными знаками ряби, часто характеризующиеся их сложным наложением друг на друга. Фации литоральной отмели представлены преимущественно переслаиванием глин, алевритов и песков с отчетливой полосчатой, волновой и линзовидной слоистостью. Эти фации отражают постоянные флуктуации условий с низкой энергией, кратковременными периодами перемещения форм ложа, приливно-отливными течениями и волнами, чередующимися с периодами отложения из взвеси тонкого осадка [2000]. Осадки литоральной отмели часто интенсивно биотурбированы организмами, питающимися осадком и взвесью.

На приливно-отливных отмелях в части грядово-ложбинного комплекса на северо-востоке Южной Америки было задокументировано движение массы жидких илов ([2579]; разд. 7.2.6). Структуры движения представлены изогнутыми трещинами, крутыми откосами на обращенной к суше стороне, участками разорванных и сгруженных осадков в центре и удлиненными желобами на стороне, обращенной к морю. Избыток давления поровых

вод, вызванных отливом, может инициировать движение массы илов. Эти структуры напоминают депрессии сгруживания в дельте Миссисипи (разд. 6.8.2).

Приливно-отливные каналы и русла, которые рассекают приливно-отливные отмели, обычно представляют собой сильно извилистые протоки с косами на внутреннем седиментационном борту. Выраженность в рельефе кос сильно изменчива и частично зависит от степени извилистости меандры [156, 352]. Латеральная миграция приливно-отливных каналов часто составляет несколько десятков метров в год. Дно каналов заполняется относительно крупнозернистыми песками с раковинным детритом и многочисленными глинистыми обломками, которые образуют базальные остаточные отложения разреза фации канала. Косы сложены тонким переслаиванием глинисто-алевритовых и песчаных слоев, которые формируются за счет латеральной аккреции по плоскости, полого погружающейся в сторону канала ([1992, 2360]; рис. 7.41). Наклонные эрозионные поверхности внутри участков латеральной аккреции трактуются как отражение размыва косы в период исключительно неспокойных условий [352]. На одном из примеров показано, что эти эрозионные поверхности подразделяют участок латеральной аккреции на отдельные клинья. Каждый клин считается соответствующим одному году седиментации косы: ограничивающие эрозионные поверхности образовались в условиях сильного смыва, связанного с зимними дождями [1730]. Оползание осадка по поверхности косы еще больше усложняет структуру латеральных участков аккреции (рис. 7.41).

Литоральные отмели могут переходить в *сублиторальные отмели,* в которых отсутствуют главные признаки литоральных отмелей, но в микроприливных районах с преимущественным отложением песка, как в Гельголандской бухте и заливе Фанди, в сублиторальной зоне присутствует комплекс русловых баров и мелководья (разд. 9.5). В Гельголандской бухте каналы представляют собой глубокие, широкие, воронкообразные продолжения русел эстуария с рельфом ложа в виде песчаных волн, дюн и знаков ряби [1994, 1999]. Песчаное мелководье и бары присутствуют в устьях этих каналов и между каналами, создавая преимущественно песчаную провинцию седиментации, которая занимает пространство в несколько десятков квадратных километров (рис. 7.42). Обычной чертой фаций каналов является средне- и крупномасштабная косая слоистость, тогда как мелководье и бары характеризуются более тонкозернистыми песками преимущественно со слоистостью знаков ряби и плоско-

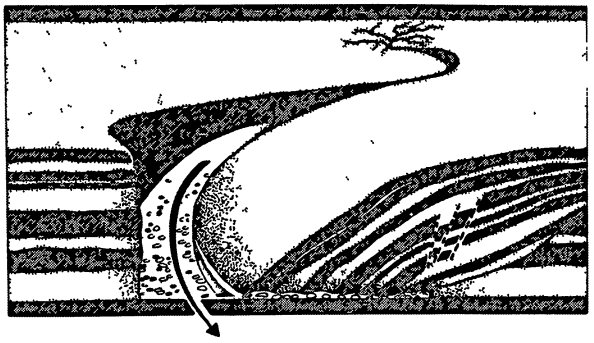


Рис. 7.41. Латеральная аккреция чередующихся напластований песков и илистых алевритов в результате миграции косы в меандрирующем приливно-отливном канале [1994].

параллельным наслоением, образуемым волнами.

При наступании приливно-отливных отмелей образуется разрез отложений с мельчающей вверх зернистостью, что отражает переход от сублиторальной и низкой литоральной песчаных отмелей к высокой литоральной и надлиторальной глинистым отмелям [756, 1368, 1994, 1995]. Однако приливно-отливная омель в Калифорнийском заливе сложена в основном алевритами и глинами, а переход к сублиторальным и надлиторальным фациям не показывает накакой тенденции к уменьшению зернистости осадков вверх по разрезу [2446, 2447]. Необходимо также подчеркнуть, что фации приливно-отливной отмели могут быть срезаны на любом уровне и в некоторых случаях полностью замещены разрезами приливно-отливных каналов и русел, залегающими на эрозионном основании.

7.5.3. Ассоциации фаций древних эстуариев и приливно-отливных отмелей. Критерии для распознавания приливно-отливных процессов в разрезах древних побережий подразумевают: 1) наличие тесной пространственной и временной ассоциации структур течений, указывающих на биполярность или бимодальность течения, 2) обилие поверхностей реактивации в косослоистых слоях, 3) присутствие таких структур, как полосчатая и линзовидная слоистость и глинистые примазки на фронтальной стороне косых слоев, которые отражают мелкомасштабное чередование в условиях транспортировки осадка [1368, 1957]. Дополнительными критериями, которые применимы только для литоральных участков, являются указания на повторяющееся затопление и присутствие поверхностных признаков потоков воды, которые образуются в результате приливно-отливных водопадов [1368].

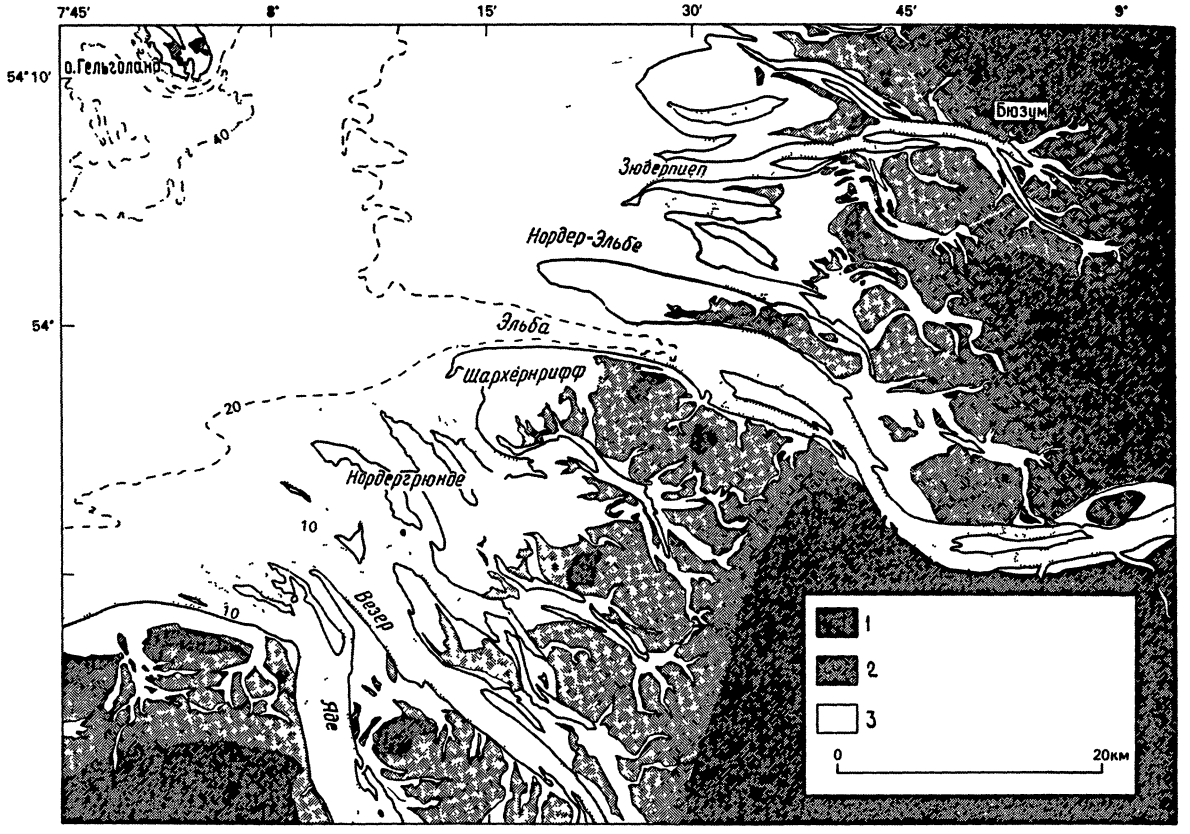


Рис. 7.42. Литоральная и сублиторальная отмели, рассеченные эстуариями, Гельголандская бухта, Северное море [1999]. *1* — материк; *2* — литоральная зона; *3* — 0—6 м.

Имеется сравнительно небольшое число примеров фаций древних ассоциаций эстуариев. Несколько разрезов плейстоцена в Голландии, интерпретируемых как отложения сублиторальных русел эстуария, представлены базальной эрозионной поверхностью, перекрывающейся маломощным внутриформационным конгломератом, который переходит в пески с мульдообразной косой слоистостью и признаками бимодальных палеотечений [1957]. Фронтальные склоны косых слоев имеют глинистые слойки и чередование глин и алевритов, это указывает на то, что миграция рельефа ложа происходила в соответствии с флуктуациями приливно-отливного течения. За русловыми песками следуют более тонкозернистые фации с линзообразной и флазерной слоистостью, они также показывают наличие бимодальных палеотечений. В данном примере интерпретация фаций как эстуариевых, а не как фаций приливно-отливных проток подтверждается близким соседством их с речными фациями.

Латеральные и вертикальные фациальные взаимоотношения отложений в третичных слоях Нижний Багшот в южной Англии также интерпретируются как ассоциация эстуария [294, 955]. Основанием для такого предположения являются следы различных, обычно биполярно направленных палеотечений, разных литологических фаций, ассоциации следов жизнедеятельности морских организмов с обилием растительного аттрита. Крайне быстрые локальные латеральные и вертикальные фациальные изменения также являются примечательной чертой этой ассоциации. В одном из примеров разрез отложений крупной каналообразной промоины включает мощные внутриформационные конгломераты, которые постепенно переходят вверх по разрезу в горизонтально-слоистые и плоско-параллельно-косослоистые пески с примазками алеврита на фронтальных склонах. В отдельных случаях в отложениях каналов зафиксированы однонаправленные течения, но в подавляющем большинстве случаев

направления их бимодальные. Русловые пески, содержащие известковые прослои, залегают с эрозионным размывом и перекрываются покровоподобными пачками переслаивания алевритов и тонкозернистых песков со слоистостью знаков ряби, часто с участками полосчатой и линзовидной слоистости. Биотурбация особенно заметна ниже эрозионной поверхности и представлена *Ophiomorpha nodosa*, которая считается характерной для прибрежных морских условий. Русловые пески интерпретируются как относительно глубоководные сублиторальные части русел эстуария, тогда как покровоподобнозалегающие пачки осадков с флазерной и линзовидной слоистостью представляют собой фации намывной косы, располагавшиеся значительно выше на внутреннем седиментационном борту русла приливно-отливного канала [294].

Фации эстуария довольно редки, а примеров древних фаций приливно-отливных отмелей в разрезах от докембрия до современности, наоборот, можно привести множество [1438, 1274, 1367, 1368, 1425, 1552, 1553, 2077, 2185, 2186, 2416]. В большинстве случаев их определение основано на разнице в комплексе структур и фаций, которые рассматриваются как индикаторы приливно-отливных процессов, а наличие разреза с уменьшающейся вверх зернистостью отражает наступание приливно-отливной отмели. В ордовикской формации Графуотер, Южная Африка, разрезы мощностью 1—4 м, состоящие из косослоистых кварцевых аренитов с размывами и аргиллитов с трещинами усыхания рассматриваются как отложения наступающей приливно-отливной отмели [2416]. Сводный разрез формации мощностью 70 м отражает циклы трансгрессии, связанные с эпизодическим погружением и/или уменьшением привноса осадка. В нижней юре Борнхольма единичный разрез состоит из тонко- и среднезернистых песчаников с бимодальной плоскопараллельной и пластинчатой крупной косой слоистостью с характерными поверхностями переработки и глинистыми прослойками (низкая сублиторальная песчаная отмель). Эти песчаники переходят по вертикали и латерали в фации, представленные маломощными латерально выдержанными слоями песчаников с симметричными и асимметричными знаками ряби, облекаемыми глиной и переходящими в флазерную и линзовидную слоистость (более высокая литоральная отмель). Разрез заканчивается серией маломощных угольных горизонтов, разделенных пачками с линзовидной и флазерной слоистостью, а в ряде случаев однородных, которые пронизываются корнями (надлиторальный марш) [2185, 2186].

Было показано, что в разрезах отложений наступающей приливно-отливной отмели имеются указания на амплитуду палеоприливов и что ее можно оценить по уровню, на котором встречаются признаки, указывающие на образование пачек песчаников еще до прилива (знаки ряби на фронтальной стороне поверхностей косой слоистости, эрозионные ручейки, бороздки), а также по уровню, на котором часто встречаются в аргиллитовой пачке трещины усыхания или корешки растений [1368]. Однако маловероятно, чтобы такой подход мог дать надежную оценку ввиду: 1) трудности определения среднего уровня поднятий частично потому, что признаки осушения имеют низкий потенциал для сохранения в песчаных фациях, и 2) проблемы оценок погружения, уплотнения и возможности вертикального набора фаций.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Davis R. A. (Ed.) (1978) Coastal Sedimentary Environments, pp. 420. Springer-Verlag, New York.

Davis R. A. and Ethington R. L. (Eds.) (1976) Beach and Nearshore Sedimentation. pp. 187, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 24, Tulsa.

Ginsburg R. N. (Ed.) (1975) Tidal Deposits. A casebook of Recent examples and fossil counterparts, pp. 428, Springer-Verlag, Berlin.

Hayes M. O. and Kana T. W. (Eds.) (1976) Terrigenous clastic depositional environments — some modern examples, pp. 1; 131, II — 184. Tech. Rept. 11-CRD, coastal Res. Div., Univ. South Carolina.

Komar P. D. (1976) Beach Processes and Sedimentation, pp. 429. Prentice-Hall, New Jersey.

Stanley D. J. and Swift D. J. P. (Eds.) (1976) Marine Sediment Transport and Environmental Management, pp. 602. John Wiley, New York.

ГЛАВА 8

ПОБЕРЕЖЬЯ АРИДНЫХ ЗОН И ЭВАПОРИТЫ

Б.Ш. Шрейбер
при участии М.Е. Такера и Р. Тилла

8.1. ВВЕДЕНИЕ

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.

Вдоль аридных побережий со сравнительно низким привносом терригенного материала эвапориты развиваются на обращенной к суше стороне прибрежных карбонатных построек. Обычно матрикс эвапоритовых накоплений состоит из карбонатных частиц и илов, образующихся в смежных нормальных или почти нормальных морских водах. В некоторых регионах, однако, преобладают терригенные осадки, например вдоль побережья Красного моря в Саудовской Аравии или на побережье Калифорнийского залива. Таким образом, эвапориты могут накапливаться у аридных побережий, связанных с карбонатами, и у побережий с терригенным кремнисто-обломочным осадконакоплением.

Известны также большие по мощности и протяженности фанерозойские эвапоритовые отложения, «соляные гиганты», для которых нет современных эквивалентов. Понять их природу можно главным образом путем изучения седиментологии и геохимии их конкретных разрезов. Некоторые из них обоснованно можно приурочить к глубоким замкнутым водам; другие имеют особенности, связанные, несомненно, с побережьями и мелководьем, несмотря на их бассейновое расположение.

B. Charlotte Schreiber. Department of Earth and Environmental Science, Queens College, City University, Flushing, New York, U.S.A. With contributions from *M.E. Tucker* and *R. Till.*

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.

8.1.1. Место и время. Современные эвапориты распространены в основном в субтропической зоне приблизительно между 15 и 25 градусами широты [289] (рис. 8.1). Распространены они также на приподнятых экваториальных плато и в арктических пустынях. Кроме того, области дождевой тени высоких горных хребтов и континентальные районы, такие, как Центральная Азия, — характерные места распространения значительных объемов эвапоритов [1356]. В течение ранних периодов истории Земли такие зоны осадконакопления могли быть и более узкими и более широкими.

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 [1536]. Эвапориты становятся более заметными в протерозойских отложениях и обычны на протяжении большей части фанерозоя, хотя их распространение совершенно нерегулярно во времени и в пространстве [2679]. В настоящее время отложение эвапоритов происходит в основ-

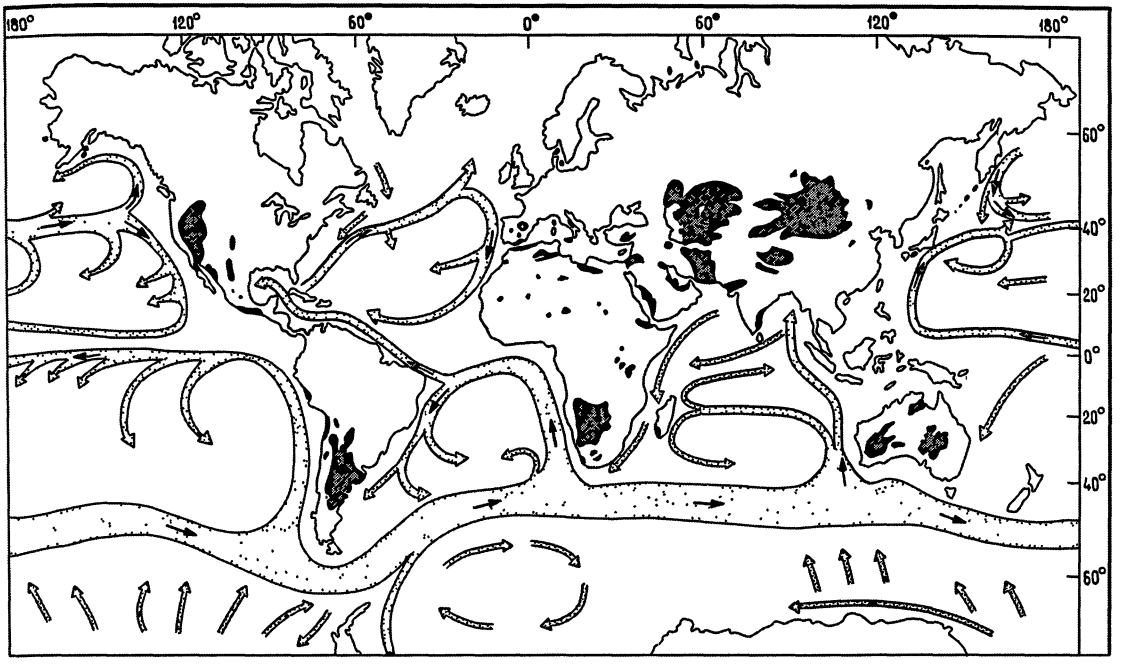


Рис.8.1. Схематическая карта мира, на которой показаны современная циркуляция поверхностных вод океана (стрелки) и распространение четвертичных и современных эвапоритов (черное) [687, 668].

ном 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 [2142]. 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 (разд. 8.10.2).

8.1.2. История исследований. Изучение эвапоритов претерпело разные фазы моделирования и понимания, были коренные изменения точек зрения и подходов, связанные с важными открытиями. Так как соль является обычным предметом потребления и сырьем, она вызывала интерес натуралистов на протяжении тысяч лет. Серьезное изучение происхождения эвапоритов началось в середине XIX в. с работы Усиглио [2487], итальянского химика, который проводил эксперименты с морской водой. Он установил последовательность кристаллизации солей при выпаривании морской воды: $CaCO_3 \rightarrow CaSO_4 \rightarrow NaCl \rightarrow$ комплекс солей K^+ и Mg^{2+}. Учение об образовании соляных отложений путем испарения морской воды в изолированном бассейне было разработано Бишофом [235] и в дальнейшем развито Оксениусом [1821]. Последний привлек концепцию обширной лагуны, отделенной барьером от открытого океана, чтобы объяснить образование пермских соляных отложений Штасфурта в ГДР. Оксениус предполагал периодическое пополнение лагуны водой, в результате которого накапливался разрез мощностью равный глубине бассейна. Чтобы объяснить малое количество калиевых отложений (см. табл. 8.1), он постулировал наличие стратификации водной массы с периодическим выносом обогащенных K^+ и Mg^{2+} рассолов через бар в открытый бассейн. Оксениус полагал, что калиевые слои в Штасфурте отвечают полному замыканию бассейна. В качестве современного аналога цехштейнового бассейна Оксениус использовал залив Кара-Богаз-Гол — лагуну на восточном побережье Каспийского моря, где галит, эпсомит и блёдит (называемый также астраханитом) осаждаются на дне залива [1186].

В конце прошлого и начале этого века химик Вант-Гофф [2498, 2499] использовал комплекс минералов K^+, Mg^{2+} и Ca^{2+} из Штасфурта для проведения экспериментов по образованию эвапоритовых минералов, особенно двойных солей [744]. Вант-Гофф и соавторы рассмотрели различные

Таблица 8.1. Состав осадков, формирующихся из морской воды, в сравнении с составом эвапоритовых отложений в древних бассейнах

Компоненты	Мощность на 100 м разреза эвапоритов				Мощность эвапоритов, отлагающихся из колонны морской воды глубиной 1000 м
	Теоретический состав нормальной морской воды	Цехштейновый бассейн	Среднее по другим морским бассейнам (с калием)	Среднее по другим морским бассейнам (без калия)	
$MgCl_2$	9,4	0,5	0,1	0	1,5
KCl	2,6	1,5	1,4	0	0,4
$MgSO_4$	5,7	1,0	0,2	0	1,0
NaCl	78	78	66	23,5	12,9
$CaSO_4$	3,6	16	26	58	0,6
$CaCO_3$ + $CaMg(CO_3)_2$	0,4	3	6,3	18,5	0,1

системы, такие, как $MgCl_2$ — H_2O, KCl — $MgCl_2$ — H_2O и $CaCl_2$ — $MgCl_2$ — H_2O, и определили состав раствора и фазовые переходы в широком диапазоне температур. Они имели возможность показать, что осаждение минералов зависит не только от скорости испарения, состава рассола и температуры, но и от того, поддерживается ли равновесие между метастабильными солями и раствором.

С конца XIX в. *теория замкнутого бассейна* Бишофа и Оксениуса считается наиболее обоснованной и наиболее реалистично объясняющей образование эвапоритовых отложений большой мощности (см. [1351]). По этой модели осаждение эвапоритов происходило из сравнительно глубокой застойной массы рассола, периодически пополняемой океанской водой через барьер. Так могли образовываться эвапориты большой мощности с выпадением солей все большей растворимости в направлении к центру бассейна. Отклонения мощностей природных отложений от тех, какие можно было ожидать, исходя из простого испарения морской воды, объяснялись моделью слива, которая предполагала постоянные приток, испарение и отток плотных рассолов из бассейна [2263, 2264, 2122] (рис. 8.2).

В 1950-е гг. были изучены некоторые современные прибрежные эвапориты, включая месторождения в Мексике, Техасе и Перу [1721]. 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 себхах (арабское слово, обозначающее засоленную равнину), на южном побережье Персидского залива [2215]. Эвапориты себх изучались Ширманом [2216], Кинсманом [1353, 1354], Батлером [397] и Бушем [396] в рамках исследовательской программы Лондонского Имперского колледжа. Эти эвапориты осаждаются *внутри* окраинноморских осадков и являются, таким образом, раннедиагенетическими по происхождению. Так как себхи надстраиваются в направлении моря, они образуют разрез с отчетливым обмелением вверх 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 [2217]. Выявление себх и солончаков как альтернативы классической модели замкнутого бассейна привело к появлению большого числа работ в конце 1960-х — начале 1970-х гг., в которых древние эвапориты интерпретировались как накопления надлиторальных себх и солончаков. Кроме того, большую роль в понимании эвапоритовых обстановок сыграло изучение эволюции химизма поровых вод и диагенеза ассоциирующихся карбонатных осадков [1858, 1870, 399]. Когда распространение более чем двухкилометровой толщи миоценовых эвапоритов под дном Средиземного моря было подтверждено в 1970 г. [2081] глубоководным бурением, стало ясно, что небольшие периферические бассейны в Италии, Испании, на Крите, Кипре 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 себхах, солончаках и соляных озерах, вызывая казавшееся неестественным объяснение, что Средиземное море высыхало почти полностью [2081, 2141]. Последующие работы и более полные материалы бурения [1189] подтвердили

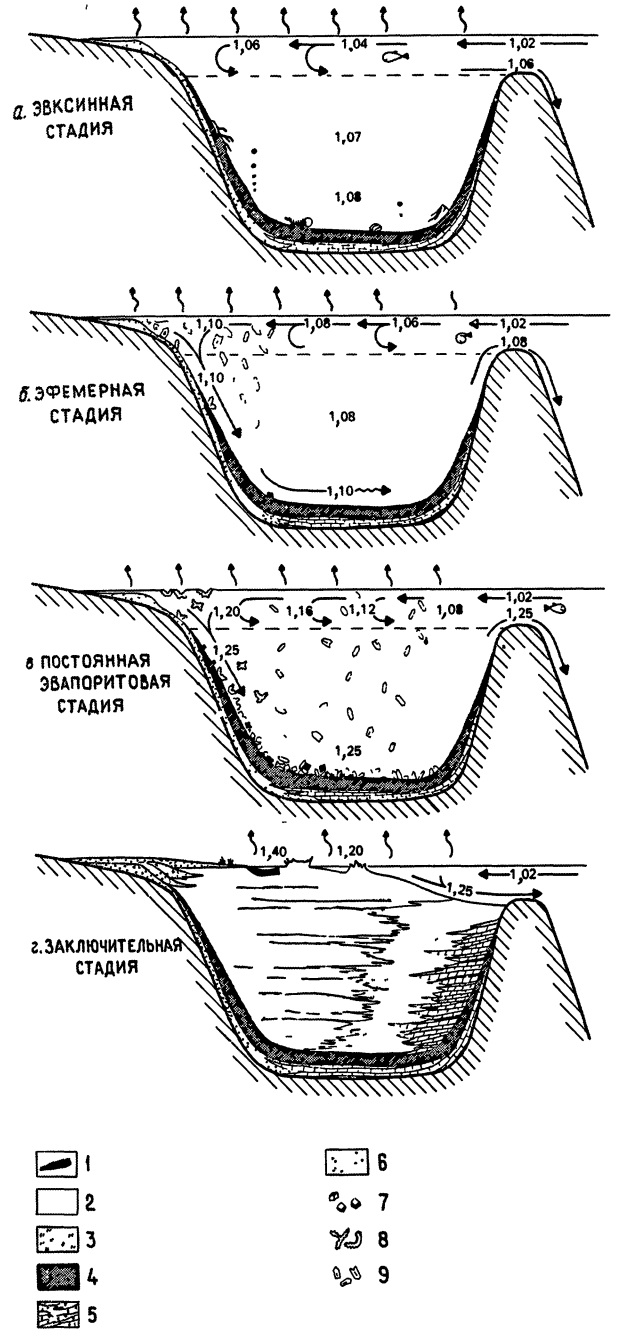


Рис.8.2. Модель образования глубоководных эвапоритовых отложений. Показаны четыре стадии заполнения бассейна ([2122], см. разд. 8.10.1). *Эвксинная стадия*: испарение превышает атмосферные осадки + осаждение; стагнация на глубине ниже порога; придонные воды обеднены кислородом; бентос анаэробный, нектон нормально морской; сапропелевые фации. *Эфемерная стадия*: постоянная стагнация на дне; соли, осаждающиеся в поверхностных водах, растворяются на глубине; фауна редка или отсутствует. *Постоянная эвапоритовая стадия*: испарение превышает атмосферные осадки + осаждение; донный рассол насыщен галитом; галит и гипс, образующиеся в поверхностных водах, сохраняются на глубине; донный рассол замещается солями. *Заключительная стадия*: испарение превышает атмосферные осадки + осаждение; бассейн заполняется солями; на поверхности окислительные условия, соляные пруды, эоловые осадки и выцветы солевых корок; формируются калийные соли. *1* — калийные соли; *2* — галит; *3* — гипс, ангидрит; *4* — эвксинные осадки; *5* — доломитизированные карбонаты; *6* — песчаники; *7* — кубический галит; *8* — воронкообразный галит; *9* — гипс. Цифры на рисунке означают плотность в г/см^3.

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*) [1560], или *высыхающего глубоководного бассейна* [1186].

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 себхах и солончаках и 3) осаждение в глубоких, частично осушенных бассейнах, как в себхах, 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.

8.2. ИСПАРЕНИЕ МОРСКОЙ ВОДЫ

8.2.1. Морские химические осадки. 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 (табл. 8.2). Двенадцать

Таблица 8.2. Состав современной морской воды, соотнесенный со стандартной хлоридностью 19‰ [828]

Ионы	Содержание, ‰	1 моль / 1000 моль H_2O	Мертвое море, ‰
Na^+	10,56	8,567	34,74
Mg^{2+}	1,27	0,976	41,96
Ca^{2+}	0,40	0,186	15,8
K^+	0,38	0,181	7,56
Sr^{2+}	0,008	0,002	
Cl^-	18,98	9,988	208,02
SO_4^{2-}	2,65	0,514	0,54
HCO_3^-	0,14	0,043	0,24
Br^-	0,065	0,015	5,92
F^-	0,0013	0,001	
B	0,0045	0,008	
$H_4SiO_4^-$	0,001		

составных элементов присутствуют в концентрациях больших, чем 1 млн$^{-1}$, но Cl^- и Na^+ составляют до 85% общей солености, равной 35‰. Полагают, что состав морской воды мало изменялся в течение последних 2 млрд. лет, хотя все это еще является предметом обсуждения [2136].

Наиболее обычными минералами эвапоритов являются гипс, ангидрит и галит, но обнаружено также много других (табл.8.3). 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. Соли K^+ и Mg^{2+} (табл. 8.1) в общем редки, но значительные их запасы имеются в пермском цехштейне Северо-Западной Европы, в перми Техаса и Нью-Мексико, верхнем карбоне бассейна Парадокс, в шт. Юта, в девоне бассейнов Уиллистон и Элк-Пойнт на западе Северной Америки и в миоцене Сицилии и Калабрии.

Испарение морской воды приводит к осаждению минералов в определенной последовательности, как показано Усиглио в 1854 г. и продемонстрировано многими другими (см., например, [328, 1148]). Как наблюдается в эксперименте, сначала осаждается карбонат кальция, затем следуют сульфат кальция и галит (рис. 8.3). За галитом оседает значительно более сложная последовательность минералов, что обусловлено фракционным растворением и осаждением заново (обратные реакции). Более полное обсуждение последовательности формирования минералов из морской воды содержится в работах Харви и др. [1059] и Харди [1039].

Отложение минералов из концентрированной морской воды в засоленном или замкнутом бассейне происходит в описанной выше последовательности (рис. 8.3). При отложении сульфатных минералов в себхах, расположенных в надлиторальной зоне, имеются значительные различия между количествами сульфатов, которые формируются внутри карбонатного и внутри кремнисто-обломочного матрикса. Общее количество кальция, содержащегося в грунтовых водах отложений, имеющих карбонатный матрикс, отличается от содержания его в кремнистообломочных осадках. Так как вода в себхах в основном является морской по происхождению и сульфат-иона в ней присутствует больше, чем кальция, осаждение сульфата ограничено содержанием кальция. Значительная часть сульфата остается в растворе, и ни гипс, ни ангидрит формироваться не могут. Внутри карбонатного матрикса процесс доломитизации освобождает дополнительные количества кальция, который может затем комбиниро-

Таблица 8.3. Обычные минералы эвапоритов [1039]

Ангидрит	$CaSO_4$
Антарктикит	$CaCl_2{\cdot}6H_2O$
Арагонит	$CaCO_3$
Афтиталмит	$K_2SO_4{\cdot}(Na, K)SO_4$
Бассанит	$CaSO_4{\cdot}{}^1/_2H_2O$
Беркит	$Na_2SO_4{\cdot}2Na_2CO_3$
Бишофит	$MgCl_2{\cdot}6H_2O$
Блёдит (астраханит)	$Na_2SO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}4H_2O$
Вантгоффит	$MgSO_4{\cdot}3Na_2SO_4$
Галит	NaCl
Ганксит	$9Na_2SO_4{\cdot}2Na_2CO_3{\cdot}KCl$
Гейлюссит	$CaCO_3{\cdot}Na_2CO_3{\cdot}5H_2O$
Гексагидрит	$MgSO_4{\cdot}6H_2O$
Гипс	$CaSO_4{\cdot}2H_2O$
Глауберит	$CaSO_4{\cdot}Na_2SO_4$
Доломит	$CaCO_3{\cdot}MgCO_3$
Зандерит	$MgSO_4{\cdot}2H_2O$
Каинит	$MgSO_4{\cdot}KCl{\cdot}{}^{11}/_4H_2O$
Кальцит	$CaCO_3$
Карналлит	$MgCl_2{\cdot}KCl{\cdot}6H_2O$
Кизерит	$MgSO_4{\cdot}H_2O$
Лангбейнит	$2MgSO_4{\cdot}K_2SO_4$
Лёвеит	$2MgSO_4{\cdot}2Na_2SO_4{\cdot}5H_2O$
Леонгардит	$MgSO_4{\cdot}4H_2O$
Леонит	$MgSO_4{\cdot}K_2SO_4{\cdot}4H_2O$
Магнезиальный кальцит	$(Mg_xCa_{1-x})CO_3$
Мирабилит	$Na_2SO_4{\cdot}10H_2O$
Натрон (сода)	$Na_2CO_3{\cdot}10H_2O$
Нахколит	$NaHCO_3$
Пентагидрит	$MgSO_4{\cdot}5H_2O$
Пирссонит	$CaCO_3{\cdot}Na_2CO_3{\cdot}2H_2O$
Полигалит	$2CaSO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}K_2SO_4{\cdot}2H_2O$
Риннеит	$FeCl_2{\cdot}NaCl{\cdot}3KCl$
Сильвин	KCl
Сингенит	$CaSO_4{\cdot}K_2SO_4{\cdot}H_2O$
Тахигидрит	$CaCl_2{\cdot}2MgCl_212{\cdot}H_2O$
Тенардит	Na_2SO_4
Термонатрит	$Na_2CO_3{\cdot}H_2O$
Трона	$NaHCO_3{\cdot}Na_2CO_3{\cdot}2H_2O$
Шенит (пикромерит)	$MgSO_4{\cdot}K_2SO_4{\cdot}6H_2O$
Шортит	$2CaCO_3{\cdot}Na_2CO_3$
Эпсомит	$MgSO_4{\cdot}7H_2O$

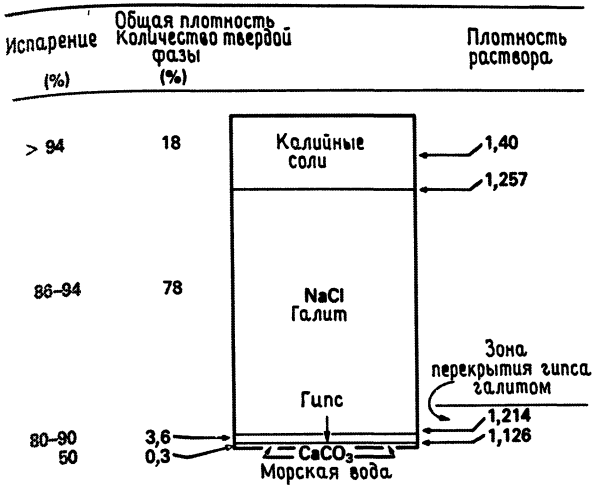


Рис.8.3. Относительные содержания эвапоритовых компонентов в морской воде. «Высокие» соли являются результатом взаимодействия твердых фаз и остаточных флюидов ([281], с изменениями).

ваться с оставшимся сульфатом; однако в терригенных осадках этот дополнительный приток кальция отсутствует. Таким образом, в себхах, где нет достаточного количества карбонатного матрикса, образуется меньше сульфата кальция, чем в карбонатных районах.

Мощность скоплений различных эвапоритовых минералов, осажденных из морской воды, очень сильно зависит от количества новой морской воды, пополняющей испаряющийся бассейн. Если будет полностью выпарен морской бассейн глубиной 1000 м, то будет осаждено только 14 м эвапоритов, и это будет в основном галит (табл. 8.1), потому что в морской воде преобладают ионы Na^+ и Cl^-(табл. 8.2). Теоретически отношение объемов NaCl и $CaSO_4$ в эвапоритах должно быть 22:1, если происходит простое испарение из морской воды. В большинстве морских эвапоритов, однако, это отношение составляет около 3:1 и часто меньше, чем 1:1 или даже 1:100. Это показывает, что в истории накопления либо была активная отливная циркуляция с притоком значительного количества неморской воды, либо происходило растворение после отложения.

Эвапоритовые отложения накапливаются очень быстро, в 10—100 раз быстрее, чем большинство других осадков (табл.8.4). 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 (табл. 8.4). Таким образом, эвапоритовые

Таблица 8.4. Скорости осаждения из морской воды [2142]

Тип осадка	Обстановка образования	Наблюдаемые скорости отложения
Сульфаты Карбонаты	Себха	Откладывается слой толщиной 1 м/1000 лет, проградация 1—2 км за 1000 лет
Сульфаты (обычно гипс)	Субаквальная (наблюдается в самосадных прудах)	1—40 см/1000 лет по всей площади бассейна
Галит	Субаквальная (самосадные пруды)	10—100 м/1000 лет по всей площади бассейна

события средиземноморского мессиния, продолжавшиеся не более 500 тыс. лет, в течение которых было образовано 1,5—2 км сульфата кальция и галита со средней скоростью 3—4 м/1000 лет, не кажутся нереальными в свете наблюдений за скоростью образования отложений в соляных прудах, испаряющихся под солнцем.

Естественные сверхсоленые водные тела, первично поддерживаемые притоком морской воды, известны во многих районах мира. Отложения гипса и галита в мелких водах может быть очень быстрым, самая быстрая аккумуляция наблюдается в мелких водах, где благодаря быстрому испарению происходит быстрое повышение концентрации ионов. В случае гипса места обильных водных потоков, таких как протоки и каналы, являются местами наиболее быстрого осаждения. Как сообщают, рост кристаллов происходит со скоростью более 5—6 см/год (Е.Шрейбер и Д.Ширман, личное сообщение). Отложение галита обычно составляет 10—50 см в год, но может быть и больше в том случае, если солеродный бассейн достаточно мелководен и имеет большую поверхность.

В аридном климате основным контролирующим фактором в осаждении эвапоритовых минералов является относительная влажность, так как именно это ограничивает испарение [1387]. Чтобы образовалась рапа, из которой может осаждаться галит, средняя относительная влажность должна быть менее 76%, для калийных солей — менее 67%. Большинство низкоширотных прибрежных районов имеют относительную влажность 70—80%, более низкие значения характерны для массивов суши. Таким образом, вдоль многих аридных побережий будет осаждаться главным образом гипс — единственный минерал, который выпадает при относительной влажности более 76%. Оптимальным местом для

осаждения галита и калиевых солей являются районы, где морской бассейн почти целиком окружен сушей.

8.2.2. Микроэлементы в морской воде. Присутствие микроэлементов в концентрированной морской воде изучается частично путем исследования современных эвапоритовых отложений, как надлиторальных, так и субаквальных, а также путем анализа древних эвапоритов [289, 328]. Определения ионов и их концентраций в естественных сверхсоленых водных телах не проводились до работ Морриса и Дикки [1721], Мура [1705], Холзера [1147], Геррманна, Кнейка и др. [1110] (рис.8.4). Первые анализы надлиторальных вод были приведены Батлером [397] и Хсю и Сигенталером [1190].

В отличие от относительно редкого изучения in situ современных аналогов было проведено очень большое число исследований состава элементов в эвапоритовых породах. Существуют, однако, две важные проблемы в интерпретации исследований пород в целом. Одна из них — это влияние органического вещества, например: 1) присутствие некоторых органических соединений (даже их следов) может подавлять образование определенных минералов, таких, например, как гипс; 2) другие органические компоненты благоприятствуют образованию комплексов, в которых участвует та или другая группа микроэлементов; без этих компонентов такие элементы должны были бы остаться в остаточных растворах; гуминовые кислоты, например, обычно образуют комплексы с ураном и ванадием, и в результате происходит обогащение этими элементами в тысячи и миллионы раз относительно их содержания в нормальной морской воде. Вторая проблема заключается в том, что присутствующие в первичных водах разнообразные микроэлементы включаются в осадок разными способами [328]: 1) в качестве элементов, входящих путем замещения основных элементов (замещение в кристаллической решетке, особенно Sr и Br); 2) в качестве избыточного компонента остаточных растворов; 3) в качестве адсорбированного компонента на сопутствующих глинах, а также на пирите и гематите (особенно B, Pb, Cu и др.); 4) в качестве осадков, которые образуют отдельную минеральную фазу в смеси с основными компонентами.

Sr и Br замещают Ca и Cl в кристаллических решетках $CaCO_3$ и NaCl соответственно. Стронций замещает кальций в арагоните в количествах до 10 000 млн$^{-1}$, а в кальците до 500—600 млн$^{-1}$. Бром, который может замещать хлор в галите, обнаруживается в количествах до 270 млн$^{-1}$ в зависимости от содержания брома в исходном растворе.

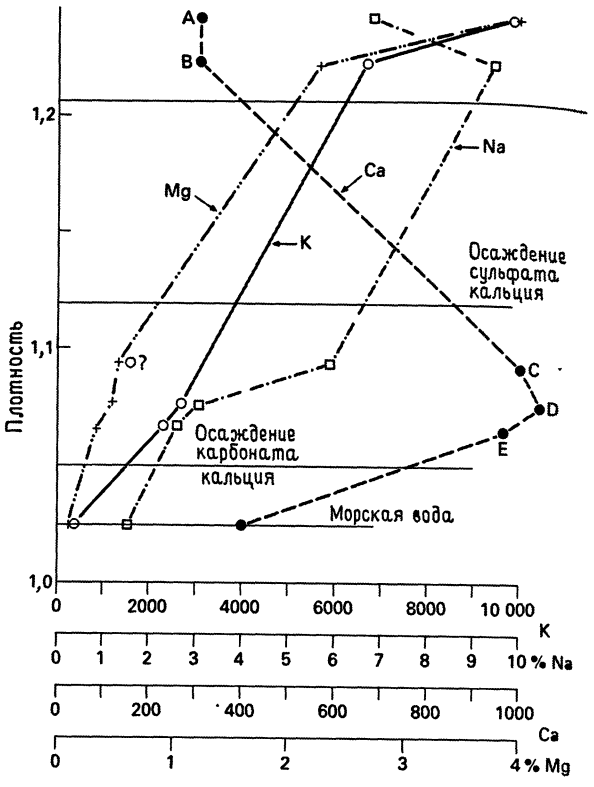


Рис.8.4. Вариации в концентрациях ионов (K, Na, Ca, Mg) в испаряющихся под солнцем соляных водоемах, подпитываемых морской водой. Данные Морриса и Дикки [1721], эти значения хорошо согласуются с данными Геррманна и др. [1110] и Дулау [679] по современным соляным разработкам в Средиземноморье.

По многим причинам процессы замещения одного иона другим в кристаллических решетках минералов сильно различаются. В некоторых случаях вхождение того или другого иона в решетку может быть затруднено. Степень различия между похожими ионами называется функцией распределения (partition function). Например, из-за того что бром труднее входит в решетку галита, чем хлор, он медленнее связывается в галит, и постепенно, вследствие того что испарение продолжается, остаточный раствор обогащается бромом. Когда соленость морской воды возрастает до точки начала осаждения галита (рис. 8.3), в ней обычно содержится 500—550 млн$^{-1}$ брома, но в осаждающемся галите содержание брома составляет только 65—75 млн$^{-1}$. В точке осаждения карналлита содержание брома в растворе около 2300 млн$^{-1}$, в галите около 270 млн$^{-1}$.

Галит, который растет очень быстро, может включать некоторое количество флюида, в котором он растет, и вследствие этого анализы в целом по породе могут давать аномально высокие значения брома.

Имеются, однако, некоторые мнения относительно роли включений флюида в общем содержании брома в галите. Геррманн, Кнейк и др. [1110] утверждают, что в действительности захватывается очень небольшое количество флюида, они склонны считать, что повышение содержания брома в некоторых галитах является следствием различий в функции распределения для брома. В этом случае такие различия являются результатом разной скорости роста кристаллов. Более подробное обсуждение вариаций содержания брома в эвапоритах можно найти в работе Харди [1039].

Бор — один из элементов, который сопровождает глины. Чаще всего глины, ассоциирующиеся с эвапоритами, представлены минералами группы смектита. Некоторые детали взаимоотношений глина — бор в этой группе были исследованы Корадосси и Карацией [515]. Диагенез этих глин, особенно при глубоком захоронении, приводит к высвобождению бора и в результате к образованию большого разнообразия боратов.

Отдельную минеральную фазу, выпавшую в осадок вместе с основными компонентами, часто очень трудно обнаружить, особенно в породах. Осадки, присутствующие в малых количествах, обычно реагируют с раннедиагенетическими флюидами, и многие из них уничтожаются. Например, магнезит ($MgCO_3$) в современной надлиторальной обстановке иногда обнаруживается в значительных количествах, но редко сохраняется в осадках даже при небольшой глубине захоронения [2103, 1353].

8.3. ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ МОРСКИХ ЭВАПОРИТОВ

Большинство отложений морских эвапоритов может формироваться либо в окраинноморской (надлиторальной), либо в бассейновой субаквальной обстановке. Модель образования окраинноморских эвапоритов сравнительно проста для объяснения, так как имеется несколько хорошо изученных современных аналогов (разд. 8.4). Однако для субаквальных бассейновых эвапоритов мы до сих пор не знаем полного диапазона современных аналогов; следовательно, должны быть разработаны неактуалистические модели (разд. 8.10).

Одной из важных особенностей эвапоритовых фаций является то, что независимо от химизма материнских вод минеральные зерна, будучи однажды образованными, подвергаются тем же физическим процессам эрозии, транспортировки и отложения, которые действуют и в других обстановках. Все типы осадочных отложений, которые хорошо известны в несолеродных обстановках, присутствуют и в эвапоритовой обстановке. Однако эвапориты очень легко подвергаются изменениям, и многие из них настолько изменены, что интерпретация может быть проведена только с учетом изучения как седиментологических, так и химических особенностей пород, которые могут быть чрезвычайно запутанными. По этой причине должны проводиться очень тщательные поиски редких ключевых указаний на обстановку осадконакопления и первичную морфологию осадков. Простое картирование мощностей пород разного химического состава недостаточно, необходимо изучение многих обнажений и скважин. Хотя в этой главе не дается полного представления о диагенезе эвапоритов, синседиментационные изменения играют столь большую роль, что они обсуждаются параллельно с рассмотрением накопления осадков.

8.4. СОВРЕМЕННЫЕ СЕБХИ, ОБОГАЩЕННЫЕ КАРБОНАТАМИ: ЮЖНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА

Хорошим примером сложности морской окраины, ассоциирующейся с отложениями себхи, является район Абу-Даби на берегу Персидского залива. На этой аридной территории карбонатное осадконакопление на побережье (см. разд.10.3.3; рис. 10.21) связано с себхами. Здесь имеется большое разнообразие морфологических элементов (рис. 8.5; [1331, 399]), включая пляжи, барьерные острова, приливно-отливные каналы и отливные дельты, литоральные и надлиторальные отмели, прибрежные дюны. Внутри себх имеются пляжевые хребты, сходные с береговыми валами [2145, 2549].

8.4.1. Общая обстановка. Эвапориты морской окраины формируются внутри структуры гранулярных пород, состоящих из переработанных мелководных морских осадков, построек водорослевых матов и, в меньшей степени, из континентальных осадков. Морские компоненты могут быть представлены карбонатными песками (остатки скелетов, ооиды и пеллеты), карбонатными илами и терригенными песками и илами. Присутству-

ют также водоросли и остатки толерантных к засолению двустворчатых и брюхоногих моллюсков, ракообразных и насекомых, которые обитают в увлажненных прибрежных частях и в приливно-отливных каналах.

Соленость Персидского залива (40—50%) несколько выше солености Индийского океана (35—37%), а в лагунах может достигать 70%. Интенсивное испарение (до 150 см/год) и редкие спорадические атмосферные осадки (в среднем 4—5 см/год) в себхах приводят к повышению солености грунтовых вод. Большая часть грунтовых вод происходит за счет просачивания штормовых потоков и стекающих в море грунтовых вод суши. Быстрое испарение приводит к концентрированию поровой жидкости и осаждению гипса, ангидрита и галита в интерстициях осадка. Добавление эвапоритов к осадку в себхах не только заполняет поровые пространства, но и расширяет и поднимает поверхность осадков. Однако из-за штормового смыва и просачивания штормовых потоков кровля осадка на дне себхи сравнивается и поддерживается в виде плоской ровной поверхности. Гипс и галит, кроме того, образуются в понижениях поверхности и в замкнутых лагунах и входят затем в комплекс отложений себхи.

Таким образом, эвапоритовые минералы в себхах, такие как гипс, ангидрит и галит, в большей своей части, но не полностью являются диагенетическими, и обычно трудно провести различие между, несомненно, первичными и вторичными компонентами. Границы между ними часто замаскированы конседиментационным диагенезом за счет небольших флуктуаций температуры, уровня вод, ионной активности, органических примесей. Переработанные фрагменты гипса вымываются из замкнутых лагун и смешиваются с гипсом, образованным in situ, и пока сохранность последнего хорошая, нельзя уверенно установить его действительное происхождение. Эти отложения гипса спорадически превращаются в ангидрит, теряя свою характерную морфологию. Переход сульфата из одной формы в другую затемняет его происхождение, и в результате в породах присутствует аморфный желваковый ангидрит [2221].

Другой формой гипса, встречающегося в себхах, является проростающий гипсовый цемент, который развивается в донных осадках быстро высыхающих небольших водоемов. Подобный цемент образуется также ниже уровня грунтовых вод. Этот гипс в некоторых районах быстро переходит в ангидрит, но в других может сохраняться. Гипс, однако, не рассматривается как важный замещающий компонент, за исключением тех случаев, когда он образуется путем гидратации ангидрита. Более обычным является замещение карбонатов ангидритом. Изменению карбонатов сопутствует образование доломитов, целестина, магнезита и многочисленных эфемерных минералов. Осаждение минералов в надлиторальной зоне происходит в той же общей последовательности, которая наблюдается в субаквальной среде (карбонат — сульфат — галит). Вариации, наблюдаемые в разрезе, являются результатом сложных реакций внутри матрикса, которые освобождают достаточное количество ионов, чтобы нарушить ожидаемое соотношение минералов. Неморские воды также могут вовлекаться в этот процесс, что обусловлено близостью к районам источников.

8.4.2. Рифы, оолитовые отмели и приливно-отливные каналы. На фронтальной стороне некоторых барьерных островов развиваются пояса оолитово-скелетных зернистых известняков и небольших кораллово-водорослевых зарослей (рис.8.5 и 8.6). На оолитово-известняковых отмелях обычно образуются дюны и пляжи. Некоторые отмели состоят из раковин церитидных гастропод, накопление которых может достигать мощности 1 м и более, и которые образовались, вероятно, за счет перемыва популяций приливно-отливной отмели [2549]. Рифы образуются немногочисленными терпимыми к повышенной солености видами *Acropora, Porites*, а также *Platygyra, Cyphastrea* и *Stylophora*. В настоящее время многие отмершие кораллы покрыты известковыми водорослями.

Барьерные острова и оолитовые отмели разделяются приливно-отливными каналами шириной несколько километров и глубиной 7-10 м. Они окаймлены дельтами из оолитовых песков. Береговые валы каналов состоят из оолитов, которые переходят в смешанные оолитово-пеллетовые осадки каналов. Приливно-отливные дельты в конце каналов, которые контролируются отливными течениями, либо строятся в лагунах, либо выступают в море.

8.4.3. Лагуны: сублиторальная и нижняя литоральная зоны. В сублиторальной части лагун обычны морские травы с пенероплидными фораминиферами и двустворчатыми моллюсками [755]. По направлению к тыловой части лагун соленость возрастает, но не выходит за пределы толерантности церитидных гастропод, питающихся водорослями. Здесь присутствуют пеллетовые илы. Среди пеллет имеются и твердые и чаще мягкие формы. Отвердевшие пеллеты представляют собой специальную адаптацию церитидных га-

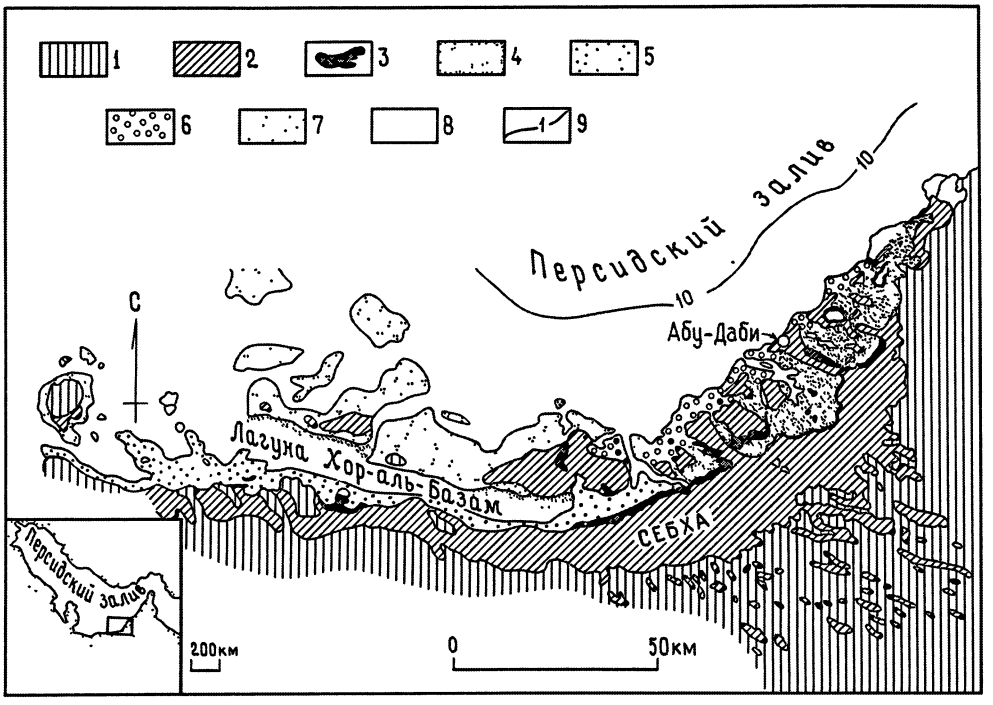


Рис.8.5. Карта фаций прибрежных карбонатов в районе Абу-Даби, южное побережье Персидского залива [399]. *1* — суша; *2* — себха; *3* — водорослевые маты; *4* — пеллеты и илы; *5* — пеллеты, грейпстоны и скелетные пески; *6* — оолиты; *7* — органогенные рифы и кораллово-водорослевые пески; *8* — скелетные пески; *9* — глубина, мор. сажени.

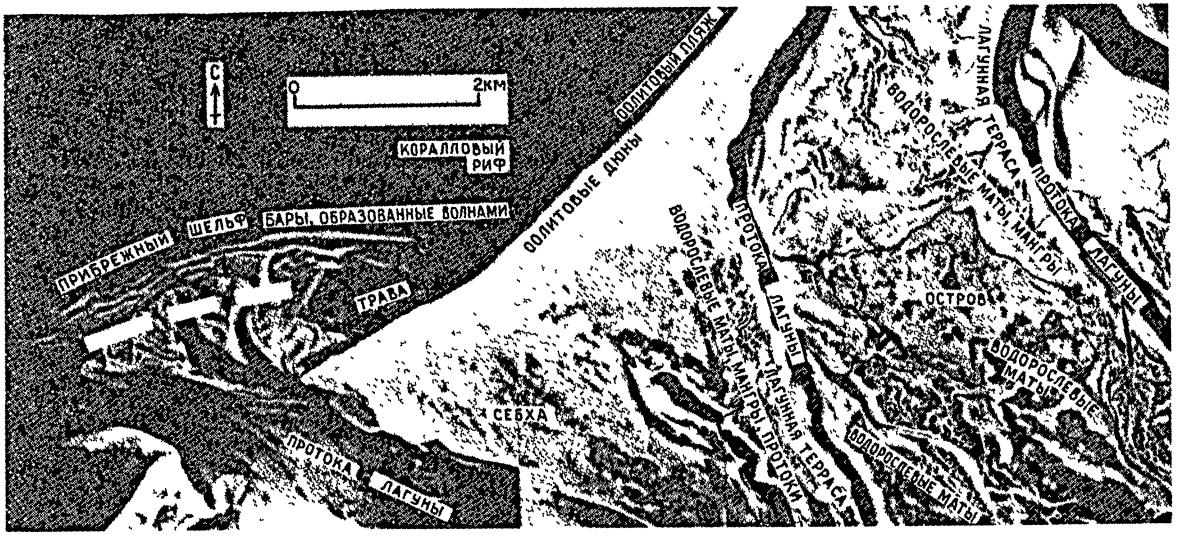


Рис.8.6. Аэрофотомозаика района острова Садият, на которой видны детали оолитовой приливно-отливной дельты и лагунного комплекса каналов, террас и участков развития водорослевых матов и мангров.

стропод, которая препятствует засорению их пищевого ареала фекальным материалом. Эти пеллеты значительно лучше, чем пеллеты других типов, противостоят разрушению течениями и позднейшему уплотнению и всегда присутствуют в лагунных осадках, формирующихся при повышенной солености.

В нижней литоральной зоне несколько более ограниченным распространением пользуются сине-зеленые водоросли, которые образуют небольшие куполообразные строматолиты и слоистые участки водорослевых матов [1359].

8.4.4. Верхняя литоральная зона: водорослевые маты. Верхняя литораль, или зона водорослевых матов, является самой нижней частью собственно себхи (рис. 8.7). В районах с низким морфологическим градиентом эта зона может достигать 1—2 км в поперечном направлении, в районах со слабым ступенчатым уклоном она соответственно уже. Зона увлажняется приливом только дважды в день и, следовательно, не подходит для обитания большинству церитидных гастропод. Таким образом, водорослевые маты здесь имеют возможность расти и сохраниться.

Водорослевая колония состоит из большого числа родов и видов разнообразных сине-зеленых водорослей. Существует большое морфологическое разнообразие матов (разд. 8.4.7), но все они захватывают и связывают приносимые ветром или водой частицы, и водоросли покрываются песком и илом. Рост возобновляется в следующий период затопления. Водоросли, которыми выполняются строматолиты, независимо от того, минерализуются ли они или сохраняются другим способом при жизни и в ранние моменты их захоронения (такие случаи встречаются в некоторых районах), обезвоживаются, распадаются, сплющиваются до единичных слоев водорослевого торфа (рис. 8.8 и 8.9 [1858, 1359]). Вследствие наступания береговой линии водорослевые маты и облекающий их обломочный материал постепенно смешиваются и становятся частью нового режима, т.е. эвапоритовой обстановкой осадконакопления.

8.4.5. Надлиторальная зона: собственно себха. Надлиторальная часть себхи может быть подраз-

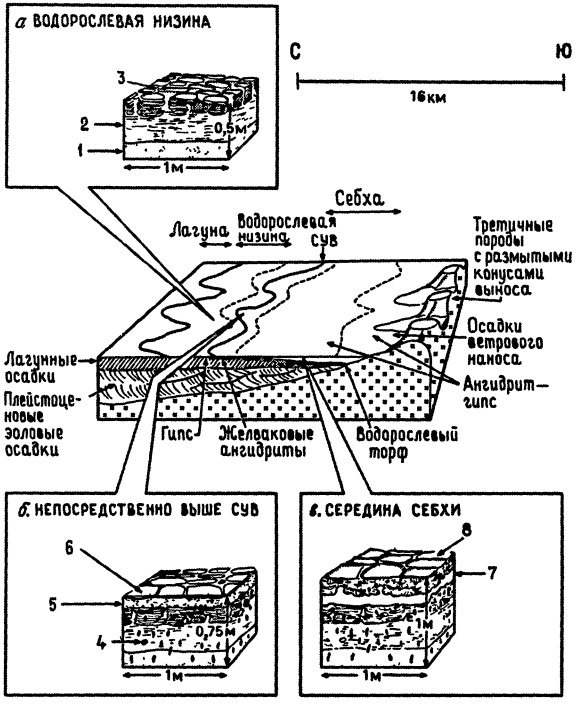


Рис.8.7. Схематические блок-диаграммы, показывающие распространение осадков и эвапоритов в себхе Абу-Даби. *1* — лагунные и карбонатные пески и/или илы; *2* — неясно слоистые обогащенные карбонатом водорослевые торфяники; *3* — водорослевый мат, образованный внутри полигонов; *4* — крупные кристаллы гипса; *5* — кристаллическая каша гипса и карбоната; *6* — ангидритовые полигоны с включениями карбоната и кварца; *7* — слои ангидрита, замещающие гипсовую кашу и образующие диапиры; *8* — корка галита, образованная в уплотненных полигонах [399]. *СУВ* — средний уровень волн.

Рис.8.8. Слои водорослевых матов (темное), переслаивающиеся с карбонатным песком и илом (светлое) (предоставлено Д.Дж. Ширманом).

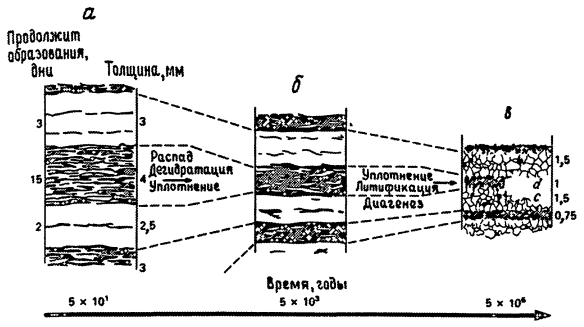


Рис.8.9. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая возможную последовательность уплотнения нормальных накоплений водорослевых матов и их вероятный ископаемый аналог. *а* — разрез современного литорального водорослевого мата; *б* — разрез строматолита себхи; *в* — древний строматолит со слоистостью миллиметрового масштаба (*d* — микрит/микроспарит, обычно доломит, *c* — почти без исключения кальцит [1858]).

делена на три подзоны: нижнюю, среднюю и верхнюю. Каждая из них имеет собственные физические характеристики [1870, 399]. Основной вклад ионов в грунтовые воды себхи дает море, так как среднее количество атмосферных осадков очень невелико. Однако на прилегающей к суше стороне прибрежной равнины начинают играть существенную роль континентальные воды. Морские воды поступают в себху с брызгами, разгрузочными потоками [397] и в результате интенсивного испарения — процесса известного как эвапоритовая накачка [1190]. Взаимоотношение окраины моря с полным профилем себхи можно видеть на рис. 8.5, 8.7, 8.10.

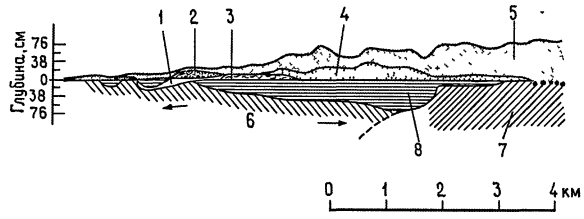


Рис.8.10. Разрез супралиторальных отложений вдоль траверса север—юг себхи Абу-Даби (рис. 8.5). Обратите внимание: вертикальный масштаб в сантиметрах, горизонтальный в километрах [399]. *1* — арагонитовый ил; *2* — ил со следами зарывания крабов; *3* — каша кристаллов гипса; *4* — ангидрит (слои); *5* — коричневый материал ветровых наносов; *6* — голубые лагунные илы; *7* — терригенные пески; *8* — водорослево-арагонитовые иловые слои. Нулевая точка отсчета глубины — кровля водорослево-арагонитовых иловых слоев.

В верхней части верхней литоральной зоны и в нижней части надлиторальной зоны в значительных масштабах имеет место синдиагенез. Происходит внутрипоровое осаждение арагонита, а внутри водорослевых матов образуются небольшие линзовидные кристаллы гипса, поверхность осадков локально цементируется арагонитом, магнезитом и протодоломитом [399]. Сходная водорослевая аккумуляция с подобным диагенезом отмечается в районах засоленных прудов и в разработках соли путем выпаривания, которые рассматриваются ниже. Это показывает, что в некоторых районах в верхней литорали может присутствовать комплекс отложений замкнутых водоемов, заполненных водой плоских пространств, замкнутых лагун, в которых мощные и обширные водорослевые торфяники аккумулируют неправильные жилы и линзы мелководного гипса и/или ангидрита.

В большей части прилегающих к морю участков надлиторальной зоны водорослевые маты постепенно разрушаются благодаря росту и аккумуляции кристаллов гипса. Рост кристаллов становится интенсивным, и могут образовываться отдельные слои мощностью до 30 см, называемые кашей гипсовых кристаллов (рис. 8.7). Эта зона может протягиваться полосой шириной до 2,5 км и отвечает зоне высокой воды приливно-отливных отмелей (см. рис. 8.5 и 8.7). Так как нижняя надлиторальная зона наступает в сторону моря медленно, каша гипсовых кристаллов становится все более и более разрушительной и водорослевые торфяники теряют свою связность и структуру и превращаются в рассеянный матрикс, зажатый между новообразованными кристаллами (рис. 8.11). Многие из быстро растущих кристаллов обволакивают и включают в себя водорослевый материал, карбонатные илы и пески, демонстрируя способность гипса захватывать примеси в течение фазы быстрого роста [2218, 2219, 2220].

Очень быстро растущий гипс может также образовывать очень крупные пойкилотопы и часто дискоидальные по форме кристаллы дециметрового размера. Гипсовые кристаллы включают в себя водорослевый материал, песок и ил, так же как и ранее сформированные отдельные кристаллы гипса, но без заметного разрушения первичной морфологии осадка. Эти крупные кристаллы цементируют водорослевую зону и обычно не достигают поверхности, заканчиваясь в нескольких сантиметрах ниже самых верхних матов. Их положение, возможно, контролируется уровнем, связанным с водным зеркалом [1353]. Такие кристаллы-проростки хорошо наблюдаются в породах [2145].

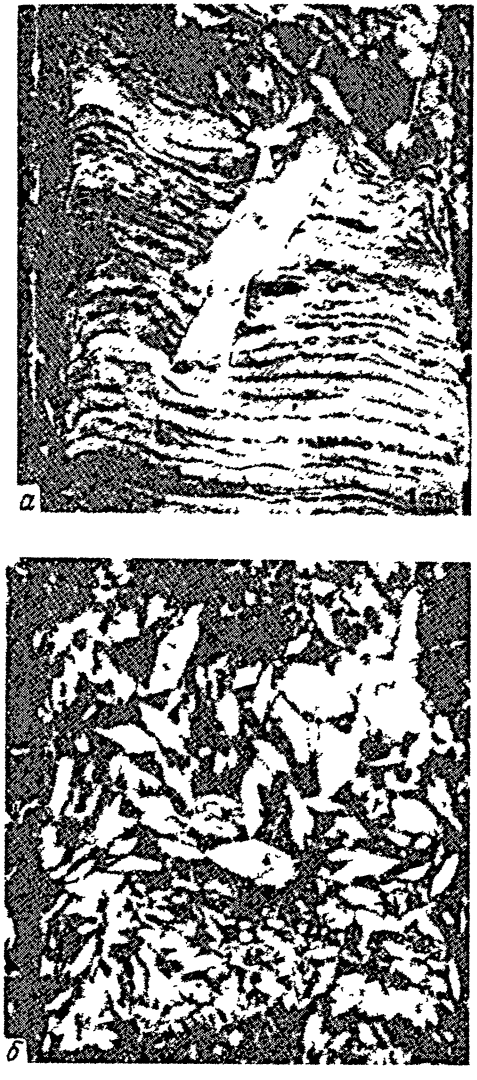


Рис.8.11. Рост «наложенных» кристаллов гипса внутри осадка в разрезе себхи. *а* — ранний рост с немногочисленными дискретными кристаллами; *б* — массивные скопления кристаллов и разрушение матов ([399]; см. также [474]).

В средней части надлиторальной зоны (среднесолевая отмель [399]) испарение приводит к тому, что соленость поровых вод резко поднимается. Затопление морскими водами менее обычно и перепад температур может превышать 40°С. Карбонаты в этой зоне сильно доломитизированы (до 80%). Высокая соленость и высокая температура приводят к осаждению эфемерного галита и к постепенным изменениям в ранее сформированном гипсе, который переходит в массивный и далее в желваковый ангидрит за счет одноактной или стадийной дегидратации. Ангидрит добавляется к первичным желвакам (кристаллическим псевдоморфозам) за счет дальнейшей концентрации поровых вод, и форма кристаллов гипса целиком теряется. Ниже слоя гипсовой каши, где температура немного понижается, выпадение гипса продолжается в качестве цемента, но со временем в этой зоне гипс также переходит в ангидрит. В себхах района дельты Нила, где матрикс представлен либо карбонатом, либо обогащенным карбонатом терригенным материалом, образования ангидрита не наблюдается, и вместо этого образуется желваковый гипс ([2593], разд. 8.4.6). Различие в форме сульфата, гидратированной или дегидратированной, в общем зависит от трех параметров: концентрации ионов, температуры и третьего, неконтролируемого фактора — наличия небольших количеств растворенных органических компонентов [475]. Оказывается, что небольшие количества многих обычных органических компонентов, таких как нуклеиновые и акриловые кислоты, могут влиять на то, какой сульфат осаждается из раствора. Они могут также контролировать морфологию формирующихся кристаллов. Следовательно, присутствие различных растений и почвенной биоты, так же как концентрация ионов и температура, может быть определяющим фактором для минерального типа и формы кристаллов.

Общая морфология средней части надлиторальной зоны очень изменчива. В ангидритовых слоях наблюдаются полигональные структуры, которые, вероятно, возникают как трещины усыхания (рис. 8.7, *б*). Первоначально ангидрит в этом слое возникает в виде небольших желваков выше зоны кристаллической каши (выше уровня водного зеркала). Размер желваков и концентрация увеличиваются в направлении обращенной к суше стороне надлиторальной зоны, образуя сетчатую поверхность из полигональных округлых ячеек 0,3—1 м в диаметре. Эта поверхность перекрывается переработанными эоловыми песками. Верхняя поверхность полигонов в общем выравнивается штормовыми потоками из лагун и новыми слоями осадка, которые формируются выше полигональных ячеек. Так как нижележащая гипсовая каша также постепенно переходит в ангидрит (рис. 8.7, *в*), объем уменьшается вследствие усадки и уплотнения, первичные слои искажаются. Перекрывание полигонов (фестончатые структуры) и зоны деформированного ангидрита в свою очередь влияют на форму, приобретаемую

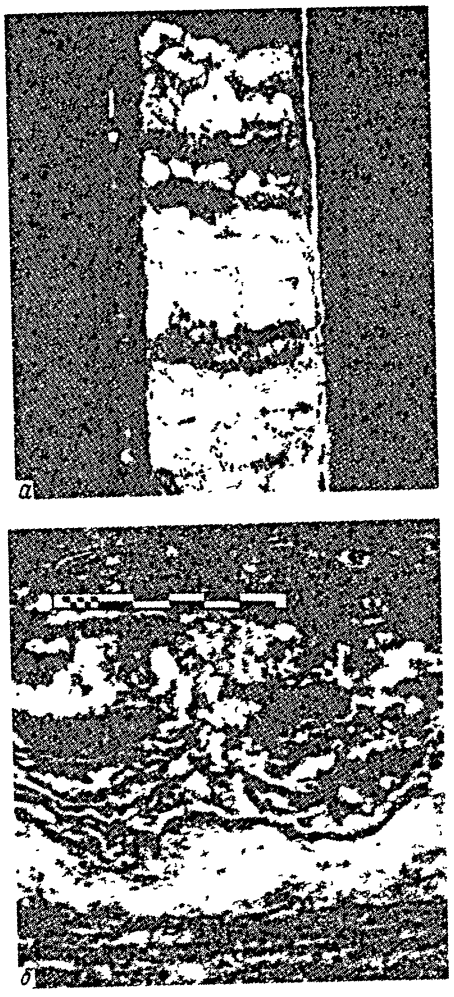


Рис.8.12. Ангидрит, образовавшийся в результате замещения ангидритом гипсовой каши. *а* — массивный ангидрит [399]; *б* — дальнейшая стадия расширения той же зоны путем добавления ангидрита из поровых вод и образования складок и диапиров (предоставлено Р.Парком, исследование себх Персидского залива).

поздним ангидритом в верхней части надлиторальной зоны.

Верхняя часть надлиторальной зоны временами становится неотчетливой (каждые 4—5 лет) и может распространяться в виде обширного пояса отложений шириной до 5 км. Многие, если не все, характеристики этой части себхи являются сингенетическими. К ним относятся образование вблизи поверхности новых слоев желвакового ангидрита и преобразование более ранних. Процессы изменения усиливаются грунтовыми водами, состоящими как из морских, так и из континентальных компонентов, которые благодаря быстрому испарению имеют повышенную концентрацию на поверхности и в почвенном разрезе. Они воздействуют и на отдельные гипсовые кристаллы, и на кристаллы гипсовой каши (рис. 8.12). Гипсовая каша не только дегидратируется, но и превращается в складчатые и энтеролитовые слои, ангидритовые диапиры и небольшие дисгармоничные складки, напоминающие по виду складки надвига.

В верхней части надлиторальной зоны раковины гастропод заполняются ангидритом, а те, которые остаются карбонатными, полностью доломитизируются. В процессе этого многие из раковин, заполненных ангидритом, выщелачиваются, оставляя внутренние и наружные ядра. В некоторых районах смешанные грунтовые воды продолжают привносить сульфаты и хлориды, и диагенез на прилегающей к суше стороне верхней надлиторальной зоны продвигается глубже по осадочной колонке, достигая компонентов, первоначально образованных у береговой линии. В этих местах дисплозивно развивается новая генерация крупных линзовидных гипсовых кристаллов внутри лагунных илов и водорослевых матов. Галит в этой зоне осаждается локально в виде дисплозивных корковых кристаллов и цемента. В самой приближенной к суше части надлиторальной зоны в значительных количествах присутствуют также эоловые осадки, внутри которых формируются вторичные гипсовые и ангидритовые кристаллы. Развиваются плоские низины, изредка заполненные морскими или континентальными водами — так образуются солеродные ванны. Если вода в основном морская, то соль представлена почти чистым галитом и содержит набор морских рассеянных элементов. Если вода континентальная, то присутствуют полигалит и сильвинит, а рассеянные элементы отражают состав воды местных источников.

8.4.6. Средиземноморские себхи: смешанные карбонатные и кремнисто-обломочные. В прибрежных себхах на побережьях Средиземного моря, в Испании [670], Египте [2593, 20] и Ливии [1493], где климат скорее семиаридный, чем аридный, гипс развивается в виде отдельных кристаллов и в виде первичных желваков. В Египте, где атмосферные осадки составляют около 180 мм/год, побережье между Эль-Аламейном и Александрией состоит из карбонатных пляжевых и дюнных песков, которые, за исключением участков, непосредственно примыкающих к морю, сцементированы в плотные известняки. Между гребня-

ми располагаются удлиненные депрессии, занятые себхами. Себхи в углублениях, наиболее близких к морю (где поверхность себхи не более чем на 1,5 м выше уровня моря), содержат гипсовые желваки внутри смешанных карбонатных и кремнисто-обломочных осадков. По направлению к суше вне известняковых гребней в крупных депрессиях располагаются галитовые озера, окаймленные водорослевыми матами и себхами с гипсом в форме линзовидных кристаллов и мелких пластин. Распространено небольшое количество целестина, локально формируется доломит, так как присутствуют аллохемы.

Разрез в наиболее приближенных к морю депрессиях сравним с разрезом аридных карбонатных себх, таких как на южном побережье Персидского залива. Однако отсутствует ангидрит. Разрез состоит из пяти зон (рис. 8.13). В кровле (зона V) располагается почва себхи, представленная слоистым песком с корнями растений. Осадок внутри темный и плохо окисленный, но верхняя поверхность коричневая, локально окисленная и инкрустирована гипсом и галитом. Ниже — тонкий слой коричневого песка (зона IV) содержит желваки очень тонкокристаллического гипса. Он перекрывает более мощный разрез, сложенный коричневым песком (зона III) с гипсовыми желваками, образованными более крупными кристаллами. Пески зоны II в основном не содержат эвапоритов, но в них имеются включения линзовидных кристаллов гипса. Эта зона, расположенная непосредственно ниже водного зеркала, заполняется поровыми водами с соленостью 31—60%, которые содержат низкие концентрации хлоридов, но обычно насыщены сульфатом кальция. Капиллярный перенос сульфата из этой зоны воздействует на верхние зоны в течение засушливых летних месяцев. В основании разреза залегает серый глауконитовый раковинный песок (зона I), представляющий собой начальные морские отложения депрессий.

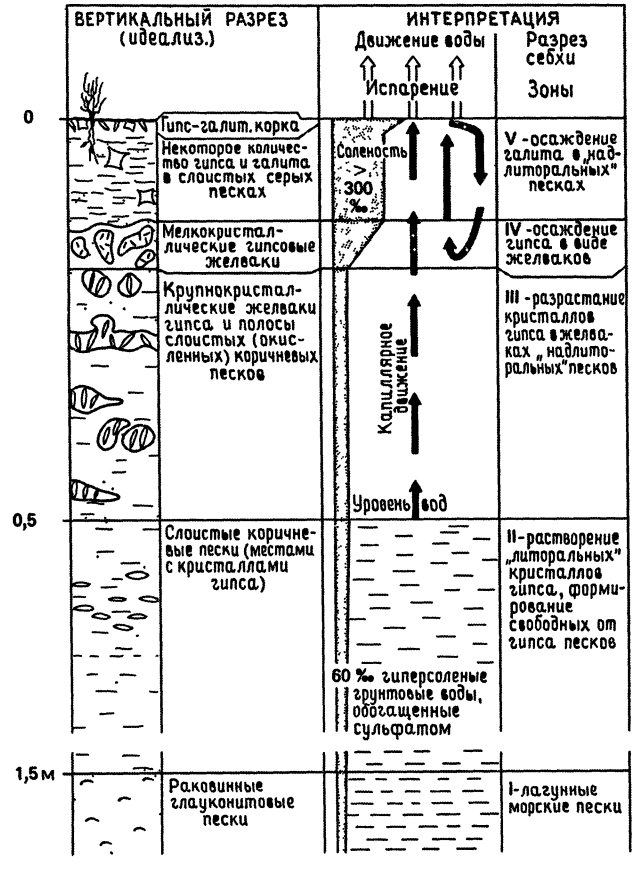


Рис.8.13. Типичный вертикальный разрез осадков большинства прилегающих к морю депрессий в египетской себхе, расположенной вдоль дельты Нила близ Эль-Хаммама. Соленость летом от умеренно гиперсоленой (31—61‰) ниже водного зеркала увеличивается вверх к зоне осаждения галита (до более 300‰ в верхних частях осадка). Следует отметить, что вода насыщена в отношении сульфата даже ниже водного зеркала [2593].

Ассоциация гипсовых желваков, галофитных растений и деревьев имеет особенно существенное значение для интерпретации древних фаций, представляя возможные аналогии для эвапоритовых разрезов, которые формировались вблизи участков растительности, таких как английская формация Пурбек (разд. 8.9.1 [2591]) и раннетретичные отложения Парижского бассейна.

8.4.7. Водорослевые маты залива Шарк. Водорослевые маты широко распространены на влажных участках аридных побережий. Фактически водоросли процветают почти в любых увлажненных обстановках, но в большинстве мест они очень редко сохраняются в осадочной летописи. Особенно важен для понимания водорослевых отложений, обнаруживаемых в докембрии и раннем фанерозое, залив Шарк в Западной Австралии, где распространены водорослевые строматолиты, которые сравнимы по размеру и разнообразию со столбчатыми строматолитами древних пород.

Залив Шарк представляет собой обширную семиаридную территорию у побережья Индийского океана, частично защищенную от открытого моря карбонатными банками; соленость в нем почти вдвое превышает нормальную морскую [1513, 1516]. На побережье залива имеются обширные себхи, в которых накапливаются «наложенный» и цементирующий гипс [366]. В сверхсоленых ча-

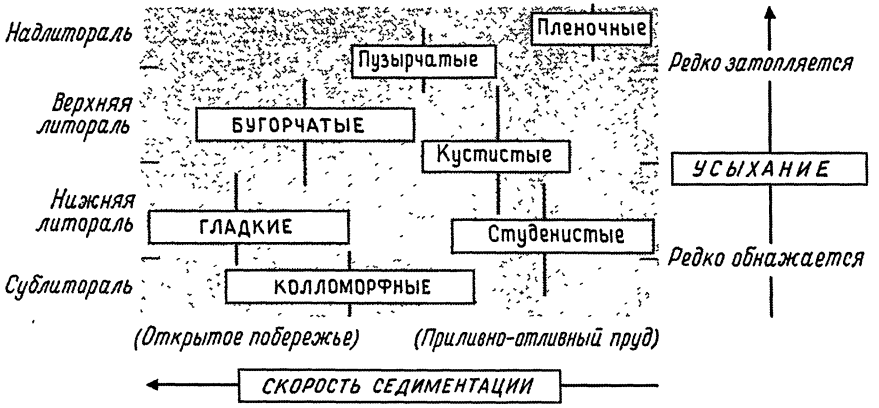


Рис.8.14. Обстановки образования различных типов матов и их положение относительно скорости седиментации и осушения. Крупным шрифтом обозначены типы матов, образующих столбчатые структуры, более мелким — только стратиформные пластины [1140]).

стях залива Шарк, таких как внутренняя заводь Хамелин-Пул, беспозвоночные, питающиеся мелкими водорослями на дне, столь редки, что водорослевые маты имеют возможность расти в различных обстановках. Водорослевые маты развиваются вдоль береговой линии в литоральной и нижней сублиторальной зонах, но интенсивно распространяются также на мелководье сублиторальной зоны, где глубина воды достигает 8—10 м [573, 1516, 1140, 1917]. В этой прибрежной полосе тип образующихся матов зависит в основном от интенсивности волновой деятельности. Различают три субобстановки: а) каменистые мысы, где волны воздействуют интенсивно и в разных направлениях; б) аркообразные бухты, где пляжи и песчаные отмели подвергаются умеренному воздействию волн, с накатом волн преимущественно перпендикулярно к береговой линии; в) защищенные береговые линии с незначительным волновым воздействием, где приливная отмель располагается вокруг лагун и приливных мелких водоемов за барьерами.

В заливе Шарк различается шесть типов матов (рис.8.14): ровные, бугорчатые, коллоформные, пузыревидные, пучковые и студенистые, каждый из них представлен сообществами нескольких видов водорослей. Каждый тип матов дает отдельную строматолитовую микроструктуру, определяемую тем, каким образом частицы осадка попадают и связываются в мат. Распространение матов частично определяется степенью высушивания, которая увеличивается на литоральной отмели и в надлиторальной части в направлении к суше, приводит к уменьшению числа видов и к изменению в составе строящего маты водорослевого сообщества и, таким образом, типа матов (рис. 8.14). Только три типа матов — коллоформные, ровные и и бугорчатые — участвуют в строении столбчатых, вытянутых и ветвящихся строматолитов (рис. 8.15); остальные дают стратиформные маты.

Сильное волновое воздействие вблизи каменистых мысов препятствует распространению протяженного покрова матов, но допускает рост столбчатых форм. Их столбики достигают высоты 1 м и имеют тенденцию к расширению в верхней части (см. рис. 8.15). Смежные столбики могут сливаться своими вершинами. Там, где столбча-

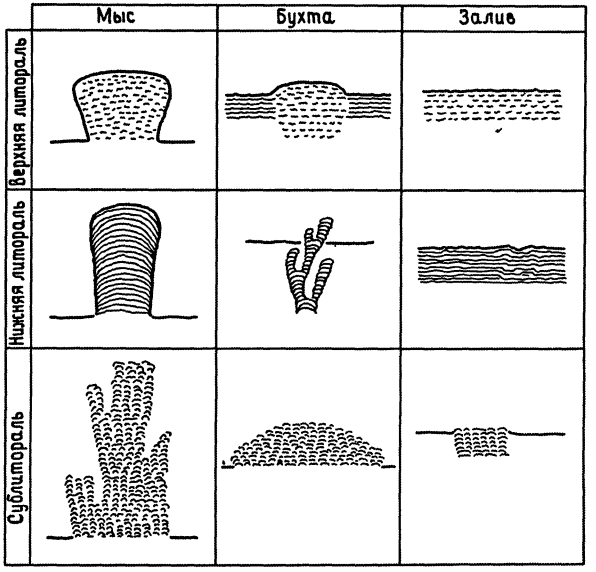


Рис.8.15. Распределение морфотипов строматолитов по обстановкам (по [1140].

тые формы распространены в сублиторальной зоне, они образуют коллоформные маты и строматолиты сетчатого внутреннего сложения с многочисленными выпуклыми ламинами [1512]. Они могут колонизоваться серпулидными червями, двустворчатыми моллюсками и зелеными водорослями. Столбчатые строматолиты в нижней сублиторальной зоне состоят из ровных матов, которые дают тонкосетчатую микроструктуру из единичных выпуклых ламин. Там, где столбчатые формы распространяются в верхнюю литоральную зону, они образуют бугорчатые маты, которые имеют неправильное неслоистое сложение. В большинстве случаев столбчатые строматолиты вначале колонизуют литифицированные корки и интракласты. Осаждение цемента внутри строматолитов также способствует их устойчивости к волнам.

8.5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ СЕБХИ

Во многих регионах мира, в особенности в Средиземноморье [1881, 993], в Нижней Калифорнии, в заливе Эйлат так же, как и в некоторых частях Персидского залива, себхи представлены кремнеземистыми песками и илами и смешанными терригенными и карбонатными породами. Во многих отношениях (развитие водорослевых матов, морфология сульфатов) условия осадконакопления в карбонатных и терригенных себхах сходны. Они различаются, однако, тем, что в терригенных себхах в грунтовых водах присутствует меньше кальция, и так как атмосферных осадков в этих районах обычно больше, то количество континентальных вод также больше. В тех случаях, когда приток неморских вод незначителен, разрез эвапоритов не отличается от разреза идеальных морских карбонатных себх. Однако во многих районах фации в отложениях имеют кольцевое расположение, что указывает на их образование в небольших по размеру водоемах и в небольших водных телах внутри себхи, а не в условиях обычного побережья. Кроме того, следует различать терригенные себхи, бедные илами, и себхи с большим количеством илов; последние обычно более обширные ([1027], разд. 8.7).

8.5.1. Прибрежные солончаки предгорной равнины Нижней Калифорнии: химизм грунтовых вод (доломит, гипс и галит). В себхах Нижней Калифорнии эвапоритовые осадки отличаются по химизму от осадков карбонатных себх. В лагуне Охо-де-Льебре (Нижняя Калифорния, Мексика) первичный интерстициальный доломит образуется сингенетично с гипсом внутри кремнисто-обломочного матрикса [1897]. Доломит отмечается в виде ромбических (до 2 мкм) и субромбических кристаллов (до 1,5 мкм), а также субгексагональных агрегатов (до 1 мм). Химизм поровых вод и анализ стабильных изотопов как воды, так и кристаллов доломита и гипса показывает, что кристаллизация доломита и гипса происходит в равновесии с поровыми растворами в пределах до уровня грунтовых вод. В этих районах присутствуют лишь редкие частицы карбоната кальция, так что доломит является просто результатом изменения существовавшего до этого карбоната. Более того, доломит обнаруживается только в нижней части осадочного разреза, до уровня грунтовых вод. Выше этого доломит не наблюдается, но присутствует неизмененный редкий рассеянный раковинный материал (карбонат кальция). Те же самые раковинные компоненты ниже поверхности зеркала грунтовых вод доломитизированы, хотя присутствуют в том же количестве, что и выше по разрезу. Однако они не являются предшественниками для доломита.

В другой части Нижней Калифорнии в солончаке Ометепек развиты терригенные себхи с обширными галитовыми водоемами, формирующимися внутри самой надлиторальной отмели [2217, 2446]. Поверхность приливно-отливной отмели периодически выравнивается штормовыми морскими водами, поэтому осадки на этих отмелях — глинистые и слабо проницаемые, воды обычно не взаимодействуют с ними и не играют значительной роли в режиме грунтовых вод. При высыхании воды отлагается сначала гипс, затем галит, который преобладает над гипсом (22:1, см. рис. 8.3). Хотя в некоторых водоемах нуклеация кристаллов галита происходит на дне, его большая часть, по наблюдениям Ширмана [2217], начинает образовываться в виде плавающих пирамидальных кристаллов с вогнутыми гранями (скелетные формы) на границе рапа — воздух. Плавающие скелетные кристаллы превращаются в мелкие перевернутые пирамидальные «лодочки», которые срастаются в плотики [599, 2217]. Эти плотики обычно тонут или подплывают к краю солончака и могут служить зародышами для последующего роста кристаллов [99]. Каждая последующая полоса кристаллического роста, добавленная к этим кристаллам, маркируется включениями рассола, захваченного при быстром росте.

Повторяющиеся затопления и последующая концентрация галита из остатка морской воды продуцируют последовательные слои галита. Каждое затопление приводит к некоторому растворению подстилающего слоя, срезанию верхней поверхности, развитию небольших трубок растворения вдоль вертикальных краев кристал-

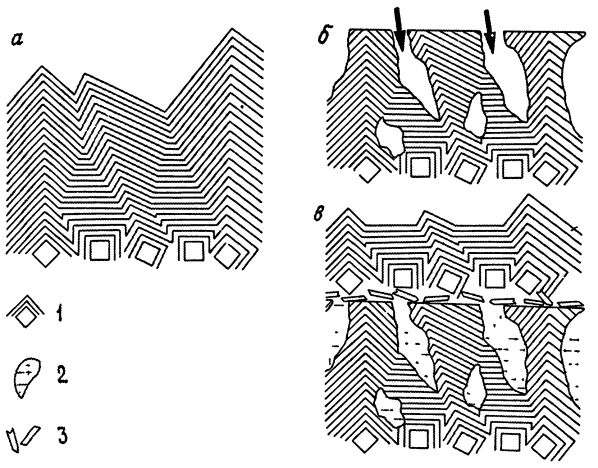


Рис.8.16. Схематическая диаграмма, показывающая способ образования слоистой галитовой породы. Полости растворения (показаны стрелками) образовались на месте наиболее растворимых частей кристаллов [2217]. *1* — шевронный галит; *2* — прозрачный галит; *3* — гипс.

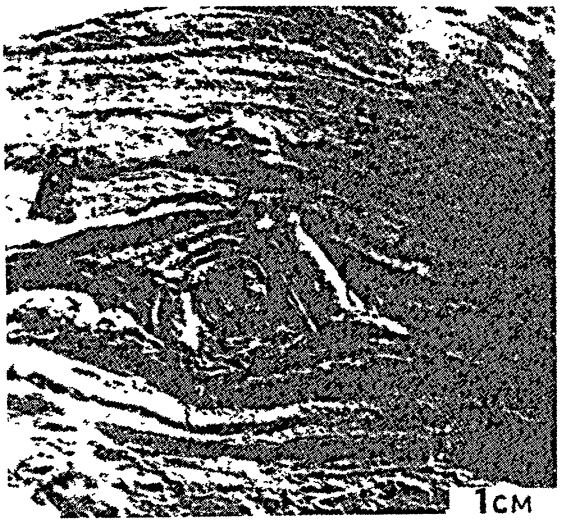


Рис.8.17. Воронкообразный кристалл галита, раздвигающий пласты, формация Салайна, верхний силур, бассейн Мичиган (образец предоставлен Р.Д. Нурми).

лов (наиболее растворимая их часть). Эти трубки растворения позже заполняются выросшим заново в следующую фазу осаждения прозрачным галитом (рис. 8.16). Осадконакопление в этих солончаках происходит быстро, и пониженные участки наполняются до краев. Тогда поверхность себхи отступает, и процессы надстройки, дефляции и заполнения начинаются заново в другом месте.

Наложенный галит, сформировавшийся ниже поверхности, внутри верхних нескольких футов ранее отложенных надлиторальных осадков и деформирующий их, хорошо известен как в современных, так и в древних карбонатных и терригенных себхах. Единичные кубики галита указывают на кристаллизацию в условиях насыщения. Однако обычно кристаллы галита имеют вогнутые или скелетные грани (рис. 8.17) и могут вырастать до значительного размера, до 10 см и более [1029]. Иногда в природе кристаллы с вогнутыми гранями формируются при затрудненных условиях, но обычно они образуются в результате роста из пересыщенных растворов (обзор вредных примесей [964, 2298]). Перенасыщение происходит в результате: 1) быстрого охлаждения или 2) быстрого поверхностного испарения. Так как наложенные кристаллы с вогнутыми гранями растут в интерстициях мягких осадков в себхах и в прибрежных илах гиперсоленых озер и морей — в районах, где суточные колебания температуры не очень велики, то необходимое пересыщение создается благодаря быстрому поверхностному испарению, приводящему, вероятно, к эвапоритовой накачке грунтовых вод. Внутри влажного ила кристаллы галита растут быстро и захватывают большое количество посторонних частиц. Способность быстро растущих кристаллов включать окружающий их матрикс впервые была показана Кестнером [1310]. С другой стороны, и медленный рост способствует форсированному замещению того же самого материала матрикса [2220]. Воды становятся более насыщенными, а развитие скелетных кристаллов более неупорядоченным [2298]. Таким образом, кристаллы с вогнутыми гранями, обнаруживаемые в осадках, могут свидетельствовать о том, что они росли в пересыщенной среде. В большинстве случаев кристаллы с вогнутыми гранями формируются в начале истории захоронения осадков непосредственно ниже раздела осадок — воздух там, где происходит быстрое испарение. Позже обычно начинается уплотнение осадка, окружающего эту соль. Крайними формами скелетных кристаллов галита являются кристаллы «пагода» (см. [964]).

8.5.2. Рассоловые солончаки залива Эйлат, Синай. Прибрежная равнина залива Эйлат — узкая, в некоторых местах аллювиальные конусы впадают прямо в море; в других — докембрийские породы образуют скалистое побережье. Климат крайне аридный с годовым количеством атмосферных осадков 10 мм и с испарением в пределах 2400—4250 мм [998]. В нескольких депрессиях,

Рис.8.18. Обобщенный разрез через себху Раунд в Набхе (залив Эйлат), показывающий соленость воды, основной состав осадков в каждой топографической зоне и предполагаемую гидродинамическую систему [913]. *1* — галит; *2* — гипс; *3* — ангидрит; *4* — карбонатный ил; *5* — водоросли.

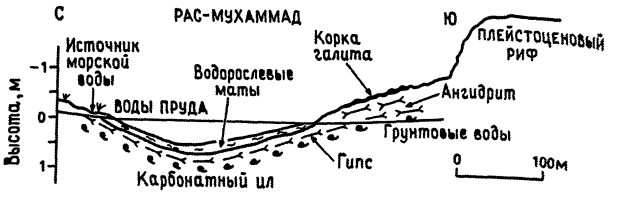


Рис.8.19. Общий разрез через пруд Рас-Мухаммад, показывающий основные компоненты осадка [913].

расположенных близко к морю, располагаются солончаки с рапой, которые подпитываются морской водой, просачивающейся через песчано-гравийный береговой вал при высоком приливе и изливающейся в виде источников вокруг солончака [913]. Интенсивное испарение повышает соленость, и поверхность рассола в солончаке часть года может лежать ниже уровня моря. Внутри ванны с рапой и вокруг нее обычны водорослевые маты. Состав осадков, детали гидрологии солончака и химизм рапы варьируют от одного солончака к другому. Подстилающие осадки в основном терригенные, так что сульфата кальция осаждается меньше, чем в себхах южного побережья Персидского залива.

В себхе Набх (рис. 8.18) в течение лета во многих депрессиях сверху лежит галитовая корка, которая растрескивается и приподнимается, образуя шатровую структуру. Там, где уровень грунтовых вод находится на несколько сантиметров ниже поверхности, формируется толстая корка гипса. Дно пруда Рас-Мухаммад глубиной 0,5 м (рис. 8.19) в течение зимы, когда скорость испарения и соленость низкие, покрыто водорослевыми матами. В течение лета на дне лагуны осаждаются кристаллы гипса миллиметрового размера и некоторые из них растут внутри водорослевых слоев, разрывая и нарушая слоистость. По керну видно чередование слоев гипса и органики [1432]. Вокруг пруда наблюдаются осадок, сцементированный гипсом, и галитовая корка. В водоеме Солар Понд глубина ванны рапы достигает 4 м, водорослевые маты располагаются по краям, а в более глубоких частях прослеживаются карбонат-гипсовые слои.

8.5.3. Цикл себхи (обзор). Так как большинство себх примыкают к нормально или почти нормально соленым морям, они должны естественно переходить по латерали в морские осадки. По направлению к суше они перемежаются и постепенно переходят в континентальные отложения. Мощность седиментационного цикла обычно крайне ограничена и контролируется диапазоном приливов и штормов в прилегающем море (0,5—3 м). Надстраивающееся побережье наступает на мелководные морские отложения, образуя серию осадочных фаций, которые протягиваются параллельно береговой линии, последовательно одна за другой. Быстрая смена отложений, раннедиагенетический характер эвапоритов внутри исходного осадка и изменение первичного надлиторального матрикса дают в результате характерный осадочный профиль (рис. 8.20). Кровля каждого цикла седиментации обычно имеет срезанную поверхность, отвечающую дефляционной поверхности себхи. Далее могут следовать континентальные осадки с преобладанием эоловых отложений или последовательность может снова вернуться к сублиторальным морским отложениям следующего трансгрессивного цикла.

Однако во многих районах часть отложений себх имеет кольцевое строение. Это в большей степени указывает на заполнение объема водных тел, чем на постоянную перестройку берега [2549]. Если эти замкнутые водоемы (отшнурованные лагуны или искусственные пруды) имеют незначительный приток неморской воды, то последовательность эвапоритовых компонентов не похожа на разрез морских эвапоритов. Смешение вод дает в результате разнообразные минеральные ассоциации, особенно на обращенной к суше стороне себхи. Диагенез матрикса, окружающего эти водные тела, отличен от диагенеза в более обычных разрезах себхи, так как время заполнения ограниченной ванны рапы значительно короче, чем время формирования эквивалентного разреза, и потому, что химизм грунтовых вод оказывает влияние на воду водоема. Соответственно

Рис.8.20. Идеализированный вертикальный разрез себхи: в самом низу отложения сублиторальные, далее (вверх) литоральные и надлиторальные фации. Верхняя часть разреза срезана и перекрывается снова сублиторальными отложениями. Выше этой поверхности можно обнаружить также континентальные отложения в случае, если погружение продолжалось [2219].

Слоистость в ангидрите и доломите имитирует нормальное последовательное напластование, но в действительности эти слои состоят из слившихся желваков. Ориентировка крупных кристаллов гипса близка к горизонтальной, что обусловлено уплотнением вмещающего их осадка в результате захоронения и распада органики.

доломитизация может быть ограниченной или вообще не проявляться, а характер пористости не похож на обычный для осадков себх.

Если имеются очень обширные (более нескольких метров мощности) разрезы, похожие на себховые, то можно предполагать, что: 1) длительный отрезок времени отложению осадка точно соответствовало проседание, 2) уровень моря поднимался с той же скоростью, с какой происходила седиментация, 3) в себху попали субаквальные эвапориты и были в ней (см. разд. 8.6) запечатаны и 4) за эвапориты себхи ошибочно приняты субаквальные эвапориты (см. [1530]).

8.6. СУБАКВАЛЬНЫЕ ЭВАПОРИТЫ

Субаквальные эвапоритовые отложения могут образовываться в соленых водных телах на любой глубине. Однако, по-видимому, наибольший объем их накапливается на мелководье там, где испарение и соответствующая концентрация подходящих ионов являются наибольшими. Даже в глубоководных частях водоема наиболее активное осаждение происходит в верхних слоях воды. Вследствие значительных вариаций солености, скоростей испарения и течений внутри вод в пределах эвапоритового пояса могут формироваться различные фации. Эти фации могут быть описаны по их химическому составу и седиментационным структурам. Мелководные фации химически почти идентичны тем, которые формировались в глубоких частях водоемов, имеют совершенно другие седиментационные характеристики, даже такие, какие наблюдаются в другом осадочном материале. По этой причине важно идентифицировать соответствующие седиментационные структуры и использовать их при описании эвапоритовых пород.

8.6.1. Мелководные фации. Комплексы мелководных фаций установлены на основе наблюдений, сделанных на разработках самосадочной соли в природных гиперсоленых морских лагунах и озерах, подпитываемых морем, а также при изучении сравнительно неизмененных неогеновых эвапоритов. Осадочные текстуры, такие как косая слоистость, знаки ряби, отпечатки следов жизнедеятельности организмов, трещины усыхания и т.д., а также данные по ископаемым остаткам используются для определения обстановки седиментации.

Эвапоритовые карбонаты в большинстве эвапоритовых бассейнов — это сильно измененные и доломитизированные нормальные морские карбонатные частицы, однако в некоторых случаях присутствуют истинно эвапоритовые карбонаты. В идеале при испарении морской воды в осадке будет содержаться всего лишь 0,3% карбоната кальция (рис. 8.3), но обычно в эвапоритовых бассейнах находятся существенные количества какого-то «загадочного», не содержащего окаменелых органических остатков карбоната. Судя по наблюдениям, проведенным в соляных озерах и в Мертвом море, кажется, что эти карбонаты являются в большинстве биологически индуцированными микритами и пеллетовыми илами, образованными водорослями, бактериями и солелюбивыми ракообразными. Обычно они накапливаются вблизи краев бассейна, где наибольший приток неморских вод. Большая часть дополнительного кальция и доставляющих его растворов поступает в бассейн этим путем [2142, 2144]. Поступление неморских вод подтверждается изучением стабильных изотопов и микроэлементов [593], а также распространением во многих местах значительных количеств листьев растений, сосновых

шишек и игл. Иногда подобные карбонаты могут также формироваться в верхних частях воды в глубоком гиперсоленом бассейне за счет бактериального разложения сульфатов. Такие карбонаты могут накапливаться как слоистые отложения в более глубоких частях бассейна, что отражает чередование периодов повышения концентрации и разбавления поверхностных вод [869].

Воды, в которых накапливаются эвапоритовые карбонаты, обычно очень соленые, и карбонатные слои в направлении к центру бассейна сменяются мелководными субаквальными гипсовыми слоями. Обнаруживается также переслаивание со слоями галита (о субаквальном галите см. ниже). Высокая скорость испарения в этих мелких водах допускает осаждение галита, а спорадическое просачивание приводит к образованию наложенного галита внутри карбонатных илов. Эти карбонаты обычно образуют очень мощные, массивные слои со слепками и псевдоморфозами галита (рис. 8.21). Ниже поверхности известняки обычно арагонитовые, а первоначальный галит сохраняется нерастворенным [1825, 1826].

Первичный гипс — один из наиболее обычных эвапоритовых минералов, формирующихся в замкнутых подпитываемых морем водоемах. Кристаллы гипса имеют разнообразные формы и могут включать большие количества кластических и органических компонентов [2141]. Простейшие кристаллические формы представлены призматическими иглами, которые растут очень быстро на дне, на бортах водоемов и у раздела вода — воздух. Рассол, в котором они растут, обычно умеренно прозрачный и кристаллы относительно свободны от примесей. Такие кристаллы являются наиболее ранним продуктом процесса осаждения, прикреплены непрочно и легко плавают по воде даже при самом легком бризе. Эти эвапоритовые илы и пески накапливаются в виде ламинарных или массивных слоев (см. ниже о кластическом гипсе). Такой же ранний гипс, формирующийся в других водах, выпадает в виде мелких линзовидных зерен илистой или песчаной размерности и обычно связан с дном богатых водорослями изолированных водоемов. Линзовидные кристаллы имеют криволинейные грани роста (компромиссные поверхности), что обусловлено наличием органических примесей [473, 474, 475].

Многие из зарождающихся на дне крупных кристаллов (0,01—7 м) растут в виде одиночных кристаллов или двойников «ласточкин хвост» и также имеют неправильные грани, которые обычно комбинируются с несколькими правильными гранями; их неправильные грани те же самые, что и у линзовидных кристаллов и также искривляются при росте из-за присутствия органических примесей [1841]. Такие крупные кристаллы вырастают в результате притока дополнительного количества вещества, что отражается в виде слоев внутри кристалла. Это не обязательно годовые или сезонные слои, они могут отражать просто прерывистость притока воды. Ряды или слои таких кристаллов могут образовывать мощные пласты, уровень верхней поверхности которых контролируется положением поверхности воды, в которой они растут. В озере Марион, Австралия [2546], верхняя поверхность кристаллов лежит непосредственно под поверхностью воды (рис. 8.22). Опреснение за счет зимних штормов, приносящих менее концентрированные морские воды, а также разбавление континентальными грунтовыми водами приводят к перерыву в росте кристаллов, который отражается в вариациях слоев нарастания. В годы, когда вода менее соленая и испарение меньше притока, происходит срезание верхушек этих кристаллов за счет растворения [2546]. Многие из таких изменений регистрируются слоями внутри кристаллов.

Во многих гипсовых отложениях кристаллы сдвойникованы. Морфология этих «двойников» весьма курьезна; так как одинаково ориентированные кристаллы показывают явно различные углы двойникования, чего быть не должно. Очевидно, это не настоящие двойники, а кристаллические стростки. Две половинки таких «двойников» — это отдельные кристаллы, и они могут

Рис.8.21. Отпечатки кристаллов галита в известняке из верхнего миоцена, мессиний, Фавара, Сицилия.

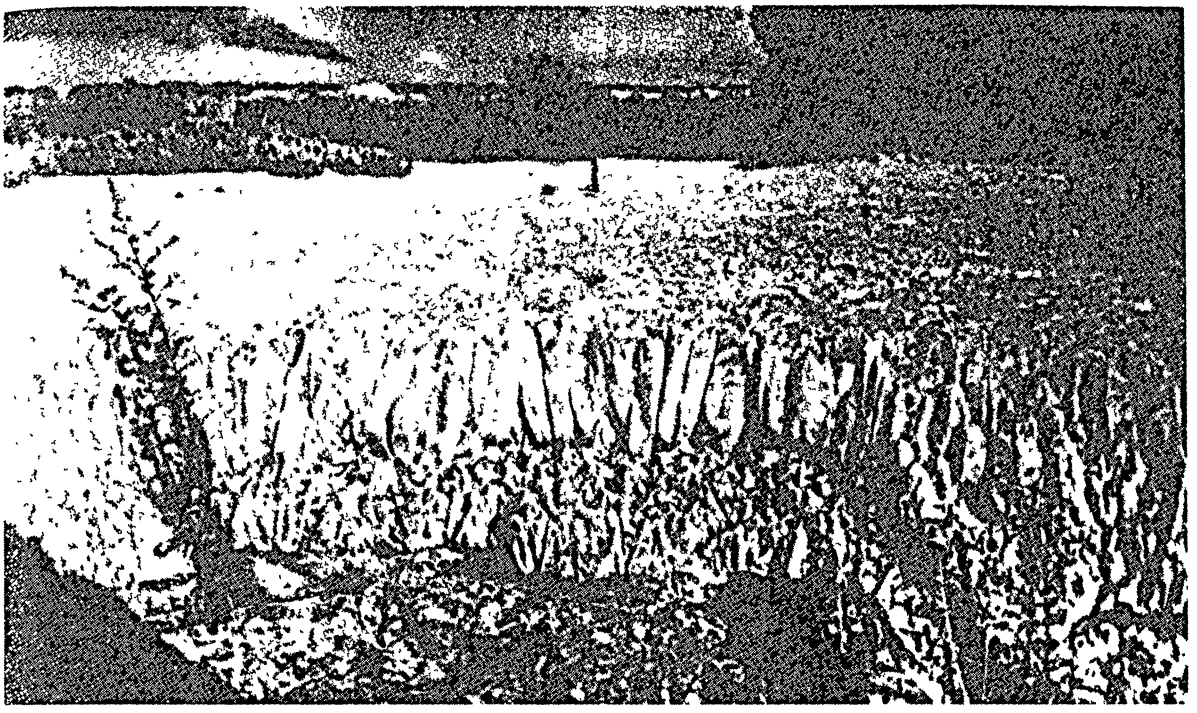


Рис.8.22. Слои единичных несдвойникованных кристаллов гипса; длина кристаллов 8—10 см, при их росте уровень воды в озере немного выше верхней поверхности кристаллов. Четвертичные отложения, озеро Марион, Австралия (предоставлено Дж.К. Уорреном).

иметь криволинейные грани (что обусловлено примесью органического материала). Чем более криволинейна грань, тем меньше такая структура напоминает настоящий двойник [1841]. Кроме этого, имеются обыкновенные двойниковые кристаллы, таким образом, морфология кристаллов очень разнообразна (рис. 8.23).

Банки и толстые слои плотноупакованных кристаллов гипса образуют протяженные слои массивного гипса, но даже и в этих массивных слоях видны значительные вариации, так как некоторые из слоев растут веерообразно, образуя «кочаны», т.е. капустообразные структуры (рис. 8.24; [2023]). Другим вариантом веерных кристаллических слоев являются пучки кристаллов или гипсовые купола, которые зарождаются на дне солеродных водоемов [2546]. Они растут очень быстро, возвышаются над дном и развиваются подобно лоскутным рифам. Более поздние гипсовые илы и пески заполняют промежутки между куполами, но их быстрый рост приводит к тому, что они прорывают это заполнение и иногда деформируют вышележащие осадки. Так как пучки и купола возвышаются над дном, то при изменении уровня воды, их верхняя поверхность обнажается и может срезаться. Неудивительно поэтому, что куполообразные или волнообразные слои обычно имеют срезанную кровлю.

Почти всегда субаквальный гипс содержит пеллеты, водорослевые филаменты и другие текстуры в положении роста или переслаивается с известковыми слоями, содержащими водорослевые строматолиты. По этим причинам резонно предполагать, что гипс, как и водоросли, формируется на мелководье в фотической зоне. В первичном, неизмененном гипсе водорослевые филаменты и слои могут быть ясно видны в разрезе, когда они переслаиваются с водорослевыми куполами ([2490], рис.8.25). Наблюдение таких особенностей в третичных породах и в аналогичных отложениях солончаков и высыхающих под солнцем озерах [2546, 679, 680] определенно доказывает, что глубина воды при отложении массивного кристаллического гипса в большинстве случаев крайне небольшая [2143, 2141, 2490, 2546-2548].

Формирование *галита* из раствора в лабораторных условиях было изучено Артуртоном [99] и Саутгейтом [2298]; эти исследования показали,

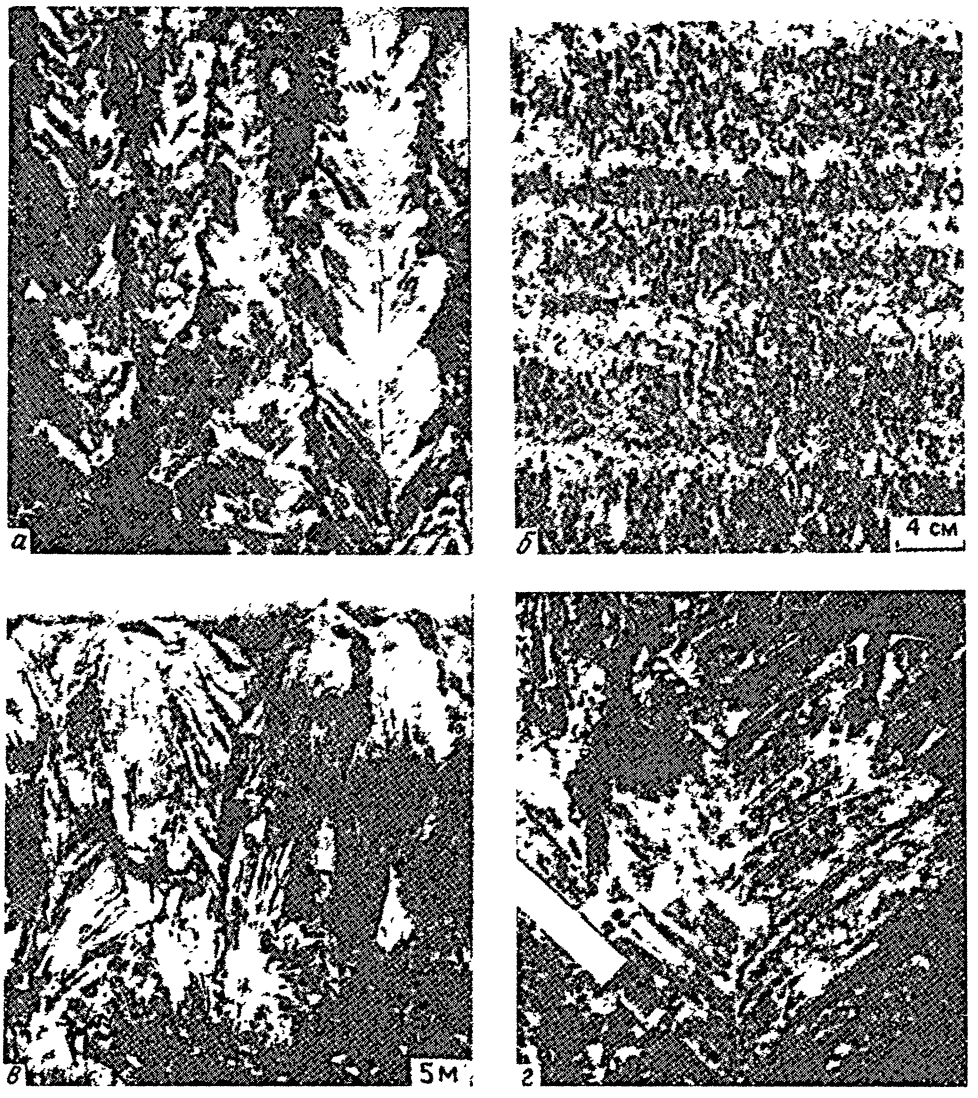


Рис.8.23. Варианты двойников кристаллов гипса. *а* — остроугольные «двойники», мессиний, остров Кипр; *б* — травянистый гипс, переслаивающийся с водорослевыми карбонатными слоями, Пассо-Фуннуто, Сицилия; *в* — слои веерообразных кристаллов, Гориславице, Польша; *г* — широкоугольные «двойники» гипса. Каждый сегмент в действительности представляет собой отдельный субкристалл. Ширина масштабной полоски 2,5 см, мессиний, Сан-Мигель-де-Салинас, Испания.

что морфология кристаллов разнообразна. Вообще говоря, нуклеация галита происходит либо на поверхности воды, либо на дне, либо в донных илах (рис. 8.26).

Образующийся на поверхности плавающий галит имеет форму скелетной пирамиды с одной развитой гранью, что видно даже, когда он встречается внутри массивных накоплений. Поверхность кристаллов галита, зарождающихся на дне, резко отличается, так как скелетные (воронкообразные) поверхности имеются на всех шести сторонах. Галит, который растет быстро, содержит обильные включения флюида, отмечающие периоды особенно быстрого роста. Быстрый рост происходит обычно в тех случаях, когда на объем приходится большая поверхность испарения, т.е. на небольших глубинах. По этой причине предполагают, что кристаллический галит, содержащий

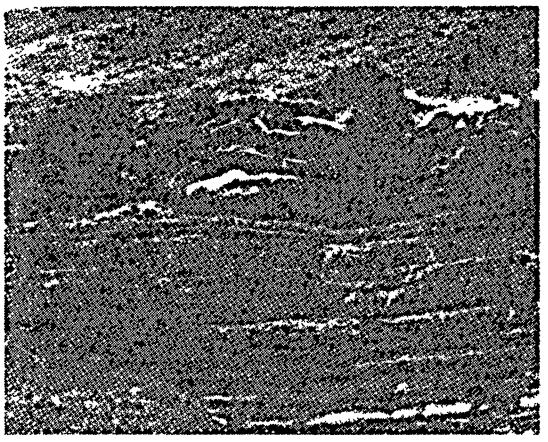


Рис.8.24. Веерообразный рост гипсовых слоев, образующих холмообразную структуру, называемую капустной, или кочанной, структурой, мессиний, Эраклеа-Миноа, Сицилия.

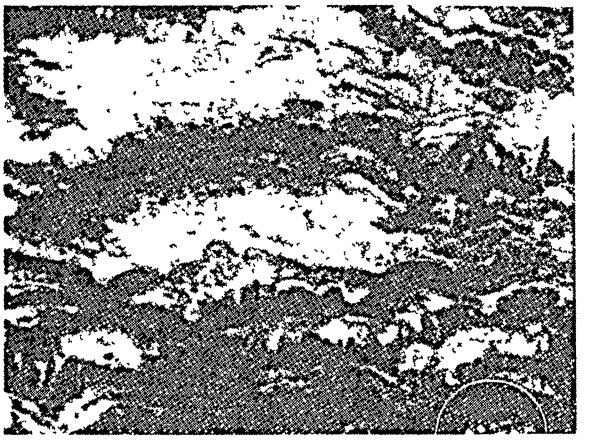


Рис.8.25. Прорастание водорослевых строматолитов кристаллами гипса, лангий (средний миоцен), Гаратовице, Польша.

включения флюида, формировался на мелководье или на умеренных глубинах.

Калийные соли могут накапливаться в более глубоких водах, но многие современные исследования все более и более убеждают, что для образования этих солей требуются мелководные условия. Первая и наиболее очевидная причина заключается в том, что калийные отложения обычно ассоциируются с поверхностями эрозии или располагаются сразу выше их. Более важным условием, благоприятным для осаждения калийных солей, является затрудненное испарение, которое характерно для водоемов, имеющих большой объем относительно его площади поверхности (разд. 8.2). Состав пород не противоречит этой концепции мелководья — они представлены разнообразными литологическими субфациями, — так что, хотя все дно бассейна может быть выстлано калийными солями, нет необходимости полагать, что бассейн во время осадконакоплений был заполнен ими целиком.

Детальные геохимические исследования [1039, 1541] показывают, что многие калийные соли не полностью морские, и первичный ионный состав морской воды в бассейне подвергается воздействию метеорных вод. Химические данные усложняются также тем, что остаточные бассейны могут испытать несколько циклов высыхания и заполнения. Окончательное отложение калийных солей происходит в мелководных лагунах и озерах, которые заполняются быстро. Верхняя поверхность многих отложений калийных солей обычно эродирована, и срезанные поверхности переходят латерально в другие соляные тела, которые несколько моложе по возрасту. Таким способом целый бассейн может быть заполнен галитом и калийными солями, хотя их образование происходит в разделенных водных слоях и в различное время. Геологическими методами эти различные водные слои не могут быть дифференцированы.

Кластические эвапориты обычно наблюдаются в неизмененных эвапоритовых отложениях. Тонкокристаллические гипсовые алевриты и пески по особенностям наслоения сравнимы с другими кластическими породами [1040, 2141]. Они могут накапливаться в виде ламинарных слоев миллиметровой толщины, которые образуют четко слоистые пачки мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Эти слои могут иметь косую слоистость, островершинные и волнообразные знаки ряби и другие особенности, которые создаются действием течений. Гипсовые ооиды — «гипсолиты», — по Чаранфи, Даццаро и др. [455], встречаются в слоях с косой слоистостью так же, как и в сходных слоях карбонатных ооидов (рис. 8.27, разд. 10.3.2).

Крупнозернистые гипсовые кластические отложения включают конгломераты и брекчии, которые могут состоять из чистого гипса или из смеси его с другими кластическими компонентами. Переработка такого типа может происходить

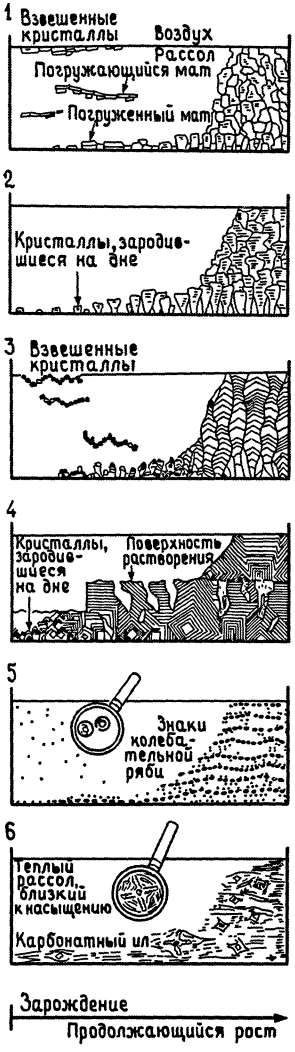


Рис.8.26. Фации, образующиеся при различных способах роста и расположения галита [964]. 1. Утонувшие горизонтально вытянутые плотики кристаллов галита со сростками кристаллов, сформированными на дне ([99], с изменениями). 2. Кристаллы, зарождающиеся на дне и растущие на месте, сходны в вертикальном разрезе с п. 1. Горизонтальная линейность внутри кристаллов отражает последовательность поверхностей роста и подчеркивается включениями жидкости ([99], с изменениями). 3. Утонувшие плотики кристаллов галита имеют беспорядочное или ортогональное расположение. Развивается шевроноподобное расположение поверхностей роста ([99], с изменениями). 4. Зарождавшиеся на дне и растущие на месте кристаллы имеют случайное или ортогональное расположение поверхностей роста, как в п. 3. Циклы затопления и растворения и последующего повышения концентрации отражаются в повторении поверхностей эрозии ([2118, 2119], сравните с рис. 8.16). 5. Ооиды галита (галолиты) образуются в насыщенном рассоле при турбулентных течениях в условиях высокой энергии. Ооиды часто образуют знаки колебательной ряби и другие формы ложа, свойственные обстановкам с высокой энергией ([2573], с изменениями). 6. Скелетные кристаллы галита образуются внутри донного осадка. Плотные теплые насыщенные придонные воды внедряются в донный осадок и становятся перенасыщенными, вызывая рост скелетных кристаллов галита.

Рис.8.27. Косослоистые гипсовые пески, состоящие из округлых гипсовых зерен, мессиний, близ Бари, Италия.

в гиперсоленых водах или, если интервал до захоронения очень короткий, в нормальных морских водах. Подобная переработка субаквального гипса на побережье, прилегающем к засоленному бассейну, приводит к образованию гипсовых пляжевых песков, дюн и песчаных валов и литифицированных гипсовых «пляжевых пород». Они напоминают субаквальные отложения, обрамляющие отложения себхи и краевых морских разрезов, как в Персидском заливе, но в этом случае отсутствуют морские карбонаты и присутствуют только эвапоритовые компоненты и частицы наземного происхождения.

В некоторых районах наблюдаются также массивные неслоистые и плохо слоистые отложения галита. В тех случаях, когда в них присутствуют посторонние кластические компоненты, эти породы рассматриваются как переотложенные. Переотложенный галит относительно редок, так как в обстановке насыщения цементация происходит слишком быстро в насыщенной среде. Имеется, однако, единственный пример, когда в результате шторма в Мертвом море сформировались слои из галитовых ооидов с косой слоистостью и знаками ряби [2573]. Сходные «галолиты» отмечены в слоистых солях эвапоритов А-2 (группа Салайна) верхнего силура бассейна Мичиган (разд. 8.10.5).

8.6.2. Прибрежные солончаки Южной Австралии. В семиаридной Южной Австралии (количество атмосферных осадков более 600 мм/год) в прибрежных солончаках осаждаются эвапориты, особенно слоистый гипс [287, 2546, 2548]. Солончаки представляют собой соленые озера, расположенные вблизи современного побережья (рис. 8.28). Уровень воды в них всегда почти совпадает с поверхностью осадка или выше его. В этом регионе распространены также плайи, которые отличаются тем, что нормально водное зеркало у них расположено на несколько метров ниже поверхности осадка. Прибрежные солончаки располагаются в депрессиях между четвертичными пляжевыми дюнными валами ниже уровня моря. В течение лета некоторые солончаки, такие, как озера Марион (рис. 8.28), Нью-Лейк и Мак-Доннелл, полностью высыхают, но в озере Дип-Лейк остается вода (>0,5 м) круглый год. В течение лета понижение уровня воды в солончаке засасывает пресные или солоноватые грунтовые воды из окружающих дюн (рис. 8.29). Продолжающееся испарение в конце концов понижает зеркало грунтовых вод в дюнах ниже уровня моря и тогда морская вода

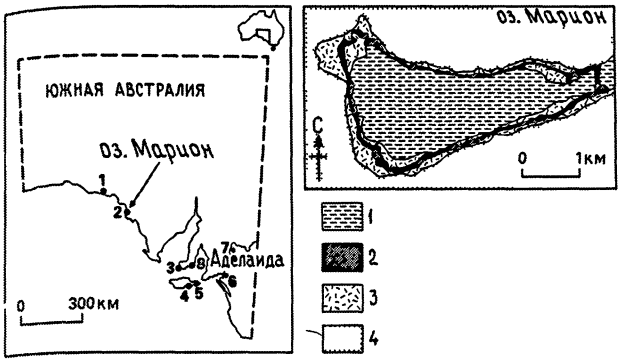


Рис.8.28. Карта расположения прибрежных соляных озер в Южной Австралии и карта озера Марион [2546]. *1* — озерный гипс; *2* — гипсовые валы (лунетта); *3* — краевые карбонаты; *4* — четвертичный пляжево-дюнный комплекс.

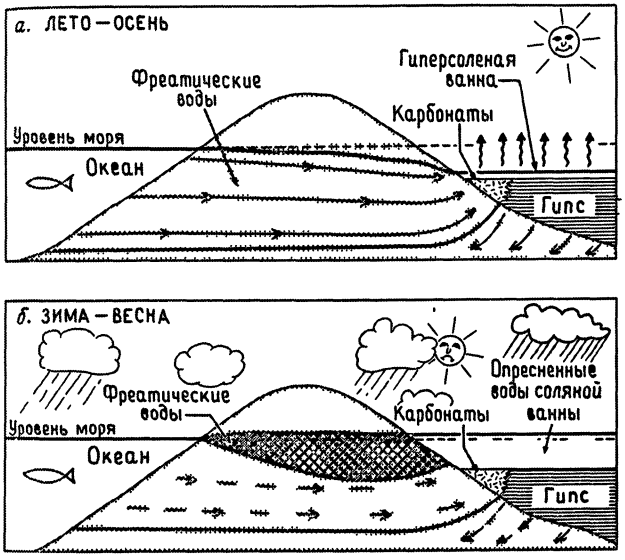


Рис.8.29. Схема гидрологии прибрежного соляного озера в Южной Австралии. *а* — лето—осень; время понижения уровня воды в дюнах и соляном озере, обусловленного испарением; поверхностные гиперсоленые воды и рассол заполняют озеро. Фреатические воды из моря просачиваются через дюну в озеро. *б* — зима—ранняя весна; время высокого уровня поверхностных вод в соляном озере. Снова восстанавливается пленка пресной воды в дюнах. Основная масса воды в соляном озере накапливается за счет дождевых осадков или за счет латерального просачивания фреатических вод через дюны. Образование рассола замедляется или совсем прекращается. Толщина пленки зимней пресной воды (перекрестная штриховка) на рисунке сильно преувеличена [2546].

просачивается в дюны и солончаки. С увеличением испарения в течение лета соленость воды увеличивается и на поверхности осадка откладываются арагонит, гипс, а затем галит. Гипс осаждается также внутри осадков. В течение зимы дожди приводят к поднятию уровня воды, и более низкая соленость вод вызывает растворение некоторой части гипса.

Хотя многие современные солончаки летом высыхают и зимой имеют глубину воды лишь 1 м или менее, 5000—6000 лет назад, когда они образовались после постгляциального поднятия уровня океана, они, вероятно, были озерами рапы глубиной до 10 м в течение всего года. Предполагают, что вода в них была стратифицирована: внизу плотные рассолы, из которых осаждался гипс, а над ними менее соленые поверхностные воды. Осаждение гипса привело к поднятию дна соляных озер, так что в настоящее время многие из них слишком мелки и эфемерны, не могут стратифицироваться по плотности, а эвапориты в течение влажных сезонов частично растворяются.

Поверхностные осадки прибрежных солончаков содержат зерна гипса песчаной размерности (гипс-аренит), которые часто представлены травлеными и эродированными призматическими и субгедральными линзообразными кристаллами. Глубже, под поверхностью осадка, где на отложения уже не действуют колебания уровня воды, распространены кристаллы в виде нетронутых эвгедральных призм и тонкослоистые гипсовые слои. Миллиметровой толщины слои гипсовых кристаллов, одни из которых находятся в положении роста, другие переотложены, перемежаются с прослойками арагонитовых пеллетоидов. Арагонитовые пеллетоиды, вероятно, свидетельствуют о присутствии в прошлом водорослевых матов. Эти слоистые гипс-арениты интерпретируются как образовавшиеся в длительно существовавшей субаквальной обстановке, когда озеро существовало в течение всего года.

Другой тип гипса, в основном распространенный ниже гипса-аренита, представлен крупными, 20—150 мм, сдвойникованными призмами селенита (рис. 8.22). Нуклеация этих кристаллов происходила на призмах гипса-аренита, так что некоторые из них имеют отчетливо вертикальную ориентацию осей *c*. Селенит содержит арагонитовые пеллетоиды, которые отмечают слоистость внутри кристаллов [2548].

Распространены также селенитовые купола. Этот селенитовый гипс также интерпретируется как субаквальный осадок, образующийся в более глубоких частях рассолов. Анализ стабильных изотопов ($\delta^{34}S$ и $\delta^{18}O$) показывает, что вода имеет морское происхождение.

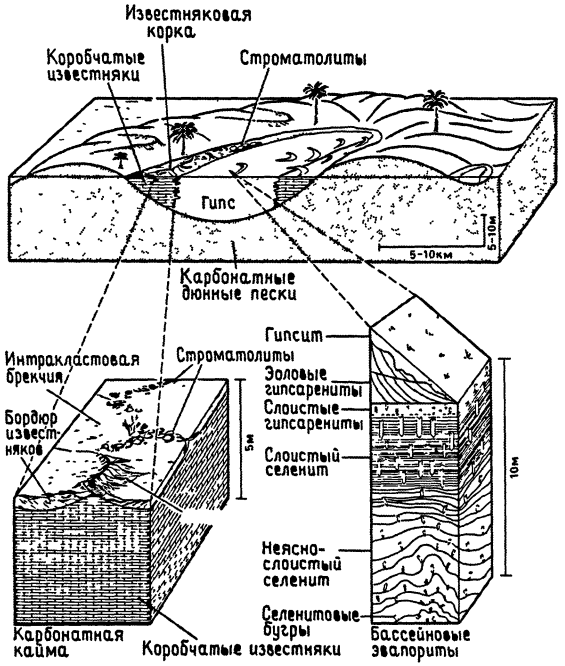


Рис.8.30. Сравнение современных и древних разрезов, образующихся в морской себхе (субаэрально) и в соляном озере (субаквально). [2549].

Общей особенностью седиментации в этих озерах является кольцевая зональность в залегании отложений с увеличением солености вод и их продуктов к центру (рис. 8.30). Кроме концентрической зональности осадков с гипсом в центре и карбонатами в виде широкого кольца по краю, другой наиболее значительной особенностью этих озер является то, что подъем грунтовых вод оказывает направляющее влияние на образование периферических карбонатов. Эта миграция вод приводит к интенсивному развитию коробчатых (boxwork) структур по выщелаченному гипсу и водорослевых карбонатов с хорошо развитыми куполообразными строматолитами и структурами растяжения (шатровые структуры — тепи). Гипс встречается в виде кристаллов in situ и в виде кластических компонентов, перемещенных действием ветра (дюны и барханы), и, в меньшей степени, водных потоков (пласты с косой слоистостью и знаками ряби).

8.6.3. Глубоководные эвапориты. Так как современных аналогов глубоководных эвапоритов нет, этот раздел основан на теоретических воззрениях и на примерах изучения древних эвапоритов. Все древние глубоководные отложения характеризуются большой протяженностью и по вертикали и по горизонтали. Состав водных тел большого масштаба не сильно меняется из-за кратковременных изменений притока вод или испарения, барьером для быстрых изменений служит большой объем воды. Изменения небольшого масштаба, в особенности такие, которые захватывают незначительную часть водной колонки, приводят к небольшим вариациям, как и в случае нормальной морской пелатической карбонатной седиментации. Наиболее глубоководные отложения представлены тонкослоистыми до ламинарных, но все же несомненными эвапоритами. В разрезах слои, состоящие из ламинарного эвапоритового карбоната, сульфата и галита, достигают мощности десятков и сотен метров и могут сопоставляться на расстояниях в десятки и сотни километров. Это постоянство предполагает буферирующее влияние обширного водоема (см. [590]). Другой характерной чертой глубоководных фаций является присутствие переотложенных пород, что требует существования хорошо выраженного рельефа, так как эти осадки первоначально накапливались в мелководных частях бассейна.

Фации *ламинарных сульфатов*, сформировавшиеся в глубоких водах, известны из бассейна Делавэр (формация Кастайл [74, 73]), примерами их являются также «годовые кольца» германского цехштейна [2022] и ангидрит «покер-чип» формации Салайна (верхний силур) в центральной части бассейна Мичиган (разд. 8.10.5). Ламинарные отложения мощностью почти 400 м в бассейне Делавэр (разд. 8.10.4) состоят из ангидрит-карбонатных куплетов, которые могут быть сопоставлены в формации Кастайл на расстоянии 100 км (рис. 8.31). Подобные ламинарные отложения распространены в формации Лисан Мертвого моря (см. разд. 8.7). Такая выдержанность не свойственна мелководным морям, хотя стратифицированные водоемы, будучи сравнительно мелководными, могут продуцировать отложения мощностью несколько метров.

Слои *ламинарного галита*, состоящие из очень мелких кристаллов, возможно, образуются в глубоких водах в отличие от толстых слоев, которые характерны для мелководных отложений. Это обусловлено тем, что большинство кристаллов галита, которые зарождаются на поверхности воды и затем падают на дно, обычно очень мелкие, за исключением нетонущих воронкообразных кристаллов. Кристаллы, зарождающиеся на дне в глубоких водах и имеющие ограниченный приток ионов из частично обедненных плотностных потоков, также очень мелкие. Осаждение галита в

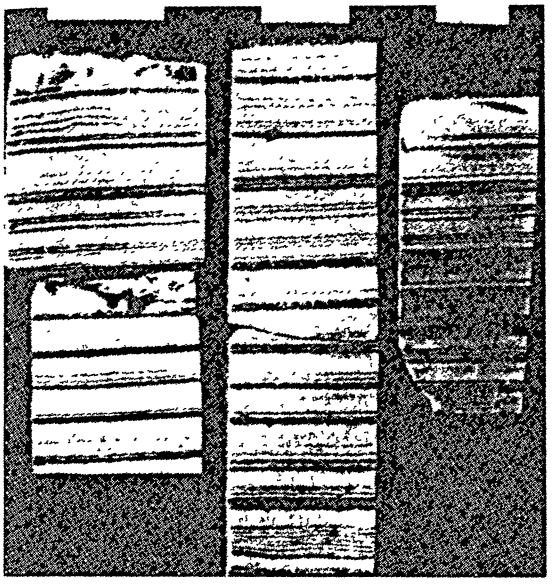


Рис.8.31. Чередование ламин ангидрита й карбоната, обогащенного органическим веществом, в трех коррелирующих кернах из пермской формации Кастайл, бассейн Делавэр (предоставлено В.Е.Дином).

стратифицированных водах на поверхности раздела слоев различного состава также формирует мелкие кристаллы, потому что в зоне раздела отсутствует достаточное количество компонентов и нет пространства для роста крупных кристаллов [1977]. Так как кристаллы опускаются по водной колонке, они образуют тонкие ламины, которые распространены по площади бассейна. Они могут простираться по крайней мере также далеко, как простирается взаимодействующая поверхность стратифицированных водных тел.

Ламинарные калийные соли не достигают обычно ни существенной толщины, хотя известны слои мощностью в несколько десятков метров, ни заметной латеральной протяженности. Как в случае ламинарного галита, многие ламинарные слои калийных солей содержат многочисленные поверхности срезания, отмечающие периодическое накопление нерастворимых остатков. Тщательное изучение редких элементов, в особенности брома, показывает широкую изменчивость в пределах очень тонких слоев, предполагающую образование их в замкнутых, стратифицированных мелководных водоемах [1424].

Переотложенные породы, такие, как турбидиты, могут состоять из карбоната, сульфата и/или галита. Они залегают в наиболее глубоких частях многих гиперсоленых бассейнов и являются результатом переотложения быстро сформировавшихся осадков в мелководных частях эвапоритовых бассейнов в нестабильной окраинной области осадконакопления. Гипсовые турбидиты широко представлены среди слоев ламинарного гипса в мессинских отложениях Сицилии и в цехштейне Центральной Европы [2141, 2110]. Переотложенные слои галита сравнительно редки в геологической летописи. Несмотря на то что окраинные отложения галита накапливаются быстро и вследствие этого могут образовывать очень крутые склоны, ранняя цементация, очевидно, предохраняет их от интенсивного переотложения. Несколько случаев галитовых отложений мутьевого потока наблюдалось в мессинских слоях Сицилии, они отчетливо маркируются наличием среди них постороннего, не эвапоритового, кластического материала.

8.7. НЕКОТОРЫЕ НЕМОРСКИЕ СОЛЯНЫЕ ОЗЕРА

При изучении неморских эвапоритов (см. также разд. 4.7.2. и 4.10.4) обращаются к исследованиям их морских эквивалентов, так как механизмы эвапоритового осаждения часто сходны. Невозможно не коснуться двух обычно приводимых, но совершенно различных примеров, которые иллюстрируют особенности эвапоритового осаждения: Мертвого моря, которое является частично аналогом мессинского бассейна, и озера Бристол (Сухое озеро).

Начиная с позднего плиоцена Мертвое море прошло три стадии развития (см. рис. 14.46, 14.47). Мощная толща морских и солоноватоводных осадков была отложена в то время, когда Мертвое море было бассейном, отгороженным барьером от залива Эйлат, с которым оно периодически соединялось. Эта толща сложена в значительной части каменной солью. Вышележащая формация Лисан состоит главным образом из крупнозернистых кластических пород и ламинарнослоистых арагонита и гипса значительной мощности. Когда они формировались, уровень озера был значительно выше и воды имели меньшую соленость, чем в настоящее время. Геохимическое моделирование, проведенное Кацем и др. [1313], показало, что в четвертичное время Иорданский рифт был заполнен морем, имевшим глубину 400—600 м. Осаждение, по-видимому, происходило в поверхностных водах, как и в настоящее время, но глубина моря была больше. В этой модели имеется несколько проблем, связанных с особен-

ностями структурных перестроек и заметными седиментологическими различиями в некоторых частях бассейна. Глубина воды и ее стратификация варьируют, и соответственно меняется осадконакопление [1763, 2326].

В послелисанское время, около 100 тыс. лет назад, произошло значительное сокращение озера и образовалось много галита, особенно в южном бассейне, который частично обособился от северного бассейна. На этой второй галитовой стадии отлагались также кальцитовые и арагонитовые илы.

В настоящее время Мертвое море [1763] лежит на 400 м ниже уровня моря. Оно разделено на северный и южный бассейны мелководным порогом, но в течение последних 1000 лет уровень воды колебался, так что временами бассейны существовали обособленно. Из-за крайней аридности и высокой температуры соленость Мертвого моря достигает 322‰, но состав рапы существенно отличается от морской воды (табл. 8.2). Озерные воды стратифицированы: в верхней части (от поверхности до 40 м глубины) менее плотная и менее соленая вода и под ней более плотная и более соленая бескислородная нижняя часть, которая насыщена в отношении галита. Временами озерные воды перемешиваются.

В настоящее время гипс осаждается в поверхностных водах и образует корку на дне мелкого озера. До настоящего времени, однако, гипс не сохранился в более глубоких водах, так как он редуцируется бактериями и образуется микритовый кальцит. Освобождается H_2S, который поднимается к поверхности и снова переходит в SO_4^{2-}, обусловливая осаждение гипса. В результате перемешивания озера и разрушения стратификации гипс формирует годовые слои. Кроме того, в поверхностных водах периодически формируется арагонит, образуя отчетливые белые ламины внутри кальцитовых или гипсовых илов. Галит осаждается в соляных ваннах и вдоль берега в мелководном южном бассейне. В областях, где вода перемешивается, образуются галитовые ооиды и накапливаются отложения со знаками ряби [2573]. Еще несколько сотен лет назад галит осаждался на дне озера. Толстый слой галита прослеживается на дне северного бассейна и перекрывается кальцитовым и гипсовым илом. Крупные скелетные кристаллы галита образуются внутри ламинарных илов в южном бассейне [964]. Кристаллы формируются, внедряясь во вмещающий осадок, вероятно, в периоды высыхания.

Озеро Бристол, расположенное на юго-востоке Калифорнии, — континентальный эвапоритовый бассейн, окруженный аллювиальными конусами (рис. 8.32) [1029]. В передовой части конусов находится песчаная отмель, которая по направлению к центру бассейна переходит в засоленную иловую отмель. Осадок отлагается на дне бассейна главным образом благодаря потокам после больших штормов. Гипс и галит распространены ниже поверхности засоленной илистой отмели в насыщенных рассолом осадках. Гипс находится в виде диспергированных кристаллов и искривленных слоев. Галит представлен скелетными кубиками, которые растут внутри ила. Кубики образуются также под поверхностью отмели в капиллярной краевой, или фреатической, зоне. В центре бассейна слои массивного галита мощностью до 4 м перемежаются со слоями ила. Они интерпретируются как отложения солевой ямы в мелком рассольном небольшом водоеме.

8.8. ДРЕВНИЕ ЭВАПОРИТЫ

Изучение современных и древних эвапоритов показывает, что имеются две основные обстановки осадконакопления: 1) *преимущественно субаэральная* в себхах и прибрежных солончаках и 2) *преимущественно субаквальная* в мелководных и глубоководных бассейнах, в лагунах и прибрежных озерах. Однако эти два типа не отделены резко друг от друга и часто тесно ассоциируются. Например, один тип эвапоритовой седиментации может латерально переходить в другой, когда по краям эвапоритовых бассейнов и лагун имеются себхи и солончаки. Кроме того, один тип может перейти в другой, когда эвапоритовые бассейны превращаются в себхи и солончаки по мере заполнения их солями до уровня моря или когда себхи заполняются водой, образуя более глубоководные лагуны. Такие вертикальные изменения могут быть также результатом эвстатических изменений уровня моря при колебаниях уровня воды со скоростью большей, чем накапливаются или эродируются осадки.

Следовательно, такие разрезы эвапоритов могут не соответствовать целиком той или иной модели и включать элементы нескольких моделей. Иногда изменения в осадконакоплении происходят в очень небольшой толще осадка.

8.9. ДРЕВНИЕ СЕБХИ И РАССОЛЬНЫЕ ВОДОЕМЫ

После того как последовательность фаций в себхе южного побережья Персидского залива была сопоставлена Ширманом [2216] с разрезом ниж-

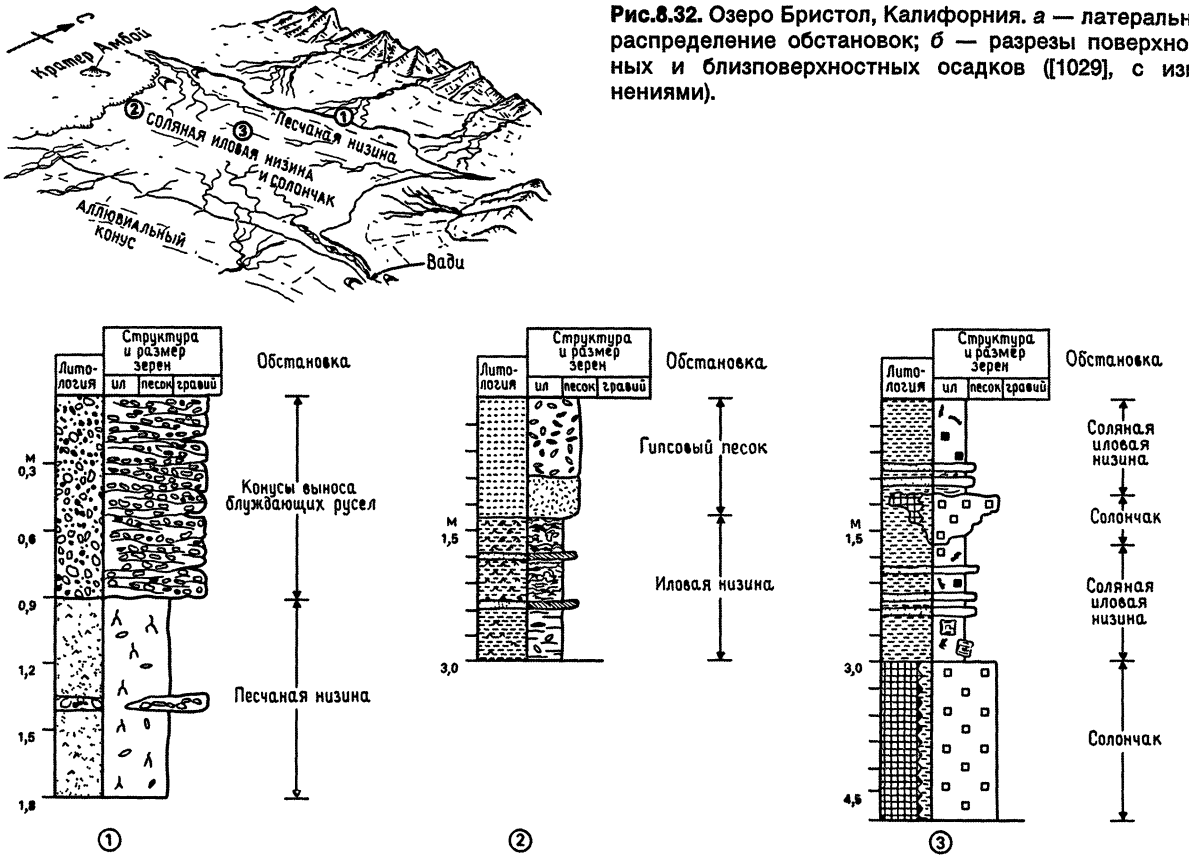


Рис.8.32. Озеро Бристол, Калифорния. *а* — латеральное распределение обстановок; *б* — разрезы поверхностных и близповерхностных осадков ([1029], с изменениями).

него пурбека (самая верхняя часть юры) южной Англии, были обнаружены многие сходные древние сублиторальные и надлиторальные разрезы себх. Разрезы себх были найдены в визе Ирландии [2594], в верхнем девоне западной Канады [886], среднем карбоне Канадской приморской области [2104], в верхней юре Персидского залива [2648].

Во всех этих случаях разрезы представлены карбонат-сульфатными фациями, некоторые из них переходят в красноцветы. Такие же взаимоотношения обстановок существуют в районах терригенного осадконакопления, как, например, в нижней части формации Клир-Форк в Техасе [1029]. В этой формации, однако, присутствует значительное количество галита как в виде единичных кристаллов, так и в виде прослоев. Как отмечено в разд. 8.9.1, взаимоотношение отложений себхи с галитовыми прослоями очень важно. Прослои галита внутри разреза себхи могут быть просто продуктом локального проседания водного зеркала концентрированной рапы [2181]. Таким образом, там, где формировался рассольный водоем и осаждался при испарении галит, количество сульфатов в рапе уже было редуцировано.

8.9.1. Нижнепурбекские отложения южной Англии. Разрезы пурбека были первыми, которые сопоставлялись с современными себхами ([2216], а также Эванс и др., см. [2589]). Они обнажаются в двух местах: 1) в серии эшелонированных эрозионных окон в Уилде вокруг Брайтлинга [1180] (рис. 8.33); самые нижние слои пурбека, содержащие гипс, пласты которого разрабатывались [1812], известны только в многочисленных затопленных скважинах и 2) в береговых разрезах в Дорсете.

В типичной скважине в Сассексе [1142] представлен разрез с цикличностью себхи, состоящий из ламинарных слоев пелмикритов, водорослевых пелмикритов с глазковым сложением (см. [2241]) и желвакового и тонковкрапленного ангидрита. История сложного диагенеза наиболее древних гипс-ангидритовых отложений была прослежена Холлидеем и Шепард-Торном [1142] и оказалась в общем сходной с тем, что предполагал

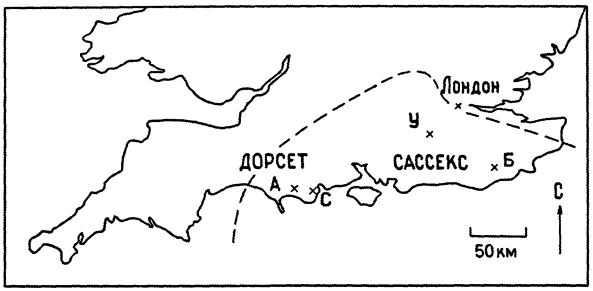


Рис.8.33. Карта обнажений и скважин, вскрывающих отложения пурбека в южной Англии, упомянутые в тексте. *Л* — Лалуэрт; *С* — Суонадж; *У* — Уорлингем; *Б* — Брайтлинг. Штриховая линия — вероятная граница распространения отложений пурбека.

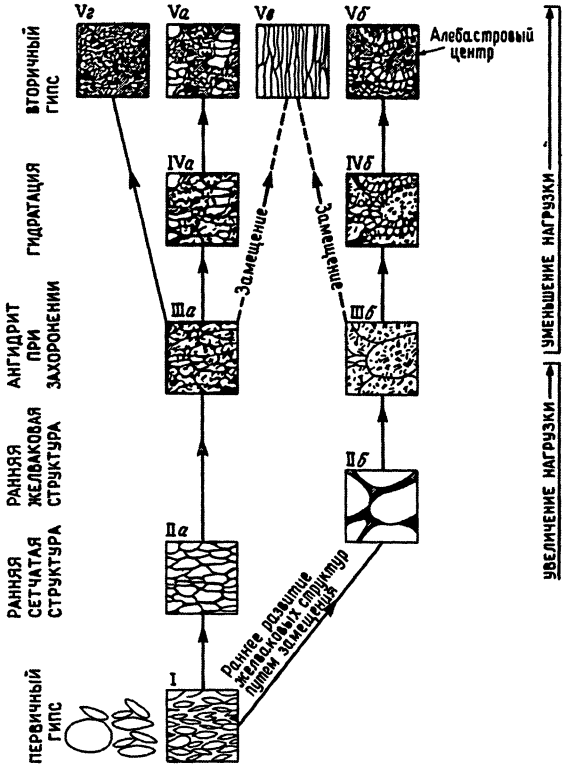


Рис.8.34. Диагенетическая классификация кальций-сульфатных пород британского пурбека [2592]. *I* — линзовидные мелкие кристаллы гипса; *IIа* — ангедральный гипс; *IIб* — желваковый гипс; *IIIа* — ангидрит; *IIIб* — желваковый гипс; *IVа* — порфиробласты гипса в ангидрите; *IVб* — порфиробласты гипса в желваковом ангидрите; *Va* — порфиробластовый гипс; *Vб* — порфиробластовый желваковый гипс; *Vв* — атласный шпат; *Vг* — равнозернистый гипс.

Уэст [2589, 2590, 2592], по работам в Дорсете (рис. 8.34).

Различается пять диагенетических стадий, две из них поздние (эксгумационные).

Стадия I — осаждение линзовидных кристаллов гипса.

Стадия II — интерстициальный наложенный (деформирующий) рост ангидритовых желваков вскоре после завершения седиментации так же, как на южном побережье Персидского залива (см. разд. 8.4.5), или, более вероятно, желваков гипса, как в Египте (разд. 8.4.6).

Стадия III — замещение гипса внутри неконсолидированного осадка беспорядочно расположенными пластинками ангидрита. Там, где сохраняются несовершенные реликты строения первичного линзовидного гипса стадии I, развивается сетчатая текстура. Там, где имел место наложенный рост карбоната кальция, сохраняется тонковкрапленная и желваковидная (или макроячеистая) структура.

Стадии IV и V — поздние стадии диагенеза — проявляются в гидратации, ведущей к образованию гипса, который развивается при вскрытии отложений (см. разд. 8.11).

Уэст [2591] разработал модель нижнего пурбека Дорсета, включающую четыре фации (рис. 8.35).

Фация А — известняковая с фораминиферами — представлена тонкослоистыми пеллетовыми известняками, содержащими строматолиты типа *Spongiostroma* с пупырчатыми (пустулярными) вершинами. Строматолиты образуют слои мощностью от 0,3 до 5 м, что свидетельствует об их быстром латеральном росте [365].

Фация В — известняковая со строматолитами и частично замещающим гипсом — состоит из водорослевых матов и строматолитов типа *Spongiostroma*, которые значительно крупнее, чем в фации А, образуют холмы высотой 1 м с центральным стволом, и развиты в Лалуэрте в классическом разрезе Фоссил-Форест (Ископаемый Лес). Водорослевые маты содержат кристаллы гипса, в настоящее время замещенные кальцитом и сохранившие форму, а также секущие водорослевые ламины (сравните также разд. 8.6.1 и рис. 8.25).

Фация С — кальцитизированные эвапориты. Последовательность известняков пористых, крупнокристаллических (местами сахаровидных), которые образовались в основном за счет вторичного замещения ангидритсодержащих пород. Они содержат целестин и желваки кремней с псевдоморфозами по гипсу и ангидриту.

Эти фации также содржат значительное количество брекчированных известняков, так называ-

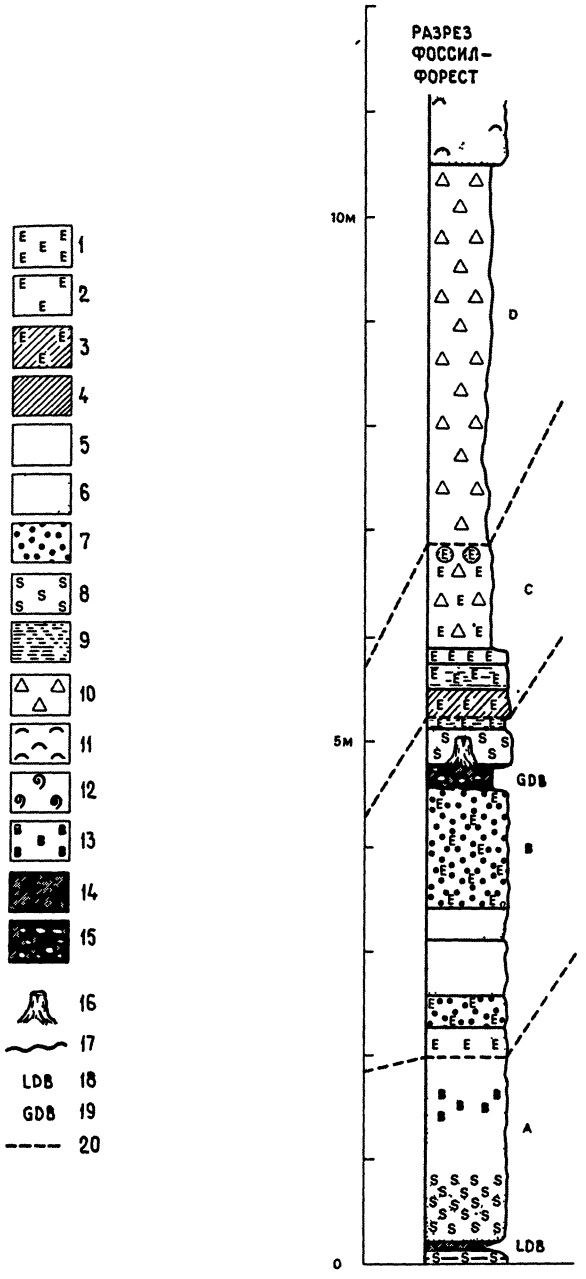


Рис.8.35. Схема последовательности фациальных ассоциаций в базальной части пурбека у Лалуэрта, Дорсет ([2591], рис. 2). *1* — сильно кальцитизированные эвапориты; *2* — слабо кальцитизированные эвапориты; *3* — кремневое замещение эвапоритов; *4* — кремни; *5* — микритовые известняки; *6* — пеллетоидные и интракластовые известняки; *7* — оолитовые известняки; *8* — строматолитовые известняки спонгиостроматового типа; *9* — хорошо слоистые строматолитовые известняки; *10* — брекчированные известняки; *11* — остракоды; *12* — гастроподы; *13* — фораминиферы и кальцисферы; *14* — грязевой слой (углистый сланец); *15* — грязевой слой с галькой известняков; *16* — окремнелые остатки деревьев; *17* — поверхности эрозии; *18* — нижний грязевой слой; *19* — большой грязевой слой; *20* — границы фаций.

емые битые слои, хотя на некоторых участках они переходят вниз в породы фации B или вверх в породы фации D. Уэст [2591] показал, что присутствие псевдоморфоз по ангидриту в битых слоях означает, что брекчии образовались после диагенетической стадии III (рис. 8.34), и предполагает, что это было вызвано тектонической активизацией.

Эти фации могут свидетельствовать о надлиторальных условиях, так как сложение кальцитизированных пород очень напоминает сложение ангидритов себх, хотя доломитизация отсутствует. Уэст [2591] предполагает, что обстановка могла быть менее аридная, чем на южном побережье Персидского залива, и проявлялось некоторое влияние приливов.

Фация D — известняки с остракодами. Содержит относительно немного гипса и много остракод и состоит из био-, интра- и пелспаритов часто со знаками ряби на поверхностях напластования. Пелспариты содержат хорошие слепки кристаллов галита.

В дополнение к этим четырем фациям имеются два горизонта грязевых (dirt), выветрелых, слоев — известковых сланцев, которые распространены в фациях A и B и которые, как предполагают, представляют собой горизонты выветривания в семиаридном климате и, следовательно, соответствуют периодам выхода пород на поверхность [2591, 849].

Уэст предполагает, что базальные слои пурбека начинали формироваться с умеренно гиперсоленых сублиторальных и литоральных известняков (A), далее следовали более гиперсоленые литоральные фации с гипсом (B). Перекрывающая главная эвапоритовая фация (C) полностью замещена, но, возможно, формировалась в очень гиперсоленой литоральной и надлиторальной обстановке.

Фациальная модель — типичный цикл пурбека в Дорсете следующий:

3. Мусорный слой со стволами деревьев на поверхности эрозии, иногда с калькретами.

2. Эвапориты и известняки.

1. Пеллетовые и строматолитовые известняки.

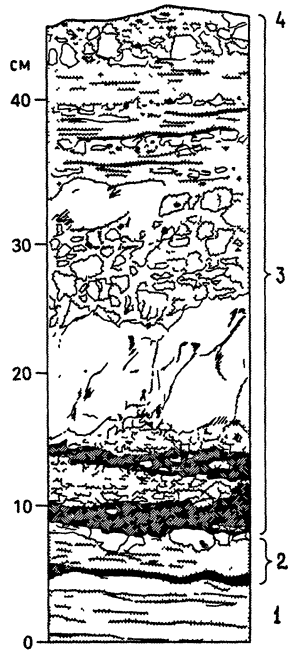


Рис. 8.36. Полный цикл себхи в слоях нижнего пурбека, скважина Уорлингем [2216]. *1* — лагунная фация; *2* — литоральная фация, водорослевые маты; *3* — фация себхи, желваковый ангидрит; *4* — поверхность эрозии.

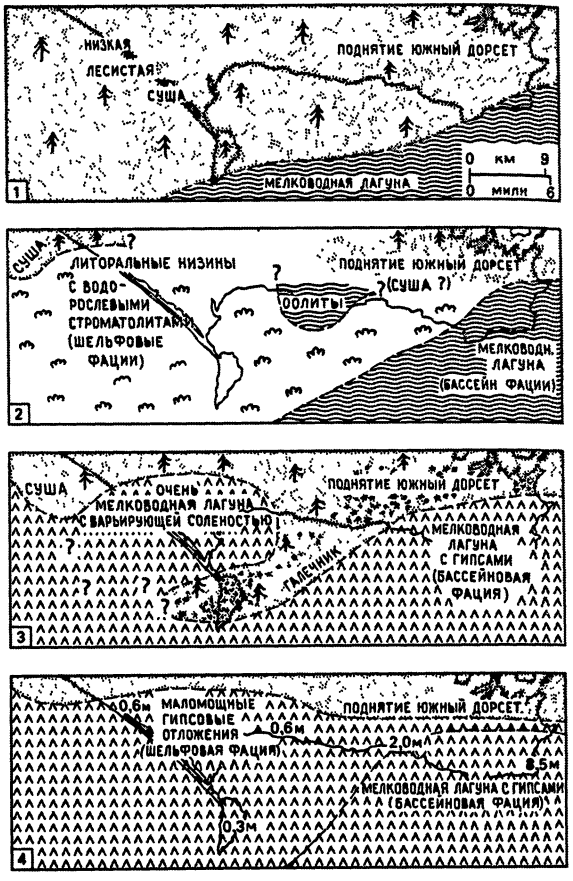


Рис. 8.37. Палеогеография базальной части пурбека в Дорсете (в некоторой степени предположительно). *1* — время отложения нижнего грязевого слоя; *2* — время отложения известняков между нижним и большим грязевыми слоями; *3* — время образования большого грязевого слоя; *4* — время отложения основных эвапоритов (фация *С*; мощности в метрах) (по работе Уэста [2591] с его дополнениями, полученными по нефтяной площади Уитч-Фарм («Поднятие Южный Дорсет»)). Бассейн является частью инверсионной структуры пролива Ла-Манш (с разрешения Уэста).

Каждый трансгрессивный цикл седиментации начинался с отложения лагунных фаций и заканчивался осадками, образовавшимися при выходе из-под уровня моря. Один такой цикл себхи показан на рис. 8.36 (см. также рис. 8.20). Палеогеография, соответствующая двум таким циклам, показана на рис. 8.37.

Эти циклы отличаются от регрессивной последовательности на южном побережье Персидского залива, так как в них отсутствуют хорошие сублиторальные карбонатные илы и имеются горизонты ископаемых почв. Возможно, что обстановка пурбека была не столь аридной, как на побережье Персидского залива [849, 2591].

8.9.2. Пермская формация Нижний Клир-Форк в Техасе. Пермская формация Нижний Клир-Форк, известная по скважинам в Техасе [1028, 1030], отлагалась на шельфе к северу от глубоководного бассейна Мидленд. Она состоит из нескольких циклов шельфовых карбонатов, переходящих вверх через различные эвапоритовые фации в терригенные красноцветные слои. Вертикальная последовательность отражает постепенное смещение фациальных поясов в южном направлении (рис. 8.38). Базальные карбонаты — это главным образом доломитовые вакстоуны и пакстоуны с кавернами, интракластами и ламинами водорослей, что указывает на их мелководное сублиторальное и литоральное происхождение. Эти отложения перекрываются желваковыми ангидритами с мелкосетчатой структурой, образовавшимися в уже отложенном осадке надлиторальной себхи. Перекрывающие ламинарные доломит-ангидритовые породы с псевдоморфозами по двойниковому гипсу интерпретируются как

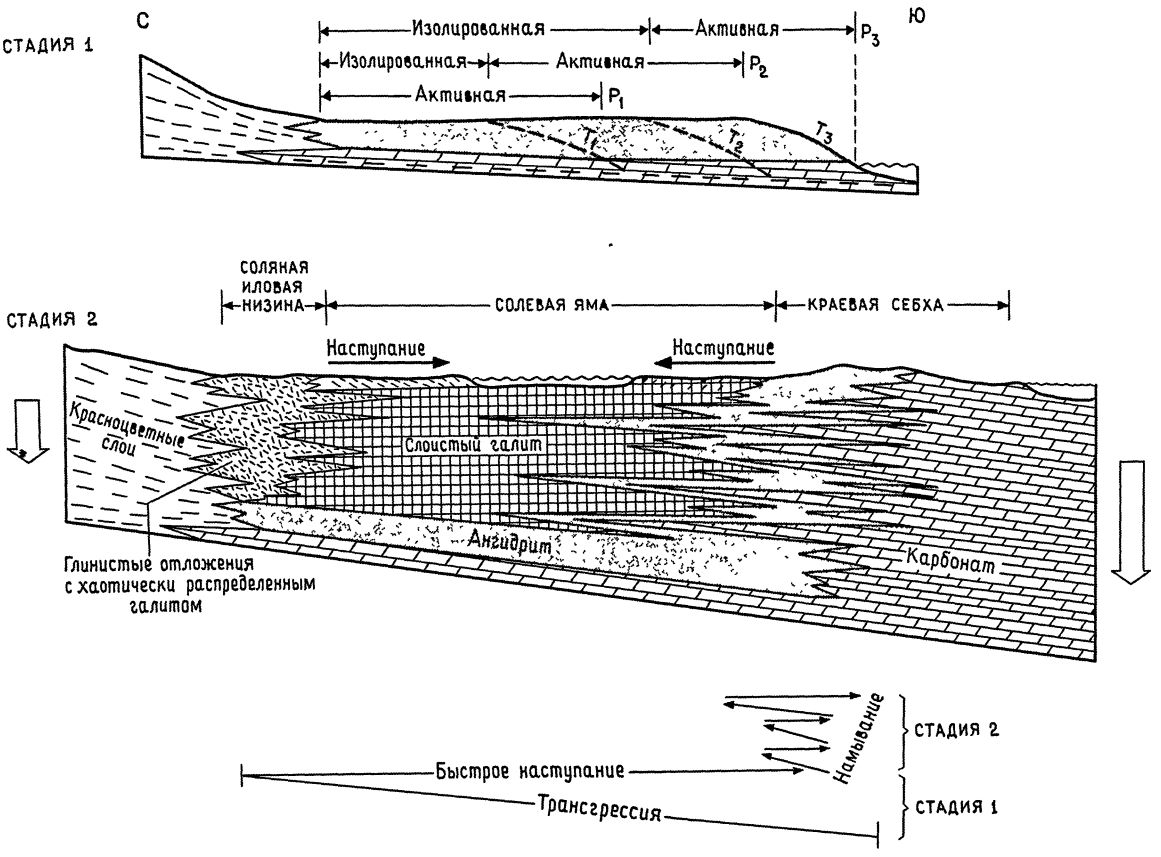


Рис. 8.38. Двухстадийное развитие эвапоритового цикла в формации Нижний Клир-Форк. *Стадия 1* — начальная стадия, приводящая к образованию себхи, которая со временем (T_1,T_2,T_3) наступает к югу до крайнего положения (P_3). *Стадия 2* — погружение приводит к периодическому заполнению заново образующихся соляных прудов, к смешению признаков фаций. Замыкание ванны с рассолом способствует деформирующему росту желвакового ангидрита, размыву и поднятию поверхности себхи, что создает барьер, способствующий осушению себхи [1028].

субаквальные отложения мелководных эвапоритовых лагун или гиперсоленых заводей (сравните с австралийскими прибрежными солончаками, разд. 8.6.2). Галит перекрывает сульфатные слои и по латерали языковидно выклинивается, сменяясь к северу в терригенные красноцветные слои. Различаются два типа галита: полосчатый до массивного галит и галитовые аргиллиты с хаотической текстурой. Первые представлены слоями галита толщиной 0,02—0,16 м, переслаивающимися с тонкими прослойками глин, обогащенных органикой, или с ламинами ангидрита. Галит образует шевронные текстуры, заключенные внутри прозрачного вторичного галита (см. [2217]; рис. 8.16). Присутствуют поверхности растворения. Слоистый галит интерпретируется как осадки субаквальной соляной котловины, но глубина рапы, вероятно, не превышала нескольких метров, и ванны периодически осушались. Анализ брома подтверждает морское происхождение галита, так что морская вода, по-видимому, перетекала или просачивалась через себху в солевую котловину. Фация хаотического сланцеватого галита состоит из крупных наложенных скелетных кубических кристаллов в красно-коричневых или зеленых аргиллитах. Эта фация располагается в поясе между галитом солевой котловины и красноцветными породами и, вероятно, формировались на засоленной илистой отмели, сравнимой с такой же в озере Бристол ([1042, 1027, 1028]; разд. 8.7; рис. 8.32). Красноцветные слои, которые замещают галитовые отложения формации Нижний

Клир-Форк, представлены ламинарными аргиллитами, аркозовыми русловыми песчаниками и калькретами, отлагавшимися на пустынной аллювиальной равнине. Распространение обстановок сульфатной себхи и солевой котловины было весьма стабильным на протяжении времени накопления формации, так что при устойчивом погружении накопились значительные мощности ангидрита и галита.

8.10. ДРЕВНИЕ БАССЕЙНОВЫЕ ЭВАПОРИТЫ

Литература, касаясь темы эвапоритовых бассейнов, подошла к проблеме интерпретации среды их образования. Разные исследования любого данного стратиграфического разреза приводят к различным интерпретациям. Это происходит отчасти потому, что какая-то часть отложений сохраняется достаточно хорошо для того, чтобы установить различные обстановки осадконакопления, а какая-то запечатлевает только некоторые фазы диагенеза. Более того, так как многие эвапоритовые породы описаны со стороны их общего химического состава, но не содержат описания морфологического строения, к ним применимы только геохимические модели, а данные по породам непредставительны. С другой стороны, сегодняшние обстановки формирования эвапоритов не полностью соответствуют обстановкам прошлого, так что современные эвапориты лишь частично отражают многообразие фаций, которые могли существовать. Это накладывает заметные ограничения на возможности понимания многих эвапоритовых фаций.

8.10.1. Модели бассейнов: критерии глубины воды. Субаквальные эвапориты, вероятно, составляют большую часть эвапоритовых осадков геологической летописи. Идентифицируемые компоненты фаций сравнимы с теми, которые развиты в карбонатных и терригенных обстановках, и при анализе могут быть применены многие одинаковые критерии интерпретации. Может формироваться непрерывный ряд осадочных фаций (рис. 8.39), хотя многие варианты состава и строения одной фации переходят к другой, что обусловливается небольшими климатическими изменениями и изменениями в циркуляции вод, поднятием и падением уровня моря.

В мелких водах фотической зоны водорослевые структуры, поверхности эрозии, русла, осадки с косой слоистостью и знаками ряби наблюдаются in situ. Поверхности усыхания, конгломеротобрекчии с остроугольными обломками, закарстованные поверхности напластования развиваются при понижении уровня воды и временном осушении. Быстрый рост массивных кристаллов гипса и галита свойствен мелким водам, и эти более массивные отложения могут переслаиваться с явно мелководными отложениями. Массивные слои, обычно имеющие значительную латеральную протяженность (десятки километров), образуются лишь в водах глубиной несколько метров. Их распространение контролируется большой скоростью осаждения, а не постоянством глубины воды. Таким образом, интерпретация получившихся фаций связана с переслаиванием, которые поддаются объяснению легче и определеннее других компонентов.

Глубоководные эвапориты характеризуются большой протяженностью, как вертикальной, так и горизонтальной. В крупных водных телах не наблюдается значительных вариаций состава в результате кратковременных изменений за счет притока вод или испарения. Большой объем воды действует как буфер, ускоряя процессы изменения. Незначительные изменения, в особенности те, которые захватывают небольшую часть водной колонки, приводят к мелкомасштабным вариациям, так же как и в случае нормальной морской пелагической карбонатной седиментации. Наиболее глубоководные отложения представлены тонкослоистыми до ламинарных, но все же несомненными эвапоритами. Слои, состоящие из ламинарных эвапоритовых карбонатов, сульфатов

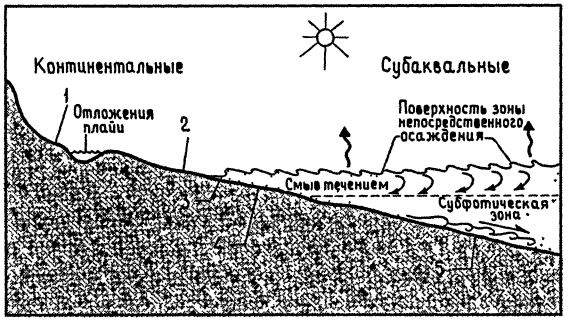


Рис.8.39. Первичные эвапоритовые фации и обстановки их образования. Минералогия осадка зависит от концентрации ионов в месте его осаждения [2139]. *1* — деформирующий ангидрит и гипс в аллювии; *2* — слоистый или желваковый ангидрит плюс водорослевый доломит; *3* — водорослевые и гипсовые наслоения; *4* — водорослевые наслоения, слоистый гипс и первично селенитовый гипс плюс галит, первично образующийся на дне, и калийная соль; *5* — оползневые отложения и слоистые турбидиты.

и галита, в разрезах достигают мощности от десятков до сотен метров и сопоставимы на расстояниях в десятки и сотни километров. Это постоянство предполагает буферное влияние обширного водного тела [590]. Как и в других глубоководных отложениях, ламинарные породы переслаиваются с турбидитами и отложениями других потоков осадочного материала, причем переработанный обломочный материал обычно содержит частицы мелководного происхождения.

Большинство соляных гигантов распространено во внутрикратонных бассейнах (см. рис. 8.1), в их число входят *бассейн Мичиган*, заполненный ордовикскими, силурийскими и девонскими эвапоритами и карбонатами как мелководного, так и глубоководного происхождения (см. формация Салайна; разд. 8.10.5); *бассейны Элк-Пойнт* и *Уиллистон*, содержащие эвапоритовые формации Прейри, Маскег и другие; *бассейн Делавэр*, в котором распространены пермские формации Кастайл, Саладо и Растлер, начинающиеся с глубоководных эвапоритовых ламинитов и постепенно вверх по разрезу сменяющимися мелководными, частично неморскими солями (разд. 8.10.4); *бассейн Парадокс* с солями пенсильванского возраста и пермский *Цехштейновый бассейн* с мелководными и глубоководными эвапоритовыми фациями (разд. 8.10.3). Другие соляные гиганты распространены в рифтовых долинах (Мексиканский залив, восточное побережье Северной Америки, Габон и Красное море) и в конвергентных бассейнах, таких, как верхнемиоценовый в Средиземноморье (разд. 8.10.2).

Важной для понимания бассейновых соляных гигантов является концепция замкнутого бассейна (разд. 8.1.2). Простое испарение бассейна, заполненного морской водой, не может осадить так много солей (табл. 8.1), поэтому бассейн либо постоянно пополнялся морской водой для продолжения ее испарения, либо периодически наполнялся после полного высыхания. В сущности эти две крайние точки зрения на эвапоритовую седиментацию наиболее популярны в настоящее время: модель постоянно заполненного рапой бассейна и модель высыхающего бассейна и много их комбинаций.

Модель заполненного рапой бассейна применима к большинству соляных гигантов. Имеются определенные доказательства, подтверждающие глубоководность в течение всего процесса накопления эвапоритов (см. последний раздел). Рассматривая данные по нескольким древним эвапоритовым формациям, Шмальц [2122] выделяет четыре стадии отложения глубоководных эвапоритов на основе модели заполненного рапой бассейна, в котором имеется постоянный приток морской воды (рис. 8.2). Осаждение происходит благодаря испарению поверхностных вод, и минералы осаждаются в конце концов на дне бассейна. С увеличением солености минеральный состав солей меняется (см. разд. 8.2) и образуется разрез, напоминающий строение слоистого торта (рис. 8.40, *а*). Вариантом модели бассейна, заполненного рапой, является осаждение менее растворимых минералов вблизи места поступления морских вод, а более растворимых в удаленных от него местах с более интенсивным испарением рапы. Это может привести к каплеобразному строению эвапоритов (рис. 8.40, *б* [1186]).

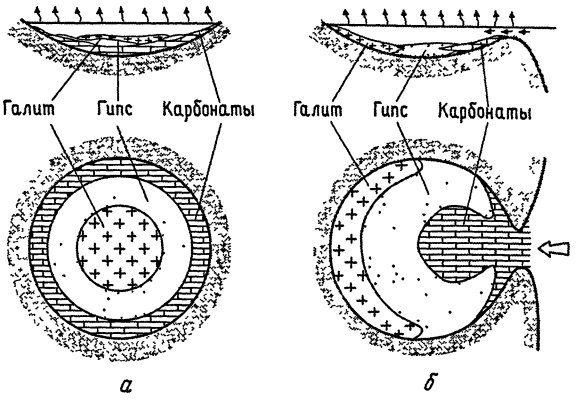


Рис. 8.40. Постулированные характерные особенности распределения эвапоритов [2123]. *а* — круговое распределение, типичное для отложений полностью замкнутых бассейнов; *б* — каплеобразное распределение, типичное для не полностью замкнутых бассейнов.

Главной особенностью эвапоритов, образовавшихся в глубоких водах, является их тонкая слоистость миллиметрового или сантиметрового масштаба, обусловленная чередованием эвапоритовых минералов, таких, как галит и ангидрит, или эвапоритов и обогащенных органикой карбонатов (разд. 8.6.1). Однако слоистые эвапориты могут осаждаться и в рассольных котловинах и в глубоких лагунах. Присутствуют также и переотложенные породы: например, с градационной слоистостью оползневых и брекчированных слоев, образованных турбидитными потоками и потоками детритового материала, образовавшегося на краях и склонах бассейна. Эвапориты могут также откладываться в краевой части бассейна и даже на прилегающих платформах в то же время, когда формируются глубоководные отложения. Там вдоль береговой линии в мелководье ла-

гун и открытых платформ могут образовываться фации себх и солончаков с переотложенными волнами или штормами кристаллами, со знаками ряби, дюны и слои с градационной слоистостью.

Моделью высыхающего бассейна (разд. 8.1.2 [1186]) постулируется несколько событий заполнения и высыхания бассейна, в результате чего образуются концентрические зоны осаждения карбонатов, сульфатов и галита при каждом этапе испарения наполненного водой бассейна. В этой модели эвапоритовые фации сменяются латерально и имеют кольцевое расположение (рис. 8.40, *а*). Сходное расположение солей наблюдается в соляных озерах — наименее растворимые минералы в краевых частях бассейна и наиболее растворимые в центре (разд. 4.7.2). В отличие от бассейновых отложений кольцевого расположения осадки озер будут характеризоваться особенностями, свидетельствующими о мелководности и субаэральности отложений. Здесь устанавливаются: 1) циклы себхи (разд. 8.5.4) с желваковым и энтеролитовыми ангидритами, 2) слоистые шевроны галита с трубками растворения, заполненными прозрачным галитом, трещины усыхания, шатры (тепи), образующиеся в солончаках, 3) мелководные карбонаты и водорослевые известняки, 4) субаквальные мелководные накопления гипса в виде массивных и кластических слоев, 5) ламинарные отложения гипса, ангидрита и (или) галита, образующиеся при углублении озер или котловин, фациально сходные с отложениями бассейнов, заполненных рапой.

Многие соляные гиганты являются результатом нескольких циклов испарения и, по-видимому, формировались и в глубоководных, и в субаэральных обстановках, существовавших равновременно и появлявшихся в результате осушения и заполнения бассейна [1560]. Для объяснения разрезов пермского цехштейна Кларк и Таллбакка [460] предложили комбинацию моделей заполненного рапой и высыхающего бассейна в виде *эвстатической модели*, в основе которой лежат глобальные колебания уровня моря. Основным фактором, определяющим режим бассейна (заполненный рапой или высыхающий), является не климат, а положение уровня моря. Небольшие изменения уровня моря приводят к соответствующим изменениям степени инсоляции и солености замкнутого бассейна. Во время высокого стояния уровня моря (рис. 8.2, *а*) происходит неограниченный обмен между нормальной морской водой и водами бассейна через перемычку и, несмотря на испарение, соленость в бассейне остается почти нормальной. По краям бассейна откладываются карбонаты, на прилегающих платформах формируются рифы. Вдоль береговой линии могут развиваться себхи. На дне бассейна образуются пелагические и гемипелагические осадки со слоями карбонатов и терригенных пород, материал которых поступал с мелководного шельфа. При промежуточном положении уровня моря (рис. 8.2, *б*) водный обмен сокращается, в результате чего увеличивается соленость и в бассейне развиваются ламинарные сульфаты и эвапоритовые карбонаты. При низком стоянии уровня моря (рис. 8.2, *в*) возникает перемычка и бассейн изолируется от открытого океана. Происходит быстрое высыхание бассейна, и развивается полный набор мелких бассейнов, озер, солончаков, себх.

Эвстатическая модель, рассматривающая глобальные изменения уровня моря как основной фактор контроля эвапоритового осаждения, весьма привлекательна для объяснения синхронности многих соляных гигантов. Она позволяет дать единое объяснение развитию отдельных бассейнов, таких, как Делавэр, Цехштейн, Беллерофон (Италия) — все они формировались в одно и то же время в поздней перми, или Салайна в бассейне Мичиган, Хойлюхан в Лена-Енисейском бассейне — в позднем силуре без привлечения одновременного проявления тектоники в разных районах. Можно подсчитать периоды стабильного положения уровня моря, но нет числа вариациям, обнаруженным в каждом бассейне за какой-либо временной интервал. Эти вариации обусловлены климатом и морфологией бассейна; вместе с тем данные по одному бассейну лишь в небольшой степени сопоставляются друг с другом, и в одно и то же время в различных бассейнах могло происходить отложение и по способу заполненного водой, и по способу высыхающего бассейна.

8.10.2. Мессиний Средиземноморья. Эвапориты в верхнем миоцене Средиземноморья впервые были описаны более века назад по выходам в Сицилии и в восточных Апеннинах [1596, 1728]. После второй мировой войны были предприняты новые исследования этих отложений, вызванные потребностями строительства (гипс для штукатурки и улучшения почв) и восстановлением химической промышленности (сера, калий и галит), и опубликованы их результаты. Подсчет запасов этих отложений был сделан Огнибеном [1825], что вызвало большой интерес к изучению мессиния во всем Средиземноморье. Непосредственно эти отложения не прослеживались далеко, и они рассматривались как образования краевых бассейнов. Сейсмическое изучение дна Средиземного моря показало наличие отражающих поверхностей эвапоритов большой мощности и протяжен-

ности [765, 2082, 788, 228, 231, 787]. Первоначально они считались мезозойскими по возрасту, но после проведения морского бурения в Средиземноморье в 1970 г. было показано, что они третичные.

Работы по проекту глубоководного бурения (1970 и 1975 гг.) показали присутствие этих миоценовых отложений на дне Балеарского, Альборанского, Тирренского, Левантийского, Ионического и Антальинского бассейнов, что наряду с изучением наземных разрезов позволило установить, что весь Средиземноморский бассейн перекрыт миоценовыми эвапоритами, имеющими мощность от нескольких метров в краевых частях до 2 км в центральных частях бассейна [2082]. В период между получением первых результатов по глубоководному бурению (1970 г.) и их публикацией (1973 г.) появилось значительное число других работ, которые позволяют предполагать, что мессиний Италии формировался, с одной стороны, в очень мелких водах [1040], а с другой — в очень глубоких [1857].

На острове Сицилия мессинские глубоководные отложения открытого моря (разд. 11.4.2) перекрываются эвапоритами мощностью до 800 м, которые показывают переход от гипсов к галиту и снова к гипсам (рис. 8.41). Они в свою очередь перекрываются мощной толщей глубоководных оозовых карбонатов, осадков открытого моря плиоценового возраста (формация Труби) [594]. Большая часть эвапоритов, в особенности гипсов, формировалась в мелких водах [1040, 2140, 2141, 2039].

Низы сицилийского эвапоритового разреза в центре бассейна представлены массивными слоями гипсов, часть из которых имеет значительную латеральную протяженность. Переслаивающиеся с ними карбонаты содержат водорослевые структуры, свидетельствующие об их образовании в фотической зоне [2140]. В краевой части присутствуют массивные эвапоритовые карбонаты обычно с галитом или слепками галитовых кристаллов и спорадически переслаивающиеся с гипсами [2144, 593]. Эти карбонаты также содержат водоросли и многочисленные поверхности размыва, высыхания и эрозии. Некоторые прослои гипса в краевых частях являются субаквальными отложениями, но другие, несомненно, имеют надлиторальное происхождение (разд. 8.3, 8.4, 8.5). Это показывает, что отложения формировались на мелководье в пределах фотической зоны.

Средняя часть разреза Сицилии представлена в основном галитом и калийными солями (рис. 8.41). Хотя эти эвапориты формировались в условиях очень сильного засолонения, отмечается, что глубина воды при их образовании колебалась в значительных пределах. Диапазон фаций: от латерально протяженных умеренно-глубинных ламинарных отложений галита и калийных солей

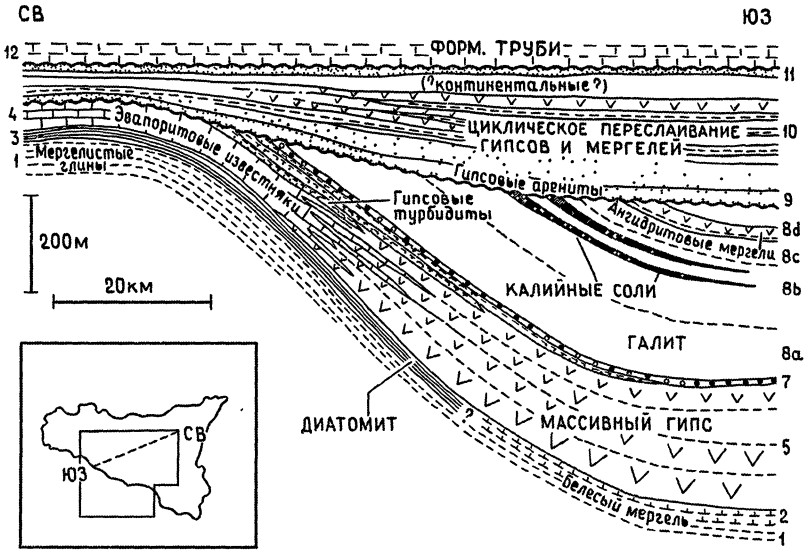


Рис. 8.41. Стратиграфический разрез с СВ на ЮЗ формации Гессосо — Солфифера (мессиний) вдоль линии погружения оси основного бассейна [594].

(коррелирующихся на расстояниях 5—6 км) до скелетного галита и очень мелководных галитовых корок (см. разд. 8.5.1 и 8.6.1).

В нижней части преобладают калийные соли, их кровля подвергалась разрушению вследствие поднятия отложений на поверхность, переотложению и срезанию вплоть до формирования преимущественно мелководного субаквального галита. Северный край бассейна, по-видимому, был более крутым и, вероятно, более тектонически активным, чем другие районы. Для него характерно присутствие среди ламинарных галитовых и калийных слоев очень крупнозернистых отложений потоков осадка и турбидитов. Это подтверждает предположение о существенной глубине осадконакопления в некоторые периоды, тогда как в другие фазы отложение происходило в мелководных условиях вплоть до осушения.

Верхняя часть разреза (рис. 8.41) представляет собой семь циклов отложений замкнутого водоема и эвапоритов. Каждый цикл начинается с пресноводных мергелей и/или диатомитов и далее переходит в мелководные селенитовые гипсы (разд. 8.6). В разных районах циклы завершаются по-разному: отложениями себхи, срезанными и закарстованными поверхностями или частично кальцитизированными слоями гипса. Эти самые верхние части цикла отражают существование трех наиболее распространенных зон осадконакопления. В некоторых районах они в свою очередь перекрываются кластическими континентальными (?) отложениями и затем повсеместно пелагическими нормальными морскими глубоководными карбонатами нижнеплиоценовой формации Труби.

Более глубоководные фации распространены в структурных понижениях. Присутствие гипсовых турбидитов, широко коррелируемых ламинарных и отчетливо слоистых гипсов, галита и калийных солей свидетельствует о глубоководных условиях в этих районах. Такие бассейны были достаточно глубокими, чтобы могла установиться стратификация водоема, и/или склоны были достаточно крутыми, чтобы обеспечить осадконакопление и за счет мощных турбидитов и в спокойных, затишных условиях. Такой же комплекс глубоководных эвапоритовых фаций с отложениями, несущими следы отчетливо мелководного надлиторального происхождения, обнаруживается на дне Средиземного моря [911].

Стратиграфический разрез дна Средиземного моря также имеет трехчленное строение: гипс → галит → гипс. Некоторые фации обнаруживают сходство с фациями себхи [870], другие формировались в мелководной субаквальной обстановке [911]. В то же время присутствуют отчетливо ламинарные слои, которые Дин и др. [590] рассматривают как глубоководные фации, хотя их источником могут быть и мелководные стратифицированные воды.

Вай и Риччи-Люччи [2490] описали массивные слои гипсов (мощностью до 35 м) в мессинии северных Апеннин. Они показали, что эти отложения можно рассматривать как мелководные образования краевой части глубоководного бассейна. Эти осадки составляют серию циклов осадконакопления в составе базальных битуминозных сланцев, обогащенных неспецифическими органическими компонентами (фация 1), перекрытых строматолитовыми селенитовыми гипсовыми слоями, обогащенными карбонатом (рис. 8.42; фации 1—4). Вай и Риччи-Люччи [2490] интерпретируют эти фации как субаквальные мелководные до фаций, сходных с себхой. Такая интерпретация подтверждается более поздней работой Уоррена [2547]. Уоррен показал, что породы такой морфологии, вероятно, образуются в мелких водах, но отличаются от вод соляных озер Южной Австралии, подпитываемых морем (разд. 8.6.2). Фации 5 и 6 (рис. 8.42 и 8.43) представляют зону хаотических гипсовых отложений, возможно переотложенных потоками из близлежащих выходов и перемещенных недалеко оползневыми потоками.

Таким образом, цикличность разрезов Апеннин представляет собой регрессивную последовательность отложений либо краевой части высыхающего бассейна, либо соляных озер, расположенных близко к морю [2548]. Их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими глубоководными отложениями открытого моря заставляют предполагать коренные изменения уровня моря, приводившие к возникновению и прекращению эвапоритовой седиментации. Таким путем мы узнаем, что в глубоководном бассейне могут происходить снижения уровня вод [1560], в процессе усыхания может происходить накопление эвапоритовых отложений. Бассейн мог снова частично или полностью заполняться, и эвапоритовое осадконакопление повторялось в следующем цикле. Осадки, образующиеся в одном седиментационном цикле, не обязательно должны быть идентичными осадкам следующего цикла, и глубоководные фации могут подстилать мелководные или даже надлиторальные отложения, а могут лежать и выше их.

8.10.3. Цехштейн (верхняя пермь) Северного моря. Цехштейновые эвапоритовые отложения в Европе заполняют обширный бассейн, который

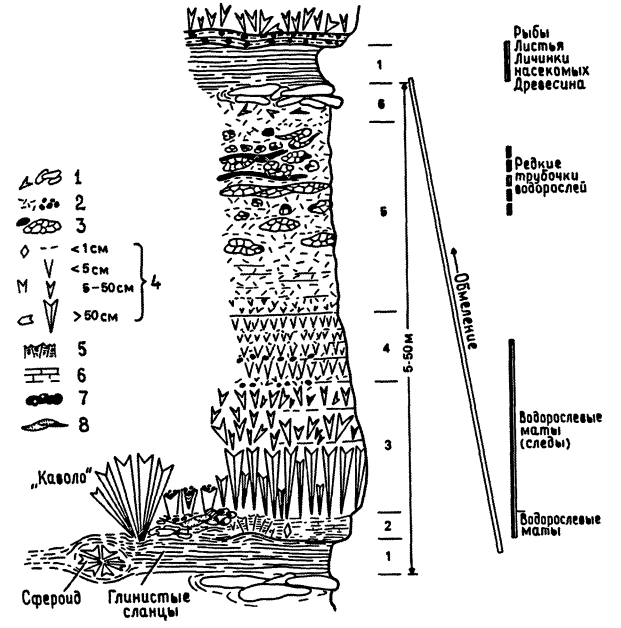


Рис. 8.42. Осадочный цикл в гипсовых слоях мессиния северных Апеннин. Детали фаций см. в тексте [2490]. *1* — крупный переотложенный селенит; *2* — гипсовый песок; *3* — желваки и линзы (селенит); *4* — автохтонный селенит; *5* — строматолитовый селенит; *6* — строматолитовый известняк; *7* — кальцитовая брекчия; *8* — косослоистый гипсовый песчаник.

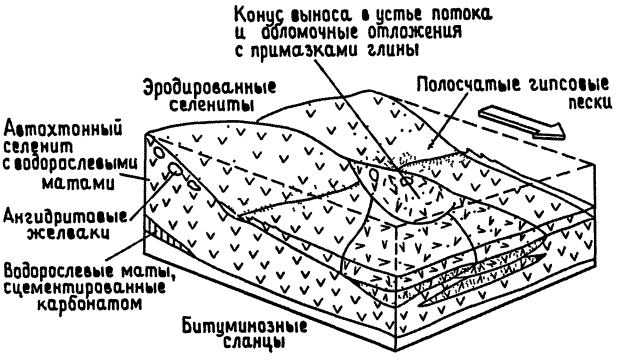


Рис. 8.43. Обстановка накопления гипсовых слоев в мессинии северных Апеннин [2490].

протягивается от Британских островов через Северное море, Нидерланды, Данию, ФРГ и ГДР до восточной Польши и Литвы (рис. 8.44). Структурные поднятия разделяют бассейн на несколько более мелких.

Разрез цехштейна имеет мощность более 2000 м, а местами достигает 3000 м и может быть подразделен на пять седиментационных циклов, четыре больших и один малый, заключительный (рис. 8.45 [2275]). Идеальный цикл начинается с тонких обломочных отложений и переходит в известняки → доломиты → ангидриты → галит → калиевые и магниевые соли, что отражает условия увеличения солености вод до эвапоритовой концентрации, которые были первоначально морскими. Вариации этой схемы иллюстрируются ниже при рассмотрении трех первых циклов.

Первый цикл (Z1) начинается карбонатами с нормальной морской фауной, которой становится вверх меньше, так как соленость возрастала [2456]. Полноценная и обильная фауна присутствует только в первом цикле цехштейна, но в карбонатах водорослевые постройки и биота замкнутого водоема широко распространены [883, 1871, 1872]. Карбонаты Z1 формировались в виде «карбонатного вала», быстро наступавшего на подстилающие мергельные сланцы. Мергельные сланцы, как подсчитано, формировались на глубине около 20 м [2274].

Ангидриты Хартлпул, эквивалентные ангидритам Верра на континенте, перекрывают карбонаты Z1. Они представлены двумя фациями. Краевая фация шириной 25 км и мощностью 150 м и более, опоясывающая бассейн, резко обрывается у карбонатов Z1 на стороне, прилегающей к суше, и формирует «ангидритовую стену» там, где она относительно резко переходит во вторую фацию, представленную протяженным по дну бассейна разрезом мощностью всего лишь около 20 м ([2272, 2274, 2426, 2424], рис. 8.46). Краевая фация большой мощности сложена в основном наложенными желваковыми ангидритами, развитыми по вмещающим доломикритам, которые, возможно, замещают водорослевые маты. Бассейновая донная фация состоит из однообразных карбонат/ангидритовых ламинитов. Распределение фаций показывает, что осадконакопление происходило одновременно в глубоких водах бассейна и в краевых себхах, но это, безусловно, очень упрощено, так как в краевых отложениях отсутствует циклическое повторение субфаций, типичных для современных себх [3274], и в то же время в бассейновых ламинитах присутствует несколько горизонтов желваковых ангидритов [2426]. Хотя в краевой части имеются некоторые деформации, на краю «ангидритовой» стены в Английском бассейне пока не задокументировано крупных следов оползания или переотложения, таких, которые известны в Нижней Саксонии, Гарце и в Нидерландах, где обнаружены сульфатные турбидиты [2110, 459].

Второй цикл (Z2) может быть подразделен на

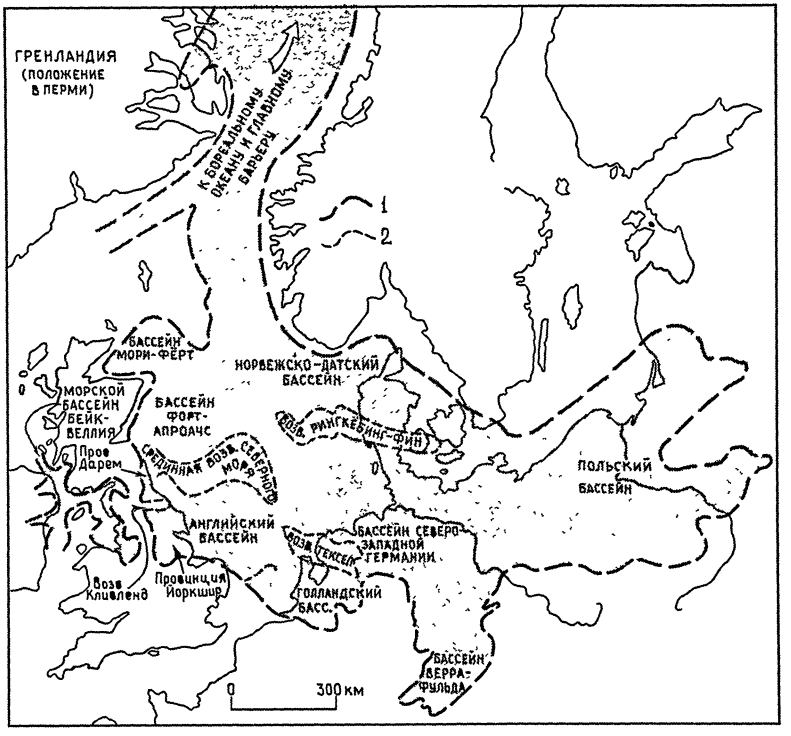


Рис.8.44. Обобщенная схематическая карта Цехштейнового бассейна, показывающая основные структурные единицы [885, 2274]. *1* — предполагаемый край основного Цехштейнового бассейна; *2* — предполагаемые границы постоянных поднятий и островов.

две части. В нижней части вонючие битуминозные тонкослоистые бассейновые карбонаты (Stinkalk) переходят в сторону берега в мелководные и литоральные Главные доломиты (Hauptdolomit), состоящие из очень тонких слоев оолитов и пеллетоидов с выщелоченными центрами. Склон бассейна характеризуется присутствием крупных пизолитов и водорослевых пластин. Верхняя часть представлена в основном бассейновым галитом, который в настоящее время образует крупные галокинетические структуры, но первично достигал, вероятно, 1400 м мощности. На дне бассейна основное тело галита перекрыто сложным разрезом мощностью около 90 м, состоящим из ангидрита, галита и полигалита. К краям бассейна мощность увеличивается до 300 м. В краевой прибрежной части эвапориты представлены ангидритами, которые переходят в сторону суши в красноцветные породы. Прослеживание взаимоотношений различных толщ показывает, что такая последовательность осадконакопления выдерживается и что бассейновый галит не является временным эквивалентом краевых ангидритов, полигалита и красноцветов. В кровле основного тела галита залегает широко распространенный по площади тонкий слой калийных минералов, располагающийся на одном уровне и свидетельствующий об однообразном характере седиментации на большом протяжении.

Третий цикл (Z3) также подразделяется на две части. На базальном слое сланцев мощностью 1 м залегают плитчатые доломиты (Plattendolomit) — в основном серые микрокристаллические водорослевые доломиты с тонкими прослоями сланцев. Верхняя часть разреза состоит из разнообразных эвапоритов, переходящих к центру бассейна в калийные соли, а к краям — в галит и водорослевые маты и желваковые ангидриты, отлагавшиеся в мелководных или наземных условиях. Завершают разрез калийные красноцветные породы.

На происхождение эвапоритов цехштейна существует несколько точек зрения. Первоначально, из-за того что ламинарные отложения прослеживаются на большие расстояния, считали, что они отлагались в стабильных глубоководных ус-

АНГЛИЯ				Ю СЕВЕРНОГО МОРЯ, ГЕРМАНИЯ, НИДЕРЛАНДЫ, Ю. ДАНИЯ, ПОЛЬША	
ЦИКЛЫ	ГРУППЫ	ПРОВИНЦИЯ ЙОРКШИР	ПРОВИНЦИЯ ДАРЕМ		ЦИКЛЫ
EZ5	ГРУППА ЭСКДЕЙЛ	Формация соленосного мергеля Формация верхний ангидрит		Цехштейн 4 Граничный ангидрит	Z5
		Формация алевр Слейгтс			
EZ4	ГРУППА СТЕЙНТОНДЕЙЛ	Формация соленосного мергеля (перм. в. мергели)	Формация галит Снитон Формация ангидрит Шербурн Формация Апланг	Соль Аллер Пегматит-ангидрит	Z4
			Формация карналлитовых мергелей	Красная соленосная глина	
EZ3	ГРУППА ТИССАЙД	Формация галит Булби Формация Главный ангидрит Биллингхем		Цехштейн 3 Соль Лейне Главный ангидрит Плитчатый доломит	Z3
		Формация Бротертон (в магнез. известняки)	Формация Сихам	Серая соленосная глина	
EZ2	ГРУППА АЙСЛЕБИ	Формация Эдлингтон (перм. ср. мергели)	Эвапориты Фордон и остальная часть Сихам	Цехштейн 2 Стассфуртская калийная залежь Ангидрит основания Главный доломит Вонючий доломит Вонючий известняк Вонючий сланец	Z2
		Формация Киркхем-Эбби	Формация Хартлпул и Рокер		
EZ1	ГРУППА ДОН	Ангидрит Хейтон Пачка Спротбрух Пачка Узтерби Мергельный сланец	Ангидрит Хартлпул Форм. Форд (ср магн. известняк) Форм. Райсби (нижн. магн. известняк) Мергельный сланец	Цехштейн 1 Ангидрит Верра Доломит Верра Цехштейновый известняк Медистый сланец	Z1
		Формация Кейдби (нижн. магн. известняки)			

Рис.8.45. Стратиграфическая номенклатура и корреляция цехштейна по Смиту [2274] и Харвуду и др. [1060]. Старые названия приведены в скобках (по [2425]).

ловиях [2021]. Затем были обнаружены доказательства осадконакопления в себхах и в мелководной обстановке.

Стало ясным, что требуются изменения в классическом представлении об изолированном бассейне [2426]. В бесприливном внутриконтинентальном море карбонатные осадки формировались на мелководных краях бассейна, быстро надстраивая вал в относительно глубоком стабильном бассейне. Так как сообщение с расположенным к северу океаном было ограниченным, уровень моря понижался. При этом обнажались краевые части бассейна, где формировались себхи еще до того, как воды бассейна достигли концентрации, достаточной для того, чтобы осаждались эвапориты. Так как циркуляция вод все более ограничивалась, эвапориты формировались до тех пор, пока на последней стадии не выпадали калийные отложения, после чего циркуляция восстанавливалась. Рассмотрение различных сторон этого процесса привело Смита [2274], Тейлора [2424] и Кларка [459] к созданию моделей, которые объясняли цикличность эвапоритов цехштейна умеренными эвстатическими колебаниями уровня океана. При повышении уровня барьер, затруднявший циркуляцию вод, погружался, но и в этом случае условия эвапоритовой седиментации сохранялись, когда же барьер восстанавливался, в некоторых случаях происходило полное высыхание бассейна.

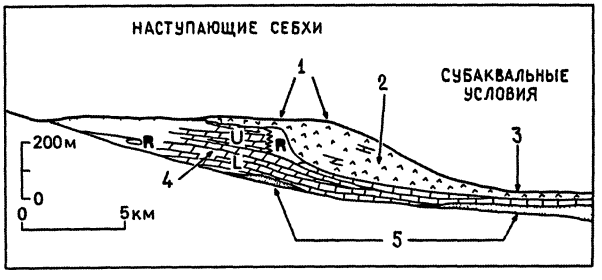


Рис.8.46. Схематический разрез нижней части английского цехштейна, иллюстрирующий краевое положение ангидритовой «стены» Хартлпул (ангидрит Верра). *R* — рифовая структура [2272, 2274]. *1* — массивный желваковый ангидрит; *2* — ангидрит Хартлпул (Верра); *3* — ангидрит равномернослоистый до ламинарного; *4* — нижний магнезиальный известняк; *5* — базальные пермские пески.

8.10.4. Пермский бассейн Делавэр, западный Техас и Нью-Мексико. Вначале бассейн Делавэр был частью ордовикского бассейна Тобоса. В пенсильванское время Тобоса подразделился на две части: бассейны Делавэр и Мидленд, разделенные Центральной платформой (рис. 8.47). В перми по краям бассейна развивался рифовый комплекс, а центральная часть достигала глубины 400—500 м. В изучении этого региона были достигнуты значительные успехи вследствие его важного экономического значения (нефть, газ, поташ и сера) и прекрасной обнаженности.

В конце гуадалупского времени пермский краевой рифовый комплекс был уже хорошо развит и существовали обширные лагуны на тыловой стороне рифов (см. рис. 10.60). Однако присутствовали сквозные каналы, по которым терригенный материал мог сноситься к центру бассейна. В результате этого центральная часть бассейна заполнялась турбидитовыми отложениями группы Делавэр-Маунтин. Формация Белл-Каньон представлена толщей турбидитов мощностью 300 м [2619, 2620], а отложения мутьевых потоков состоят из карбонатного детрита, принесенного с прилегающего рифа Капитан (см. [1398]). Край рифа постепенно наступал в сторону моря, перекрывая отложения турбидитов (рис. 8.48). В конце образования формации Белл-Каньон донные воды становились все более застойными, и в отложениях отсутствуют остатки организмов, за исключением переотложенных мелководных форм [1787]. На плоскостях напластования в верхах формации Белл-Каньон имеются мелкие розетки целестина и гипса, вероятно отражающие увеличивающуюся соленость вод.

Начало группы Очоа свидетельствует о резком ограничении притока воды в бассейн и уменьшении глубины — осадконакопление в бассейне с крутыми бортами перешло в эвапоритовую фазу. Особенный интерес представляет то, что карбонаты краевых частей, которые слагали обрамляющие рифы, не доломитизированы. Эвапоритовое заполнение бассейна началось с формации Кастайл и продолжалось отложением формаций Саладо, Растлер и Дьюи-Лейк, развитых на обрамляющих рифах, полностью перекрывающих края бассейна и протягивающихся далеко к северу.

Формация Кастайл характерна тем, что представлена повторяющимися «куплетами» слоев гипса и ангидрита, перемежающихся с темноокрашенными карбонатами (рис. 8.31). Их выходы представляют собой превосходные обнажения идеально выдержанных слоев прослеживающихся пород. Изучение длинных кусков участков керна (см., например, [76, 74, 73, 589, 587]) показало, что формация Кастайл может быть подразделена на четыре цикла (рис. 8.49) и что тонкие ламинарные слои могут быть сопоставлены на расстояниях более 100 км. Андерсон [73] предполагает, что ламины являются годовыми слоями (варвами), и насчитал более 260 000 куплетов. По этим ламинарным сульфатам регистрируются долговременные климатические колебания, которые могут отражать вариации солнечных параметров.

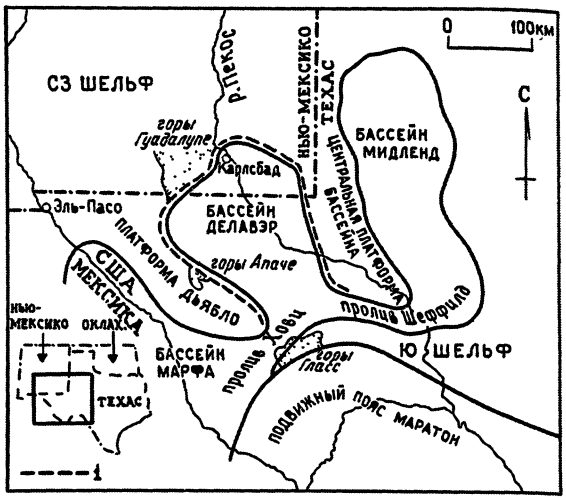


Рис.8.47. Карта пермских тектонических элементов и размещения бассейна Делавэр, запад Техаса — юго-восток Нью-Мексико [2620]. *1* — распространение известняков Капитан.

Химизм редких элементов, так же как и постоянство ламинарных слоев, показывает небольшие

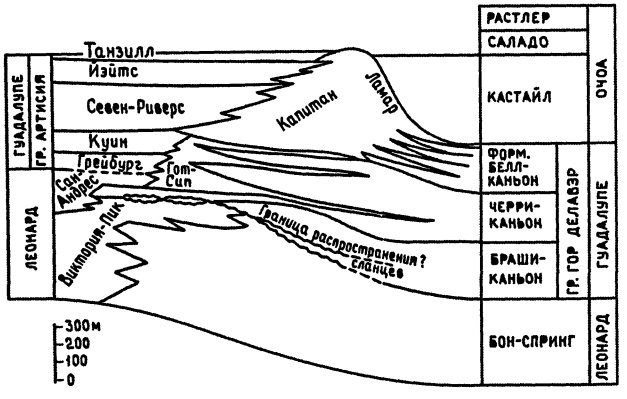


Рис.8.48. Стратиграфические и физические взаимоотношения пермских пород бассейна Делавэр, Техас — Нью-Мексико [2620]. Без горизонтального масштаба.

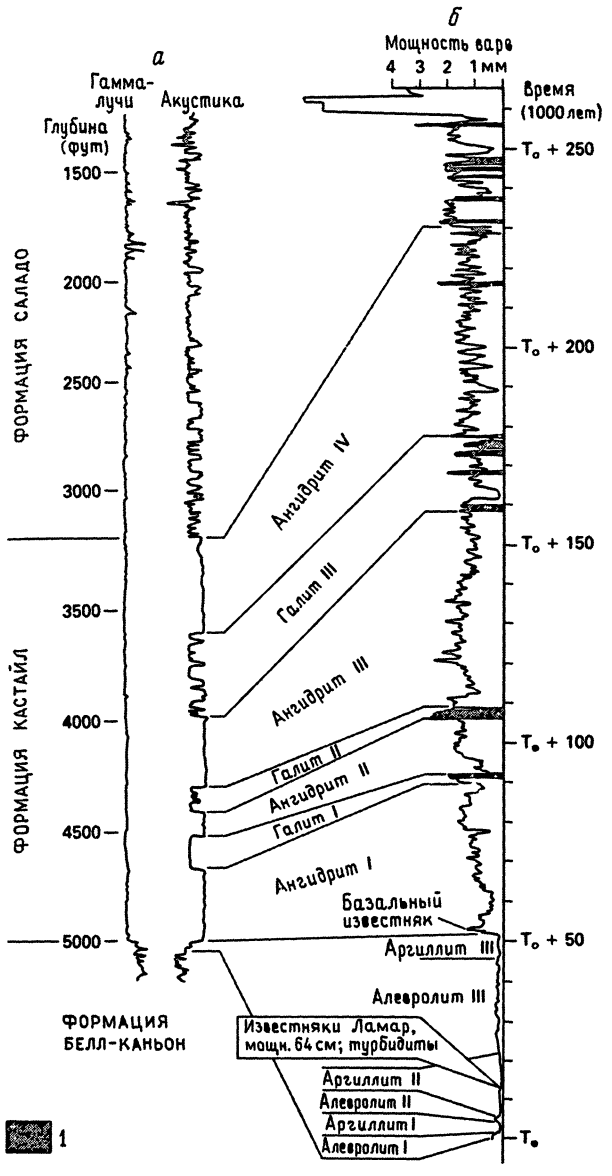


Рис. 8.49. Корреляция каротажной диаграммы по скважине «Юнион-Юниверсити 37» № 4 (рис. *а*) с мощностью и цикличностью кальцит-ангидритовых куплетов формаций Кастайл и Саладо, наблюдавшихся и измеренных в скважине Филлипс № 1 Университета Нью-Мексико (рис. *б*) [74]. *1* — покров брекчии на растворения (мощность варв измерена).

вариации и по простиранию бассейна, и вверх по разрезу [587]. Для поддержания такого постоянства на огромной площади водная среда должна была также обладать постоянством, что предполагает большую глубину. Исследования плейстоценовой формации Лисан Мертвого моря [1313] показывает, что такая химическая стабильность может быть достигнута, если водное тело имеет глубину 400—600 м.

Вблизи кровли формации Кастайл ламины становятся толще и появляются псевдоморфозы по типичному мелководному гипсу. Слои становятся все менее и менее правильными, содержат большее количество галита и переходят в формацию Саладо. Если для формации Кастайл характерны лишь незначительные колебания и изменения физических и химичесеих свойств, то формация Саладо мощностью в 700 м очень изменчива. Все первичные текстуры в формации Саладо наблюдались в современных обстановках лагун, существующих в течение всего года, и эфемерных соляных котловин ([1541], разд. 8.5). Химический состав также подтверждает смешивание мелководных морских и грунтовых вод.

Глубоководность бассейна Делавэр, имевшего крутые борта, возможно быстрое (менее 30 000 лет) его заполнение и отсутствие доломитизации рифов по краю бассейна — все это показывает, что интенсивного понижения уровня не происходило и длительный размыв в краевых частях отсутствовал. Состав эвапоритовых отложений, наличие ламинарных слоев, среди которых присутствует лишь небольшое количество желваковых ангидритов, свидетельствует о субаквальном их накоплении. Бассейн не обязательно был заполнен до краев, но стабильность распространения и химического состава этих необычных осадков свидетельствует о значительной глубине воды.

8.10.5. Бассейн Мичиган. Хотя среди средне- и верхнесилурийских отложений бассейна Мичиган лучше всего изучены рифы и шельфовые рифогенные карбонаты группы Ниагара, являющиеся резервуарами углеводородов (см. разд. 10.5, рис. 10.64), замещающие и перекрывающие их эвапориты группы Салайна, которые являются покрышкой для большинства резервуаров, также достаточно хорошо изучены. Эти эвапориты заполняли бассейн Мичиган и длительно накапливались на краю бассейна, так что одновременно эвапоритовая седиментация распространялась в бассейны Огайо и Иллинойс и в Аппалачский трог (см. рис. 10.64). Не вызывает дискуссий происхождение карбонатов. Морфология рельефа бассейна хорошо установлена для всего периода рифообразования. Морфология и биостратиграфия рифов изучены весьма детально (см. разд. 10.5; рис. 10.65, а также обзор [2170]), так же как и их диагенетическая история [2171]. Однако происхождение эвапоритов вызывает противоречивые мнения; обстановка их образования интер-

претируется и как глубоководная, и как мелководная, и как надлиторальная.

Отсутствие тонкого палеонтологического контроля ставит под сомнение существование точной корреляции между ростом рифов на шельфе и на рифовом пике. В результате имеются две различные седиментационные модели. По одной из них предполагается, что эвапориты формировались одновременно с рифами, но в более глубоком стратифицированном море — это модель бассейна, отгороженного барьером. Вторая модель предполагает, что образование рифов происходило не в то время, когда формировались эвапориты, и что рост рифов прекратился в течение стадии засолонения — модель высыхающего бассейна. Ниже проанализирована обоснованность этих моделей.

Если бассейн оставался заполненным в течение эвапоритовой седиментации, то разрез должен характеризоваться следующими чертами: 1) отсутствием признаков эрозии и осушения как на шельфовых рифах, так и в рифовых пиках, и 2) такой морфологией эвапоритов, которая указывала бы на субаквальное отложение. Если уровень в бассейне понизился и затем образовались эвапориты, то должны быть следующие признаки: 1) размыв и карст в шельфовых рифах и рифовых пиках и 2) регрессивный характер разреза со все более мелководными эвапоритами и признаками осушения в верхней части, особенно в краевых районах. Эвапориты, окружающие рифы, не должны переслаиваться с осадками, содержащими нормальную морскую фауну, за исключением переотложенных компонентов, так как это наблюдается на окраинах Персидского залива.

В шельфовых отложениях (рис. 8.50) присутствуют: 1) сильно доломитизированные рифы, зернистые и мелководные карбонатные илы («сверхдоломитизация» [2170]); в некоторых тонкозернистых известняках имеются горизонты интенсивного размыва; 2) внутри рифов и шельфовых известняков имеются зоны переслаивания закарстованных и пресноводных пород [2171], указывающие на субаэральные условия; 3) на шельфе эвапоритовая седиментация началась с карбонатов А-1, а более ранние эвапориты А-1 здесь не образовывались, так как район был приподнят (рис. 8.50); 4) верхняя часть карбонатов А-1 содержит водорослевые строматолиты, купола, породы со структурами срыва и хорошо развитые ламинарные водорослевые слои; 5) в эвапоритах А-2 наблюдаются осадочные текстуры, свидетельствующие о мелководных и надлиторальных условиях.

Склон бассейна (или рамп) с его рифовыми пиками (рис. 8.50, справа) очень разнообразен в отношении компонентов осадконакопления и диагенетических текстур. Рифовые пики, расположенные в верхних частях склона, полностью доломитизированы, в них интенсивно развиты карст и травертиновые осадки. Рифы в средней зоне склона доломитизированы частично, а в нижней части целиком известняковые. В их верхней части широко представлены калькреты. Большинство рифов нижней части склона имеют сохранившиеся верхние части лишь с незначительными

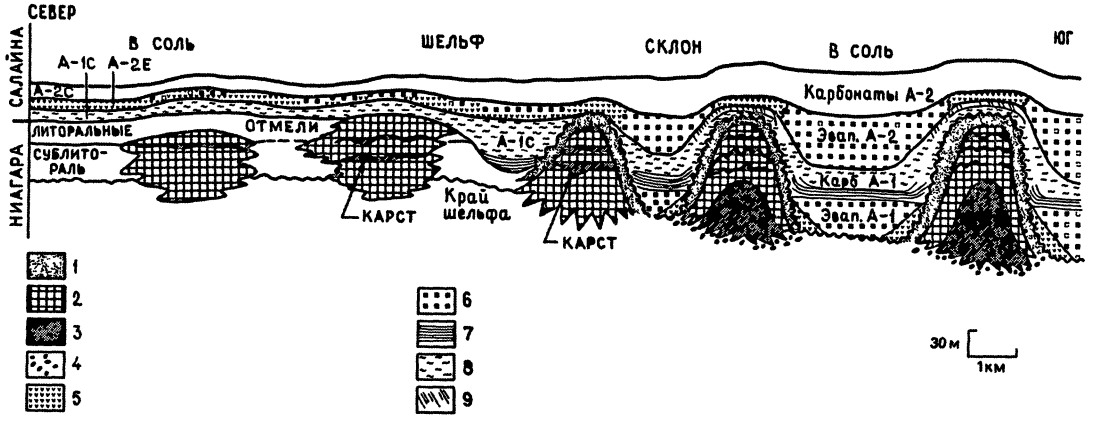


Рис.8.50. Стратиграфическая и фациальная реконструкция верхнего силура в северной части бассейна Мичиган [2170, 2171]. *1* — водорослевые отложения замкнутого моря; *2* — кораллово-строматопороидные рифы; *3* — постройки из органических карбонатных илов; *4* — криноидное обрамление; *5* — желваковый ангидрит; *6* — соль; *7* — фации «покер-чип»; *8* — карбонаты А-1, отложения замкнутого морского бассейна; *9* — литоральная равнина.

следами размыва и недоломитизированы [439].

Эвапориты и эвапоритовые карбонаты эвапоритовой пачки А-1, карбонатной пачки А-1, образованной в более бассейновой обстановке, и самой нижней части эвапоритовой пачки А-2 состоят из фаций, свидетельствующих о том, что глубина воды была больше нескольких метров. Пачка солей В и пачка эвапоритов А-2, верхняя часть эвапоритовой пачки А-1 и все карбонатные пачки формировались в обстановках сублиторали и надлиторали. Карбонаты пачек А-1 и А-2 в основном водорослевые, но только в верхней части развиты водорослевые слои, находящиеся in situ, и строматолиты, т.е. образовавшиеся в фотической зоне. Большинство эвапоритов и карбонатов, развитых в направлении к бассейну, представлены протяженными ламинарными отложениями (карбонаты «А-0» по [1201]). Большая часть эвапоритов нижней части пачки А-1 — ламинарные породы галитовой и ангидритовой фаций. Однако сильвинит и ассоциирующийся с ним галит в средней части эвапоритовой пачки А-1 имеют признаки, указывающие на отложение в мелководных и субаэральных обстановках [1814].

Разнообразие фаций свидетельствует о том, что уровень воды изменялся быстро. Карбонатные пачки А-1 и А-2 отлагались в периоды поднятия уровня моря. Однако соленость оставалась повышенной, не позволяя развиваться нормальной биоте. Ламинарные сои формировались в водных массах существенной глубины (по меньшей мере несколько десятков метров), достаточной для развития и поддержания стратификации. Когда уровень моря падал или когда разрушалась стратификация вод, формировались типичные мелководные субаквальные фации. На выступающих над уровнем моря топографических поднятиях, таких, как рифы, формировались надлиторальные отложения. При прогрессирующем осушении в бассейне широко развивались фации себхи. Эвапориты могли осаждаться очень быстро (табл. 8.4), так что карбонаты, обнажавшиеся при падении уровня моря, и осаждавшиеся эвапориты не подвергались длительному субаэральному диагенезу и эрозии. На карбонатных породах в эти периоды развивались только калькреты, травертиновый цемент и незначительное карстовое растворение, хотя шельфовые карбонаты и рифовые пики испытали интенсивную доломитизацию.

Основные особенности происхождения бассейна Мичиган следующие: как шельфовые карбонаты, так и рифовые пики несут несомненные следы того, что они выступали над уровнем моря, в эвапоритах наблюдается большое разнообразие фаций с признаками мелководных и надлиторальных условий на шельфе и вокруг рифов и несколько более глубоководных в центре бассейна. Однако даже самая глубокая часть бассейна в некоторые периоды выступала над уровнем моря, о чем свидетельствует наличие сильвинитовых фаций в эвапоритовой пачке А-1. В отложениях бассейна Мичиган отражаются изменения уровня вод с периодами осушения, продолжавшимися короткий интервал времени.

8.11. ДИАГЕНЕЗ ЭВАПОРИТОВ

Интенсивность отложения осадка в эвапоритовом бассейне должна колебаться, так как испарение не может одинаково соответствовать притоку вод. Как мы видели, для того чтобы объяснить чередование мощных отложений субаквальных гипсов и отложений себх, необходимо предположить значительные изменения уровня моря. Эти изменения проявляются также в диагенетических преобразованиях ранее отложенных осадков. Погружение себх приводит к гидратации отложений, осушение бассейновых осадков приводит к их дегидратации, и они принимают облик отложений себх.

8.11.1. Гипс-ангидритовый цикл. Эксперименты по осаждению гипса и ангидрита показали, что фактором, контролирующим форму осаждающегося сульфата кальция, является активность воды a_{H_2O}, которая уменьшается с увеличением солености и температуры [1037]. Сначала осаждается гипс, когда a_{H_2O} достигает 0,93 и остается стабильной до температуры 50°С, после чего происходит дегидратация с образованием ангидрита. С уменьшением a_{H_2O} при увеличении солености стабильной фазой и при более низкой температуре является ангидрит (рис. 8.51). Как показали Коди и Халл [475], положение этой границы может сдвигаться из-за отсутствия специфических органических соединений, так что значения, наблюдавшиеся при лабораторном изучении фазовых отношений, должны быть в каждом отдельном случае пересмотрены, чтобы определить, какие из них приемлемы.

И гипс, и ангидрит могут осаждаться в поверхностных условиях, хотя обычно ангидрит возникает за счет замещения гипса или вмещающих карбонатов. В субаквальных или насыщенных водой карбонатах гипс обычно формируется как макроскопические призматические, ромбовидные или дисковидные кристаллы, растущие либо на свободной поверхности, либо внутри осадка. Они мо-

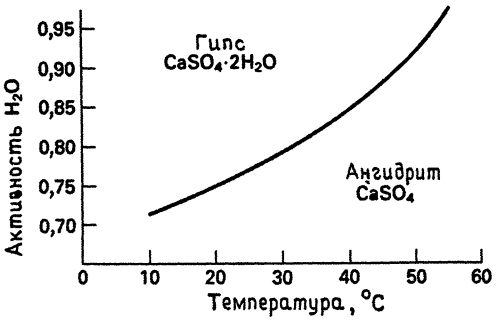


Рис.8.51. Поля стабильности гипса и ангидрита при общем давлении в 1 атм ([1037] см. из [211]).

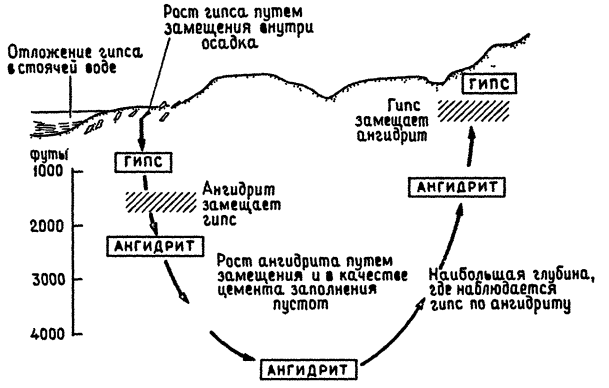


Рис.8.52. Схематическая диаграмма гипс-ангидритового диагенетического цикла [1744].

гут содержать в себе большое количество матрикса и проявляться в виде цемента в свободном пространстве. Ангидрит существует главным образом в форме микроскопических удлиненных и изометрических кристаллов, часто образуя желваки диаметром от нескольких миллиметров до многих сантиметров. Наблюдаются также и макроскопические дискоидальные кристаллы, морфологически отличающиеся от кристаллов гипса, но обычно эти линзовидные кристаллы срезаны с одного или обоих концов (см. Ширман [2218, 2219]). Другой обычной формой замещающего ангидрита являются желваковые включения в карбонатном матриксе, но границы этих округлых желваков представляют собой характерные прямоугольно-ступенчатые поверхности [1232, 2219]. Поровые и кристаллизационные воды перемещаются в осадках за счет падения уровня моря и выхода на поверхность (высыхание), а в захороненном состоянии в связи с повышением температуры. Это справедливо также и для других отложений, но в эвапоритах связанные с этим изменения происходят значительно быстрее, требуют меньше времени и лишь незначительного прогрева. Термальные изменения, приводящие к ранним стадиям метаморфизма, для большинства осадочных пород требуют глубины погружения 6 или 7 км (180—200°). В эвапоритах эквивалентные изменения даже в районах с низким геотермическим градиентом начинаются с глубины 0,5 км, когда происходит потеря кристаллизационной воды у большинства эвапоритовых минералов (рис. 8.52). Изменения объема в течение диагенеза также очень большие и могут быть крайне резкими, вызывая отчетливое проседание бассейна.

При захоронении большая часть массивного субаквального гипса с характерной формой кристаллов и структурой напластования дегидратируется, переходя в массивный ангидрит, теряя в процессе этого свою первичную морфологию [574]. Правильные слои гипсовых кристаллов, переслаивающиеся с тонкими карбонатными ламинами (например, рис. 8.23, *б*), превращаются в массивные ангидриты, не имеющие реликтовой кристаллической структуры. Пальчатые и вертикально удлиненные кристаллы гипса, разделенные матриксом, становятся вертикально расположенными желваками ангидрита (рис. 8.53; см. также

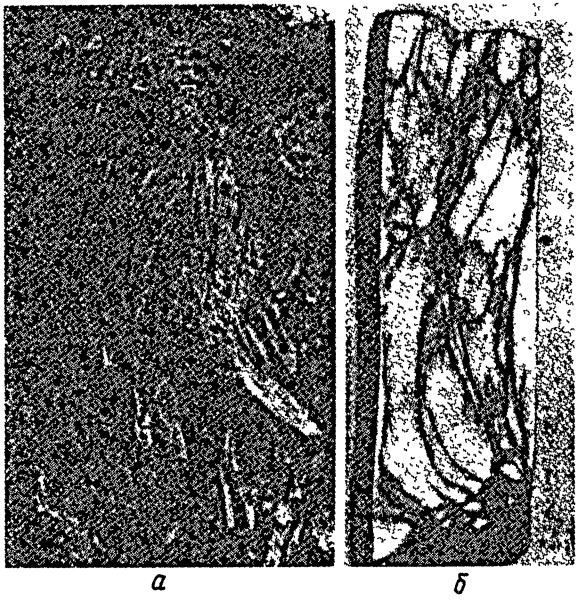


Рис.8.53. Вертикальные кристаллы гипса (пальчатая группировка) превращаются в вертикальные желваки. *а* — пальчатые кластеры, мессиний, Сицилия; *б* — морфологические эквиваленты, представленные ангидритом (ангидрит озера Ферри, мел, восточный Техас (с разрешения Р. Лукса)).

[1530]). Кристаллы ангидрита могут показывать эффект уплотнения (разбитые пластины), могут перекристаллизовываться, давая крупнопластинчатые агрегаты с радиально-лучистой или комковатой текстурой.

Синседиментационные изменения концентраций ионов в естественных водах и их воздействие на уже образовавшиеся эвапоритовые осадки касаются не только галита и поташа, но и сульфатов и карбонатов. Действительно, уже давно изучая морфологию эвапоритов, Шаллер и Хендерсон [2103] установили замещение уже образовавшегося поташа кристаллами гипса. Растворы калийных солей, двигаясь через слои гипса, обычно приводят к дегидратации гипса до ангидрита. В процессе миграции флюид истощается и частично меняет свой состав и ангидрит может снова перейти в гипс, который выглядит тонкой алебастровой массой со спорадическими псевдоморфозами по структурам первичного гипса. В других случаях структура теряется, что, вероятно, обусловлено быстрыми изменениями объема. Конечным продуктом являются загадочные массивные сульфаты без распознаваемой текстуры.

Регидратация также приводит к образованию вторичных текстур, которые затемняют первичные седиментационные признаки; они могут быть результатом интенсивного сдавливания или переувлажнения, что в первую очередь проявляется в более растворимых и проницаемых зонах. На глубине или при выжимании избыточное давление может привести к гидратации ангидритовых пород с увеличением их объема на 38%. При такой гидратации может образовываться атласный шпат (белая полупрозрачная тонковолокнистая разновидность гипса), волокнистость при этом может быть как параллельной плоскостям напластования, так и секущей ([1726]; рис. 8.34). Регидратация этого типа может быть лишь временной и локализованной, так же как протяженные активные зоны дислокаций, и шелковистый шпат может затем снова перейти в ангидрит, в котором обычно сохраняется реликтовая морфология регидратированной фазы. Если в верхнем полукилометре осадочной колонки имеется избыточное давление, то в этой зоне сохраняется гипс. Регидратация происходит также при поднятии и эрозии отложений, когда метеорные воды получают доступ к предварительно дегидратированным эвапоритам.

Такие диагенетические перестройки затрудняют понимание первичных эвапоритов ([2589, 2590, 2592]; см. рис. 8.34).

Заканчивая анализ, можно сказать, что большая часть того, что мы можем видеть в осадочной летописи эвапоритов, — это история диагенеза, который перерабатывает и затемняет первичную историю осадконакопления.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Braitsch O. (1971) Salt Deposits — Their Origin and Composition, pp. 297, Springer-Verlag, Berlin.

Dean W.E. and Schreiber B.C. (Eds) (1978) Marine Evaporites, pp. 188. Short Course Notes, Soc. econ. Paleont. Miner., 4, Tulsa.

Handford C.R., Louchs R.G. and Davies G.R. (Eds.) (1982) Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites — a core workshop, pp. 395. Core Workshop Soc. econ. Paleont. Miner., 3, Tulsa.

Kirkland D.W. and Evans R. (Eds) (1973) Marine Evaporites: origin, diagenesis and geochemistry, pp. 426. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.

ГЛАВА 9

МЕЛКОВОДНЫЕ МОРЯ С ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

Г.Д. Джонсон и К.Т. Болдуин

9.1. ВВЕДЕНИЕ

9.1.1. Общие положения. Мелководные моря по своим характеристикам занимают промежуточное положение между прибрежными областями морей, где преобладают прибрежные процессы, и теми морями, где ведущую роль играют океанические процессы. Они характеризуются нормальной морской соленостью, относительно небольшой глубиной (10—200 м) и могут быть подразделены на два основных типа: 1) *краевые, или периконтинентальные, моря*, примером которых служат современные шельфы континентов, и 2) *эпейрические, или эпиконтинентальные, моря*, которые располагаются в континентальных районах и представляют собой мелководные, частично замкнутые бассейны, такие как Северное, Желтое и Берингово моря (рис. 9.1).

Современные континентальные шельфы занимают около 5,3% земной поверхности [1053]. Они образуют относительно узкое кольцо вокруг континентов (рис. 9.1) и характеризуются относительно небольшим уклоном дна (0,1°), которое резко обрывается на краю континентального склона (рис. 9.2). Большинство древних мелководных эпиконтинентальных морей были более широкими и более мелководными. Фундаментальным различием современных и древних морей является то, что современные континентальные шельфы испытали влияние голоценовой трансгрессии. Это привело к несоответствию между осадками, залегающими на морском дне, и действующими в настоящее время гидравлическими процессами на шельфе и создает трудности при сопоставлении признаков осадков и процессов, происходящих на шельфе. Кроме того, трудность сбора образцов и их непредставительность, а также сложность изучения физических, химических и биологических процессов, отсутствие прямых визуальных наблюдений — все это приводит к тому, что обстановки осадконакопления в мелководных морях относятся к наименее изученным.

По-видимому, этим объясняется отставание и в изучении терригенных отложений древних мелководных открытых морей и, несмотря на подъем активности в последние годы, модели фаций мелководных морей остаются недостаточно разработанными. Более того, из-за трансгрессивного характера и частичного несоответствия осадков и процессов в современных мелководных морях остается неясным, насколько эти данные могут быть использованы для интерпретации материалов по древним морям. Тем не менее считается, что древние физические процессы, действовавшие в прошлом, аналогичны современным и продукты этих процессов, активно влияющих на транспортировку осадков и миграцию отложений, хотя бы частично, также аналогичны. В то же время, однако, очевидно, что в прошлом существовали другие условия (например, условия соответствия процессов и осадконакопления, условия регрессии, разнообразная морфология эпиконтинентальных морей и т.п.) и, следовательно, в древних мелководных морских отложениях наблюдаются некоторые особенности, которые не наблюдаются и не распознаются на современных шельфах.

9.1.2. История изучения. Развитие седиментологии современных континентальных шельфов и древних морей с терригенным осадконакоплением шло различными путями.

В течение многих лет континентальный шельф рассматривался как система, находящаяся в состоянии равновесия, т.е. в направлении от берега в осадках должно наблюдаться прогрессивное уменьшение зернистости [1273]. Однако Шепард [2225] показал, основываясь на донных пробах, что в действительности большинство шельфов покрыто сложной мозаикой осадков. Эта сложность частично обусловлена присутствием реликтовых осадков [723, 725], отлагав-

---

H.D. Jonhson. Sarawak Shell Berhad, Lutong, Miri, State of Sarawak; *T.C. Baldwin.* Department of Geology, College of Liberal Arts, Boston University, U.S.A.

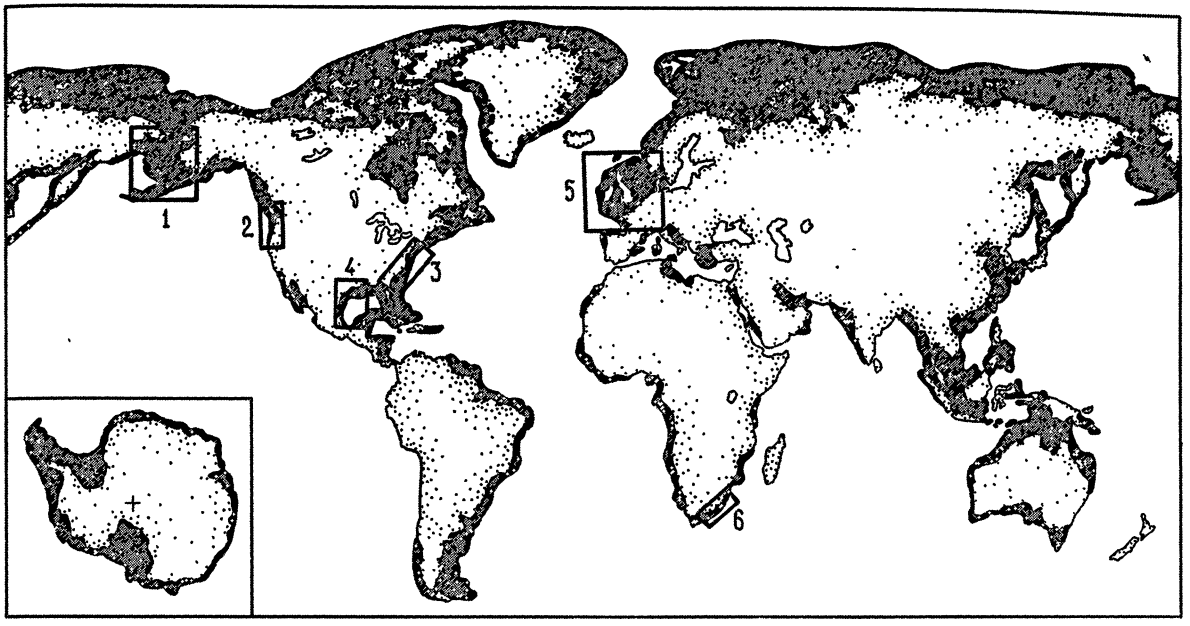


Рис. 9.1. Распределение современных шельфов. Показаны (1—6) наиболее изученные шельфовые области, которые обсуждаются в тексте: *1* — Берингово море, *2* — шельф штатов Орегон — Вашингтон; *3* — Восточный шельф США, *4* — Мексиканский залив, *5* — шельф северо-запада Европы, *6* — шельф юго-востока Африки. Сравните: относительно узкие периконтинентальные шельфовые моря (*2* и *6*) и широкие эпиконтинентальные шельфовые области (*1, 5*, Северная Канада, Гудзонов залив, Сибирь).

шихся в разнообразных мелководных и наземных обстановках, когда уровень моря был низким, а затем в течение голоценовой трансгрессии повысился. В 1950-е годы в изучении шельфа преобладало опробывание донных осадков. Наибольший приток информации был связан со второй мировой войной из-за необходимости интерпретировать акустические данные, использовавшиеся для обнаружения подводных лодок [726], так как акустические рефлексы и характер отражения звука зависят от типа субстрата, в частности особенно от того, является ли дно песчаным, илистым или скальным.

Изучение процессов на шельфе было начато ван Вееном [2505, 2506] на юге Северного моря и продолжилось в морях вокруг Британских островов [2367]. Это изучение началось в Северо-Западной Европе по трем основным причинам. Во-первых, потому, что уже длительное время было известно, что на движение песчаных отмелей как в этих, так и других приливных морях большое влияние оказывают мощные приливно-отливные течения. Во-вторых, перемещение крупных песчаных тел требовало регулярного исправления гидрографических карт, что было необходимо для обеспечения безопасности и экономичности мировых грузовых линий мореплавания. Наконец, усовершенствование акустических методов позволило провести сканирующее сонарное картирование обширных площадей шельфа и позволило сопоставить их с детальными гидрографическими данными. В течение 1960-х и в начале 1970-х годов были достигнуты большие успехи в определении роли приливно-отливных течений в транспортировке осадков и формировании осадочных тел [например, 179, 1161, 1341, 1343, 1615]. Было также показано, что волновое перемешивание воздействует на большую часть дна шельфов во время штормов, существенно увеличивая скорость перемещения осадков [1282]. Эти наблюдения были сведены в большом обзоре физических и биологических процессов и продуктов их действия в Северном море, лучше других изученном среди приливных морей [2371].

Первоначальное суждение о реликтовых осадках основывалось на использовании моделей процессов на других типах шельфов, особенно на шельфах с преобладанием ветровых и волновых процессов. Однако результаты детального изучения некоторых североамериканских шельфов в конце 1960-х годов показали, что современные процессы могут накладывать свой от-

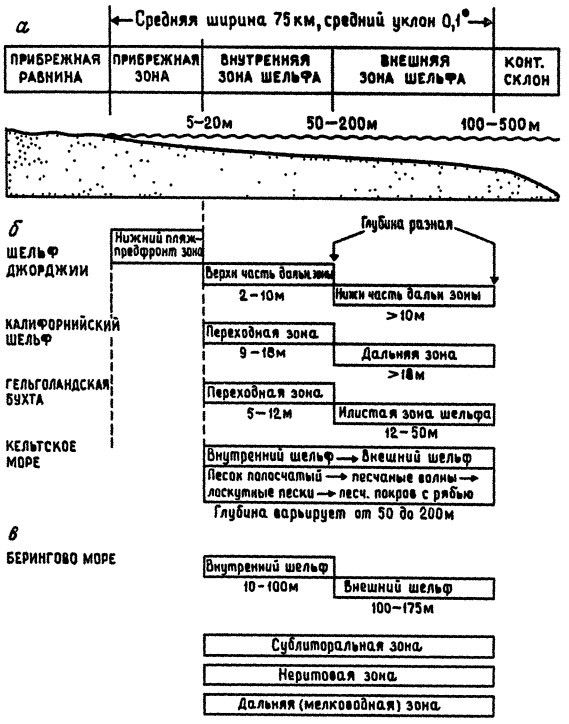


Рис. 9.2. Сводка обычно используемой терминологии по шельфовым зонам и основным батиметрическим подразделениям. *а* — идеализированный профиль прибрежного шельфа [1052, 1695]; *б* — альтернативная терминология и разные диапазоны глубин применительно к некоторым современным профилям; *в* — обычно используемые синонимы для древних отложений. Древние обстановки могут далее подразделяться на внутренние и внешние, а отложения — на проксимальные и дистальные отложения.

печаток на доголоценовые отложения путем их перемыва in situ [2389, 2390, 2405]. Большинство североамериканских шельфов относятся к типу с преобладанием ветровых и волновых процессов, с гидрологическим режимом, зависящим от сезона и с чередованием штормовых и спокойных периодов. Они в настоящее время почти так же хорошо изучены, как моря с преобладанием приливно-отливных процессов [2401, 1428].

В течение 1970-х и начале 1980-х годов значение данных о современных процессах и их продуктах увеличилось и полученные знания применяются при интерпретации древних отложений.

Реконструкции обстановки осадконакопления древних морских терригенных отложений развивались в двух направлениях: 1) палеоэкологическом и 2) седиментологическом. В палеоэкологии основное внимание уделялось реконструкции характера субстрата, образа жизни и палеосообществ путем интерпретации остатков ископаемых, следов жизнедеятельности и их комплексов [2101, 2166].

В седиментологии вначале основывались на геометрии песчаных тел, текстурных изменениях и направлениях палеотечений, но при редкости современных аналогий было невозможно связать наблюдаемые особенности с известными процессами. Однако в 1970-е годы было проведено увязывание процессов и образующихся отложений применительно к песчаным отложениям с крупной (более 1 см) косой слоистостью и к особенностям палеотечений в обстановках приливного шельфа [1754, 1957]. Соответственно закономерное расположение глинистых прослоев в косослоистых приливно-отливных песках использовалось для реконструкции приливно-отливного режима, ответственного за их формирование [2511, 37, 38].

Концепция влияния штормов [2389] впервые была применена к древним отложениям Хобдеем и Рединтом [1135]. Значение приливно-отливных шельфовых течений и большое влияние энергии штормов для формирования морских мелководных песчаников подчеркивалось Банксом [139] и Андертоном [77]. Как подчеркивалось, Голдринг и Бриджес [956] определяли единичные штормовые события и слабые течения спокойной погоды в древних морях благодаря хорошей сохранности отложений этих обстановок.

Недавно Хармс [1047] по всем правилам определил понятие «бугорчатая косая слоистость» как структуру, характерную для колебательных потоков высокой энергии, которая обычна для штормовых отложений. Впоследствии эти структуры были широко задокументированы и это стимулировало повышение интереса к изучению древних штормовых отложений дальней зоны прибрежья (разд. 9.11.2 и 9.11.3).

Необходимость как разведки углеводородов, так и оптимизации их поисков способствовала разработке моделей осадконакопления на удаленных от берега песчаных барах эпиконтинентального мелового морского пролива Северной Америки, что сделало этот район лучше всего изученным среди древних эпиконтинентальных морей (разд. 9.13.4).

Таким образом, исследования современных шельфов в течение 1970-х годов продемонстрировали, что ныне действующие процессы могут быть соотнесены с транспортировкой осадка и особенностями миграции форм дна. В конце 1970-х и начале 1980-х годов за этими разработками последовали публикации по древним мелковод-

ным морским песчаникам. Однако, поскольку отложения древних мелководных морских терригенных обстановок остаются еще плохо изученными и при этом имеют важное экономическое значение, их изучение продолжает составлять особое направление исследований и в будущем.

9.2. МОДЕЛИ СОВРЕМЕННОГО ТЕРРИГЕННОГО ШЕЛЬФА

Эмери [723, 725] установил шесть основных типов шельфовых осадков: 1) обломочный осадок, находящийся в процессе поступления на шельф, 2) биогенный — раковинный детрит, фекальные пеллеты и т.п., 3) остаточный — выходы пород, выветрелых in situ, 4) аутигенный, например глауконит, фосфориты и т.д., 5) вулканический и 6) реликтовый — остаточные отложения ранее существовавших обстановок, находящихся сейчас не в равновесии с действующими процессами. Эмери считал, что около 70% ныне существующих континентальных шельфов покрыто реликтовыми осадками, остальная часть состоит из современных осадков, распространенных в основном в виде полос прибрежных песков и илов, прилегающих к крупным дельтам и устьям рек [725]. Однако более поздние исследования показывают, что доля реликтовых осадков существенно меньше (в общем менее 50%), так как обширные районы арктических шельфов покрыты современными осадками ([532], с. 350, рис. 25) [1640].

Карри [549, 550] и Свифтом [2389, 2391] была предложена динамическая трансгрессивно-регрессивная модель шельфовой седиментации, согласно которой особенности распределения шельфовых осадков рассматриваются в сопоставлении с действующими процессами. В модель введены физические процессы шельфовой зоны, скорость изменений уровня моря, природа и скорость поступления осадка. Различаются три

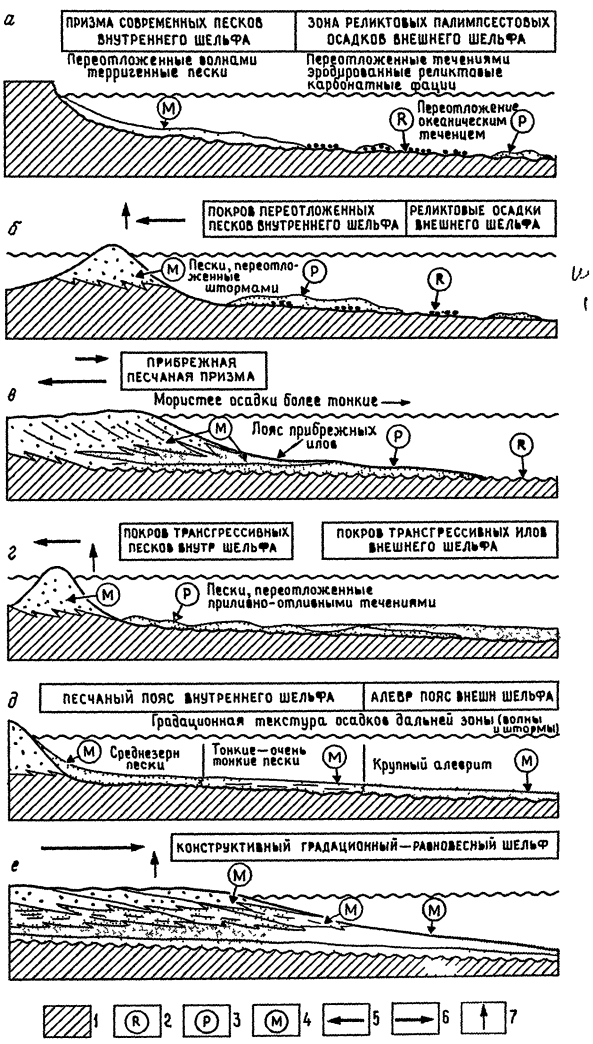


Рис. 9.3. Различные типы современных шельфовых профилей, иллюстрирующие вариации типа осадочного покрова (т.е. реликтовый, палимсестовый или современный) и степень равновесности/неравновесности гидравлического режима на шельфе. *а* — юго-восток Африканского шельфа [814], переработанный волнами и океанскими течениями. *б* — Среднеатлантический залив [2389, 2331] — модель трансгрессивного преимущественно штормового шельфа (автохтонная модель Свифта [2393]); *в* — обобщенная трансгрессивно-регрессивная модель голоценовых фаций [550], основанная частично на данных по побережью штата Наярит [551]. *г* — гипотетическая трансгрессивная фациальная модель, основанная на данных по западной части пролива Ла-Манш [845]; илистый покров, трансгрессивно налегающий на внешний шельф, предполагает трансгрессивный разрез, *д* — современный шельф с текстурной градацией зернистости осадков Бристольского залива на юге Берингова моря [2206]. *е* — идеализированный выровненный равновесный шельф, представляющий модель преимущественно штормового аллохтонного шельфа [2393], куда осадки поступают из внешней его части (например, Нигерийский шельф). *1* — дотрансгрессивные отложения; *2* — реликтовые отложения (не переотложенные, дотрансгрессивные); *3* — палимпсестовые осадки (переотложенный осадок, поступивший из внутренней шельфовой обстановки); *4* — современные осадки (осадок, заново принесенный из обстановки внешнего шельфа); *5* — трансгрессия; *6* — регрессия; *7* — повышение уровня моря.

основные шельфовые фации: 1) *покров реликтовых шельфовых песков*, состоящий из доголоценовых отложений, находящихся в несогласии с современными процессами (рис. 9.3 *а, б*); 2) *призма современных прибрежных песков*, уменьшающаяся по мощности в сторону моря и включающая пляжи, барьеры и предфронтальную зону пляжа (рис. 9.3, *в*), и 3) *покров современных шельфовых илов*, состоящий из тонкозернистых осадков, которые огибают прибрежную зону и отлагаются в различных частях шельфа (рис. 9.3, *г, д, е*). В то же время более глубокое понимание современных шельфовых процессов позволяет дифференцировать осадки на *реликтовые*, к которым относятся не переработанные отложения, *палимпсестовые*, которые представляют собой переработанный осадок, обладающий признаками как современных, так и прошлых обстановок [2405], и *современные*, которые принесены в шельфовый район.

Различие между реликтовыми и палимпсестовыми (автохтонными) шельфовыми осадками и современными (аллохтонными) шельфовыми осадками, а также характер гидродинамического режима шельфа (т.е. преобладание приливно-отливных, штормовых или океанических процессов) составляют основу классификации современных континентальных шельфов Свифта [2393]. Различаются три типа шельфов: 1) шельф с преобладанием штормовых палимпсестовых/реликтовых осадков (например, рис. 9.3, *б* — Среднеатлантический залив в Северной Америке, разд. 9.6.2), 2) шельф с преобладанием приливно-отливных палимпсестовых осадков (например, рис. 9.3, *г* — шельф северо-запада Европы, разд. 9.5) и 3) шельф с преобладанием штормовых современных осадков (рис. 9.3, *е* — Нигерийский шельф). К этому списку в настоящее время могут быть добавлены другие важные типы шельфа: 4) шельф с преобладанием штормовых палимпсестовых/современных осадков (шельф штатов Орегон — Вашингтон, разд. 9.6.1), 5) шельф с преобладанием штормовых современных осадков с градационной текстурой (рис. 9.3, *д* — юг Берингова моря, разд. 9.6.3) и 6) шельф с преобладанием палимпсестовых/современных отложений преимущественно океанических течениний (рис. 9.3, *а*— шельф юго-востока Африки, разд. 9.7).

Приведенная классификация составляет основу нашего обзора шельфовых обстановок, так как она хорошо применима к большинству современных континентальных шельфов. Кроме того, она дает основу для распознавания древних морских мелководных фаций различного типа (разд. 9.9).

9.3. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ФАЦИИ НА ШЕЛЬФЕ

Имеется несколько относительно независимых факторов, которые влияют на характер осадочных фаций современных терригенных континентальных шельфов: 1) скорость и тип привноса осадка, 2) тип и интенсивность гидравлического режима шельфа, 3) колебание уровня моря, 4) климат, 5) взаимодействие живые организмы — осадок и 6) химические факторы.

9.3.1. Скорость и тип привноса осадка. Тип и количество осадка, приносимого в настоящее время непосредственно с континента на прилегающий шельф, определяются тем, в какой степени устья рек и эстуарии были перестроены голоценовой трансгрессией. Непосредственный привнос осадка ничтожен, за исключением устьев наиболее крупных рек, и ко многим эстуариям осадок в действительности приносится с шельфа.

Осадок, который окаймляет речные устья, — преимущественно тонкозернистая взвесь, состоящая в основном из ила. Его транспортировка, отложение и накопление зависят главным образом от скорости и концентрации привноса извне, а также от типа и интенсивности гидравлического режима шельфа, в особенности от придонной активности волн ([1611], см. также [1619] — исчерпывающий обзор накопления илов на шельфе). Наиболее благоприятными участками накопления илов являются участки, прилегающие к устьям крупнейших рек, таких, как Амазонка, Миссисипи, Ганг — Брахмапутра, где иловые покровы часто простираются на всю ширину шельфов. Основное количество осадка на континентальные шельфы транспортируют всего около двенадцати крупнейших рек [1674], в том числе Ганг — Брахмапутра и Хуанхэ вместе приносят 20% общего количества осадка.

Наиболее современные шельфовые пески осаждались, когда уровень моря был ниже и на континентальном шельфе преобладало континентальное, частично аллювиально-дельтовое осадконакопление (см. также разд. 9.14). Однако песок приносится и непосредственно из устьев рек в периоды наводнений [661, 815], и с пляжей в периоды штормов, в особенности возвратными донными течениями, направленными в сторону моря [17, 1071]. Вероятно, наиболее долговременный аллохтонный привнос песка происходит из преимущественно приливно-отливных дельт, где существует почти равновесное состояние между осадком и водой, способствующее взаимообмену между прибрежными и шельфовыми обстановка-

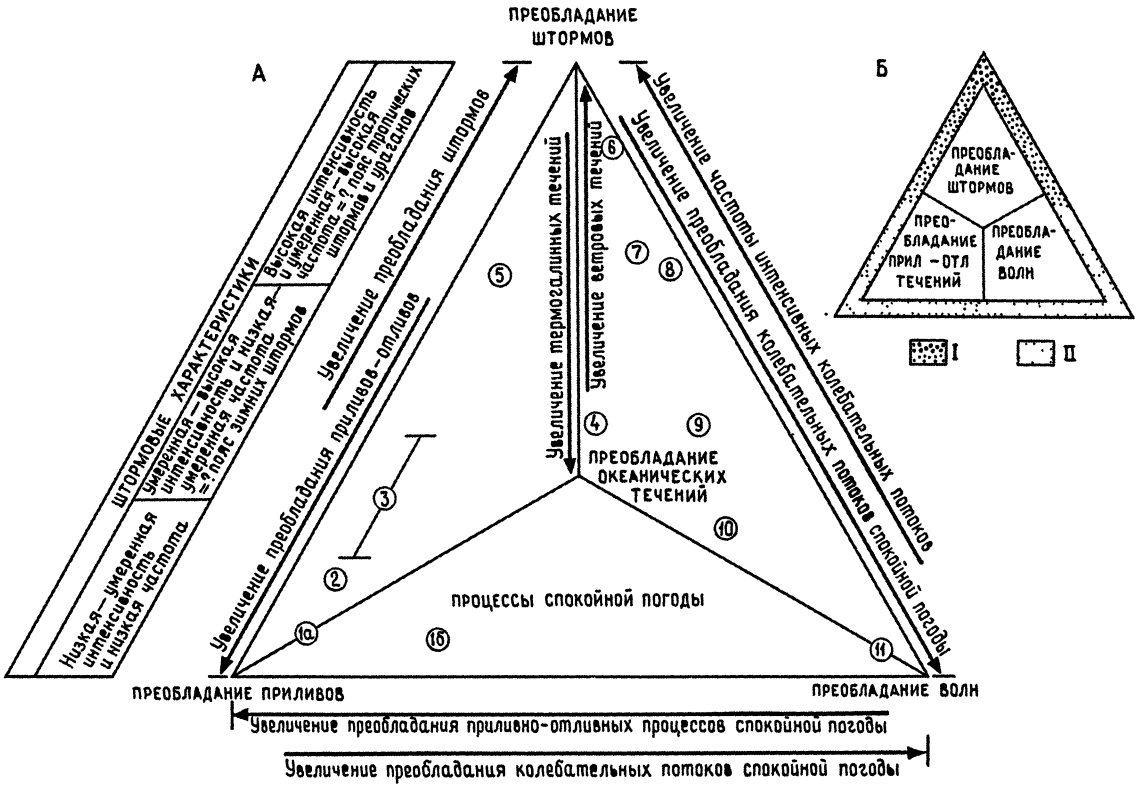


Рис. 9.4. *А* — схематическая сводка основных типов обстановки дальняя зона — шельф. Показаны природа гидравлических режимов, а также относительная роль и взаимодействие процессов спокойной погоды (приливы, океанические течения, волны) и штормов. *Б* — упрощенная схема, которая дает основу для классификации основных типов современных шельфов и для характеристики древних мелководных морских фаций (см. разд. 9.9.2). *1а* — макроприливные заливы и эстуарии (например, заливы Фанди, Кука, Кускоквим и Чесапикский); *1б* — мезоприливные заливы и эстуарии (например, Гельголандская бухта); *2* — приливно-отливные проливы (например, проливы Святого Георга, Ла-Манш, Малаккский, Тайваньский); *3* — приливно-отливные моря (например Северное, Кальтское и Желтое моря, банка Джорджес-Банк); *4* — шельфы, омываемые океанским течением (например, Юго-Восточная Африка, плато Блейк, Марокканский шельф); *5* — преимущественно штормовые (ветровые) шельфы (например, северо-западный Атлантический шельф США); *6* — преимущественно штормовые (ветровые и волновые) шельфы (например, Орегон — Вашингтон, Калифорнийский); *7* — преимущественно штормовые (волновые) шельфы (например, юго-восточный шельф Берингова моря); *8* — преимущественно штормовые (с низкой до умеренной энергией) шельфы (например, Мексиканский залив и залив Нортон); *9* — преимущественно илистые шельфы (например, Амазонско-Оринокский и Нигерийский шельфы); *10* — бесприливные обстановки с низкой энергией (например, Балтийское море, Гудзонов залив); *11* — преимущественно волновые (спокойной погоды) обстановки (например, верхние части предфронтальной зоны пляжей, волновые бары и т. п.). *I* — преобладание штормов; *II* — преобладание спокойной погоды.

ми [489]. Здесь волновой прилив не перерабатывает пески и выносит их обратно на береговые пляжи и барьеры.

9.3.2. Тип и интенсивность гидравлического режима шельфа. Физические процессы, действующие в шельфовых морях, сложны. Во-первых, следует принимать во внимание, какие преобладают на шельфе процессы: действующие при спокойной погоде или штормовые (рис. 9.4). Процессы, протекающие при спокойной погоде, — это нормальные процессы, действующие день за днем на дне моря. Они включают не только отложения ила из суспензии, биотурбацию и действие волн, но также и действие мощных приливно-отливных и океанических течений. Штормовые процессы являются «катастрофическими» событиями и включают в себя действия как ветровых, так и волновых течений. Можно различать четыре гидравлических режима шельфа, хотя они ча-

стично перекрываются: преимущественно волновой, преимущественно приливно-отливный, преимущественно океанических течений и преимущественно штормовой (рис. 9.4, *б*).

Шельфы с преимущественно волновым режимом контролируются сезонными флуктуациями интенсивности волн и течений с активной транспортировкой осадков, ограниченной периодами штормов. Преобладают тонкозернистые осадки и мелкомасштабные формы дна, за исключением погруженных песчаных побережий типа восточного побережья США.

Шельфовые моря с преимущественно приливно-отливным режимом ежедневно промываются сильными донными течениями, которые способны формировать донные отложения различного размера. В общем в них песок транспортируется чаще и в более значительных количествах, чем в бесприливных морях.

Шельфы с режимом преимущественно океанических течений обычно узкие, более или менее постоянно находятся под воздействием устойчивых и непрерывных однонаправленных течений, которые вторгаются на шельфы.

Шельфы с преимущественно штормовым режимом. Режим любого шельфа в большей или меньшей степени может нести на себе отпечаток штормовых процессов. При достаточно высокой частоте штормов режим считается полностью штормовым.

9.3.3. Колебания уровня моря. Колебания уровня моря определяют глубину воды, что влияет на такие характеристики, как гидравлическая энергия, действующая на морское дно, ширина шельфа, положение устьев рек, приносящих осадок.

Существенное влияние на пространственное и временное распространение фаций на шельфе оказывают колебания скорости и величины трансгрессий и регрессий в прибрежных обстановках, которые сами по себе контролируются скоростью привноса осадков и скоростью относительного изменения уровня моря [549]. В периоды понижения уровня моря на бывший шельф реками транспортируется более крупнозернистый осадок, в периоды повышения уровня шельфа достигает только тонкозернистый осадок и преобладают процессы переотложения.

9.3.4. Климат контролирует отложение на шельфе в основном через воздействие на прилегающую сушу. Он определяет тип и скорость выветривания и эрозии, обусловливая, таким образом, тип осадка, пригодного для транспортировки. Климат определяет также способ транспортировки (вода, ветер или лед), что в свою очередь влияет на скорость привноса осадков в бассейн. В глобальном масштабе эти факторы обусловливают существование широтной зональности типов шельфовых осадков [1071, 1639, 2198].

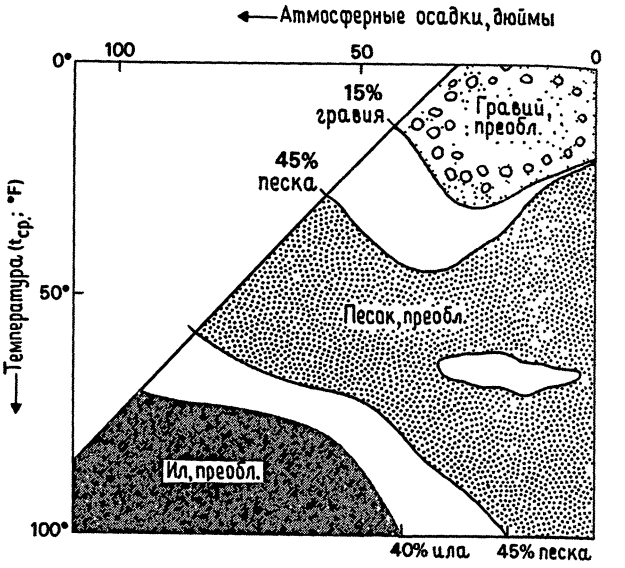


Рис. 9.5. Районы максимальной концентрации гравия, песка и ила на внутреннем континентальном шельфе в зависимости от температуры и атмосферных осадков в районе прилегающего побережья [1072].

Преобладающими климатическими факторами, контролирующими тип осадка на шельфе, являются температура и атмосферные осадки (рис. 9.5). Наиболее существенные изменения в этих параметрах совпадают с наиболее заметными широтными вариациями характера шельфовых осадков [1639]. В полярном климате, например, иловые отложения содержат немного глинистых минералов , характерным компонентом глинистой фракции является хлорит, к наземным ледникам примыкают обширные отложения гравия. В дождливом тропическом климате, однако, обильные илы содержат большую долю глинистых минералов; вблизи небольших рек часто обилен каолин, в крупнозернистых осадках преобладает кварц. В жарком сухом климате могут преобладать принесенные ветром песок и алеврит. В наиболее умеренном климате нельзя выделить отчетливые типы осадков.

Заметные сезонные вариации также контролируют периодичность шельфовой седиментации. В полярном климате скорость осадконакопления наибольшая в течение коротких периодов

освобождения от льда, когда происходит непосредственное отложение, обусловленное таянием льдов и увеличением речного сноса. В дождливом тропическом климате скорость транспортировки осадка также сильно изменяется в зависимости от сезона (влажного или сухого).

9.3.5. Взаимодействие живые организмы — осадок. Мелководные морские осадки постоянно изменяются под действием биологических и физико-химических процессов, которые активно проявляются внутри *биологического пограничного слоя*, который распространяется на несколько сантиметров выше и ниже поверхности раздела вода — осадок [2012]. Хотя в мелководных морских обстановках было описано несколько систем исключительно глубоко переработанных осадков зарывающимися организмами [1750], пограничный слой является особенностью поверхностных частей осадков, внутри которых может проявляться активность бентосных организмов, влияющая на: 1) особенности седиментогенеза — размер зернистости, сортировку, сложение осадка, содержание в нем воды, уплотнение, сопротивление сдвигу, устойчивость дна, 2) транспортировку осадка, 3) регенерацию питательных веществ и 4) историю и пути загрязнения.

Положение в осадочном профиле и скорость химических реакций существенно изменяют биологическую активность. Текстурные и ирригационные изменения могут привести к тому, что будут иметь место диагенетические реакции, а постоянный биологический цикл реагентов и «загрязнений» может поддерживать эти реакции значительно дольше, чем если бы они протекали в статических условиях в абиогенной среде (см. [38]).

Популяции бентосных организмов не являются статичными, а изменяются путем сложных взаимодействий в соответствии с теми изменениями обстановки, которые они сами же могут вызывать. Различия биологической активности являются следствием вариаций в типах осадков как на гидродинамически активных, так и на неактивных участках [2564]. На илистом дне [2012] в зависимости от времени происходящих изменений различают *пионерную* стадию колонизации и стадию *равновесную.* На пионерной стадии раздел между кислородными и бескислородными условиями в осадке — *разрыв непрерывности окислительно-восстановительного потенциала* — ограничивается верхними 2 см биологического пограничного слоя; поверхности стабилизированы благодаря балансу между накачкой воды (важный процесс пограничного слоя) и образованием стабилизирующих мукополисахаридных связей, которые облегчают повышенную циркуляцию воды. Кроме того, относительно низкое содержание воды и относительно ровная поверхность приводят к увеличению стабильности осадка. И наоборот, на *равновесных стадиях* колонизации дна уровень разрыва непрерывности окислительно-восстановительного потенциала может располагаться на 10-20 см ниже верхней границы биологического пограничного слоя. В течение равновесных стадий с активным сверлением, пропахиванием и пеллетизацией осадка разрушения частиц осадка, вызванные накачкой воды и биологическими факторами, могут привести к повышению обводнения осадка и понижению сопротивляемости субстрата сдвигу, что может выражаться в усложнении морфологии осадка с образованием бугров, полостей и неровных поверхностей.

9.3.6. Химические факторы. Основными химическими компонентами, которые распространены в мелководных морских осадках, являются: 1) биологически и небиологически образованные карбонаты, 2) алюмосиликатные минералы, 3) кварц, 4) гидроксиды железа и марганца, 5) биогенный кремнезем, 6) органический материал биологического происхождения [1063].

Некоторые прибрежные и шельфовые процессы имеют прямое или косвенное влияние на химизм морской воды и химические характеристики шельфовых осадков. Эти процессы частично контролируют осаждение аутигенных минералов, таких как шамозит, глауконит и фосфорит, которые в некоторых районах характерны для мелководной морской обстановки. Шамозит и глауконит обнаруживаются в настоящее время в районах с низкой детритовой седиментацией [1920], при этом шамозит встречается в более теплых водах обычно на глубинах между 10 и 170 м, а глауконит — в более холодных водах на глубинах от 10 до 200 м. Воды, обогащенные фосфатом, обычно обнаруживаются в зонах прибрежных апвеллингов, что приводит к осаждению фосфата кальция либо непосредственно в виде желваков или тонких пластин, либо путем замещения карбоната кальция. Апвеллинги обычно распространены вдоль западных побережий континентов и приводят к чрезмерной концентрации фитопланктона, сопровождающейся обогащением осадка фосфатом (рис. 11.4) [335].

Химическое осаждение может также приводить к цементации и слипанию осадка, что окажет важное влияние на субстрат, увеличивая его стабильность и сопротивление эрозии [1063].

9.4. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ (ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ)

Течения и волны на континентальном шельфе в основном генерируются метеорологическими (ветры), приливно-отливными и другими силами, такими как системы глобальной циркуляции атмосферы, контролируемые солнечной радиацией. Эти силы образуют четыре основных типа течений: 1) течения океанической циркуляции (полупостоянные), 2) приливно-отливные течения, 3) метеорологические течения, 4) плотностные течения (рис. 9.6). На шельфах, обрамляющих сейсмически активные районы, эпизодически возникают сейсмически индуцированные волны, особенно цунами [482].

9.4.1. Океанические течения. Структуры океанической циркуляции являются результатом разницы в температурном балансе между высокими и низкими широтами, вызывающей поток тепла от экватора к полярным районам. Образующиеся в результате течения в основном состоят из относительно мелководного компонента, движущегося под действием ветра, и примерно соответствуют глобальной картине распределения ветров. Течения глубоководного термогалинного водного компонента обусловлены в основном вариациями в температуре и солености стратифицированных океанских вод. Граница между этими компонентами океанских течений является зоной быстрых изменений температуры и солености между теплыми, относительно легкими поверхностными водами и холодными, относительно плотными глубокими водами и называется *термоклином*. Однако во многих случаях, как, например, в Гольфстриме, нет отчетливого разграничения этих компонентов из-за вертикальных движений воды.

Хотя главные течения располагаются в океане вне границ шельфа, они вызывают активное взаимодействие между океаническими и шельфовыми водами и иногда проникают на шельф. Например, течение Агульяс омывает большую часть юго-восточного Африканского шельфа (разд. 9.7). Крупные вихри могут смещать основное течение на внешнюю (наружную) часть континентального шельфа. Течения могут также мигрировать латерально, как, например, Гольфстрим, за счет крупномасштабного меандрирования. Во Флоридском течении проявляются сезонные вариации во взаимодействии шельфовых и океанских вод [1791]. Летом основное течение вторгается на шельф, а зимой оно удаляется от берега, что сопровождается проникновением в сторону океана более холодных и плотных шельфовых вод.

Диапазон скорости течений составляет от нескольких сантиметров в секунду до 250 см/с. Слабые течения транспортируют взвешенный осадок, тогда как сильные течения транспортируют песок в виде песчаных волн, как на шельфах Агульяс и у побережья Сахары (разд. 9.7), и являются причиной эрозии плато Блейк [2390].

9.4.2. Приливно-отливные течения. Приливы и отливы являются результатом гравитационного притяжения поверхностных вод Земли Луной и в меньшей степени Солнцем. Теоретически равновесный прилив, если предполагать равновесные соотношения между непрерывной поверхностью океана и гравитационными силами притяжения, — крайне сложное явление, если принять во внимание такие факторы, как движение Луны вокруг Земли, всей системы Земля — Луна вокруг Солнца, распределение континентов, локальные вариации физической географии бассейна. Уровень моря может изменяться дважды в день (полусуточные приливы), один раз в день (суточные приливы) или в различных комбинациях (смешанные приливы). Наложение этих суточных вариаций образует более долговременные флуктуации, которые влияют на высоту приливов и силу приливных течений. Особенно важным является неравенство двухнедельных приливов, приводящее к весенним приливам, когда гравитационные силы Солнца и Луны складываются, и к низким приливам, когда эти силы действуют в противоположном направлении.

Приливно-отливные течения на континентальные шельфы распространяются в виде волн, возникших в глубоких океанских котловинах, — особенность, известная как *коосцилляция*. Таким образом, замкнутые моря и моря, слабо связанные

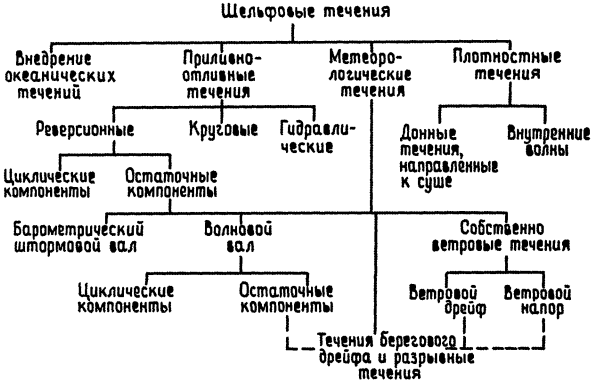


Рис. 9.6. Сводная таблица основных физических процессов, характеризующих гидравлические режимы шельфа [2405].

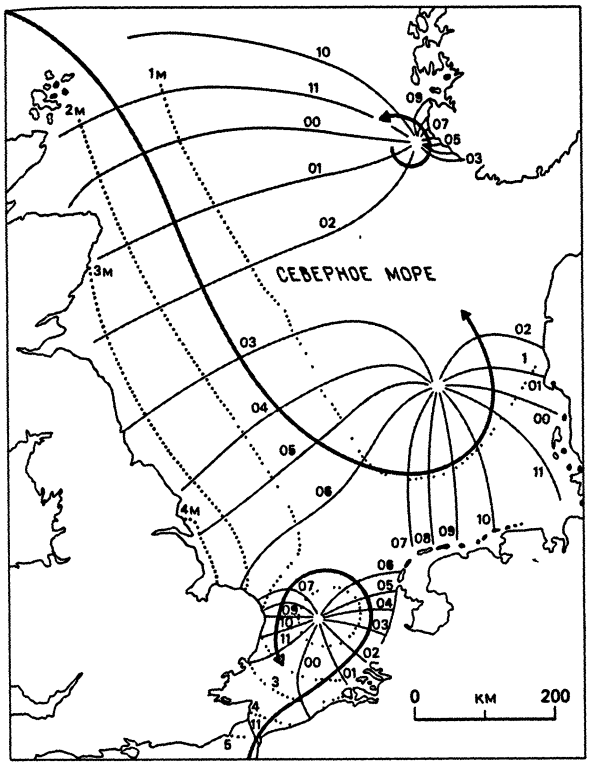


Рис. 9.7. Амфидромные точки в Северном море. Равноприливные линии (сплошные) соединяют точки, через которые приливная волна проходит одновременно (по лунному времени), линии одинаковой высоты приливов (пунктир) показывают среднюю высоту прилива [1058, 1160].

с океаном, обычно не имеют приливов или имеют небольшие. Высота приливов зависит от периода естественной осцилляции бассейна, определяемого его физической географией и средней глубиной воды, и является наибольшей в том случае, когда период колебания совпадает с периодом основной силы, вызывающей приливные движения. В открытых морях и широких заливах сила Кориолиса вызывает постоянное изменение приливных течений, обусловленное эллиптической траекторией движения частиц воды в горизонтальной плоскости. В частично замкнутых мелких шельфовых морях в результате воздействия дна и замкнутости, связанной с конфигурацией бассейна, образуются эллиптические или прямолинейные реверсивные течения [595].

Некоторые из этих явлений представлены в частично замкнутом Северном море, где наступающая приливная волна движется из Атлантического океана параллельно береговой линии. В результате образуется амфидромная система, в которой время наступления высокой воды и приливная волна двигаются по кругу, описывая дугу вокруг точки с постоянным уровнем моря — *амфидромная точка* (рис. 9.7). Однако приливное течение в каждой отдельной точке является прямолинейным.

Диапазон приливов наибольший там, где естественный резонансный период бассейна близок или равен периоду преобладающей силы, образующей приливное движение. Это явление *резонансного усиления* хорошо иллюстрируются в заливе Фанди, резонансный период которого составляет 12,58 ч и почти точно соответствует лунному полусуточному периоду в 12,42 ч. В результате здесь самый большой в мире прилив, высотой приблизительно 15 м, который сопровождается сильными (1—2 м/с) приливными течениями [1381].

9.4.3. Метеорологические течения. Системы циркуляции в мелководных шельфовых морях испытывают сильное влияние метеорологических сил. Они представляют собой основной источник энергии на открытых шельфах, где влияние приливов незначительно. Метеорологические силы проявляют себя в качестве переносчика энергии путем ветрового давления и путем изменений атмосферного давления. Они вызывают четыре основных типа движения воды: 1) дрейфовые (ветровые) течения, 2) колебательные волны и волновые течения, 3) штормовые валы, 4) прибрежные, вызванные прибоем, вдольбереговые и разрывные течения (см. разд. 7.2.1).

Дрейфовые течения являются результатом давления ветра на поверхность воды. Они проникают в толщу воды ниже поверхности, так как энергия передается через турбулентное перемешивание. Поскольку эти течения являются непосредственным производным системы атмосферной циркуляции, они имеют разный пространственный и временной масштаб [1695]: 1) десятки километров и временной промежуток несколько часов — для систем суточных бризов суша — море; 2) сотни километров и несколько дней — для среднемасштабных нарушений, таких как теплые и холодные атмосферные фронты, внетропические циклоны и антициклоны; 3) тысячи километров и несколько месяцев для крупномасштабных явлений, таких как области высокого давления в средних широтах и другие крупномасштабные системы распределения атмосферного давления. Эти различные системы генерируют волны и течения, сильно меняющиеся по высоте, интенсивности, периодичности и направлению.

Поверхностные течения, генерируемые ветровым давлением, отклоняются от направления вет-

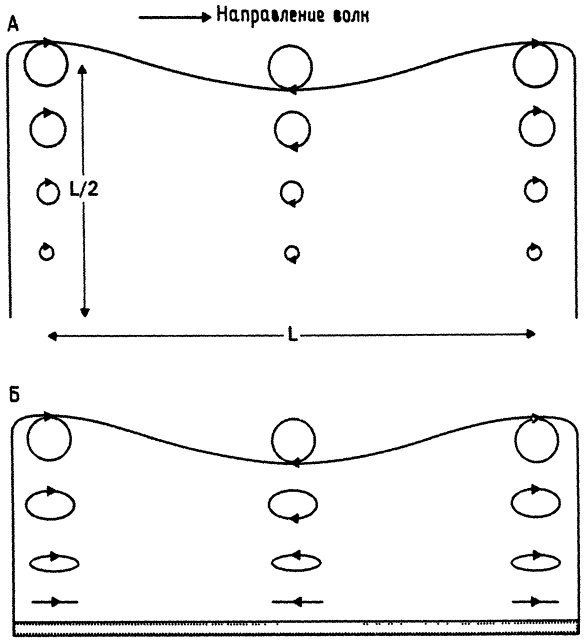


Рис. 9.8. Движение частиц в волнах на глубоких (*А*) и мелких (*Б*) участках [1058].

ра под влиянием силы Кориолиса, и с глубиной это отклонение более интенсивно (спиральный эффект Экмана). Например, течения в период зимних штормов имеют придонную скорость обычно больше 25 см/с с максимальными значениями около 80 см/с на глубине 50—80 м [2281]. Течения преимущественно не имеют одного направления, и ряд данных указывает на широкий разброс направлений. Прерывистость шельфового течения этого типа может быть сопоставлена с флуктуациями скорости ветра.

Колебательные волны и волновые течения являются следствием кругового движения воды, связанного с поверхностными волновыми движениями. В глубоких водах частицы воды движутся почти по круговым орбитам, при этом диаметр орбиты равен высоте волны на поверхности и уменьшается с глубиной (рис. 9.8, *а*). Когда волна движется на мелководье, круговые орбиты частиц воды на поверхности с глубиной становятся все более эллиптическими (рис. 9.8, *б*). У дна это эллиптическое движение переходит в прямолинейное, скорость которого варьирует в соответствии с движением поверхностных вод. Различия в силе движения между двумя направлениями кругового волнового движения часто приводят к однонаправленному потоку, с которым происходит перемещение воды и осадка [1558]. При дальнейшем уменьшении глубины воды по мере приближения к берегу орбиты движения частиц воды еще больше изменяются, пока, наконец, волны не разрушаются (разд. 7.2.1).

На транспортировку осадка на всех континентальных шельфах существенное влияние оказывает взаимодействие волн и однонаправленных течений. Под действием волн осадок может перейти во взвесь, так что даже слабые направленные течения способны его транспортировать [1391].

Штормовые волны образуются при заметном падении атмосферного давления и/или высоком давлении ветра. Они могут вызывать ненормально высокий подъем уровня воды у побережья с последующим сильным понижением. Эти волны сопровождаются интенсивным волновым перемешиванием, что приводит к возникновению одновременно направленного в сторону моря возвратного донного течения, которое является существенным агентом транспортировки осадка на шельфе и переотложения вдали от берега прибрежных осадков ([1071, 1722]; см. также разд. 9.8).

9.4.4. Плотностные течения. Вариации в температуре, солености и концентрации взвешенного осадка приводят к различиям в плотности морской воды. Это генерирует плотностные течения, которые существуют в виде слоев в водной колонке.

Плотностная стратификация может быть распространена в устьях рек, где шлейф взвешенного осадка выносится далеко от берега пресной водой, текущей над более плотным водным клином (рис. 9.16). В Среднеатлантическом заливе направленный в море поток легких поверхностных вод приводит к возникновению направленного к берегу потока донных вод [378]. Значение предполагаемых плотностных течений, генерируемых штормами, рассматривается ниже вместе с современными шельфовыми штормовыми отложениями (разд.9.8) и их древними эквивалентами (разд. 9.13.3).

9.5. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ШЕЛЬФЕ С ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫМ РЕЖИМОМ

Некоторые современные континентальные шельфы испытывают полусуточные приливы с большим диапазоном прилива (3—4 м) и максимальной (средневесенней) скоростью поверхностного течения в пределах от 60 до более 100 см/с. Такими условиями характеризуются многие

частично замкнутые моря и закрытые заливы, такие как на северо-западе Европы, северо-востоке США, Корейский и Калифорнийский заливы, выступ океана в районе Багамских банок [1616, 1824].

Отдельные приливно-отливные шельфы обладают широким диапазоном форм поверхности дна, которые или приближаются к равновесному состоянию с современными гидродинамическими условиями на шельфе, или находятся в равновесии, или удаляются от него. Современное разнообразие и распределение приливно-отливных форм поверхности дна являются просто одним частным «моментальным снимком» шельфового осадка и эволюции этих форм, и в разрезе сохранится лишь немногое от их современной конфигурации.

Хотя приливно-отливные течения являются двунаправленными, прямолинейными или круговыми, они осуществляют преимущественно однонаправленную транспортировку осадка вследствие того, что 1) отливное и приливное течения обычно не равны по максимальной силе и продолжительности (рис. 7.39, *д*); 2) отливные и приливные течения могут следовать взаимоисключающими транспортными путями; 3) замедляющий эффект, связанный с круговым приливом, задерживает поступление осадка; 4) однонаправленное приливно-отливное течение может быть усиленно другими течениями, например дрейфовым ветровым течением. Взаимодействие этих процессов хорошо демонстрируется на примере наиболее изученных морей в мире, а именно морей Северо-Западной Европы, гидродинамический режим которых находится в частичном равновесии с формами поверхности дна и направлениями транспортировки осадка.

9.5.1. Распределение осадочных фаций вдоль направлений приливно-отливных течений. Пути движения приливно-отливных течений характеризуются отчетливыми донными формами и фациями, которые могут определяться 1) направлением близкого к поверхности приливно-отливного течения максимальной скорости (часто весенним пиком приливов); 2) удлинением эллипсов приливно-отливного течения; 3) направлением подветренного склона песчаных волн и песчаных гребней; 4) тенденцией к вытянутости в одном направлении продольных донных форм, включая ложбины смыва, продольные борозды, различные знаки препятствий, песчаные полосы, продольные песчаные участки и приливно-отливные гряды (= приливно-отливные песчаные банки); 5) направлением уменьшения размера зерен; 6) направлением уменьшения скорости приливно-отливного течения; 7) направлением уменьшения подъема прилива, обусловленного трением о дно [179].

Организация последовательности зон форм ложа вдоль пути прилива рассматривается рис. 9.9,*а*) в эмпирическом соответствии с пиком средней приповерхностной скорости весеннего приливного течения [2371]. Однако вариации в привносе осадка составляют дополнительный важный фактор, который приводит к различиям в особенностях распределения форм дна (рис. 9.9, *б, в*). Различают пять основных зон форм дна.

1) *Борозды и гравийные волны* распространены там, где скорость течения превышает 150 см/с. Течения создают характерные эрозионные формы различного размера от ложбин смыва длиной 150 км и шириной до 5 км, врезаемых на 150 м в морское дно (например, впадина Хёрд в проливе Ла-Манш [1020]), до более узких продольных борозд, прорезающих гравийное дно и параллельных направлению пиковых приливно-отливных течений, которые могут быть длиной до 8 км, шириной 30 м и глубиной 1 м. Полагают, что продольная конфигурация этих донных форм связана со спиральными движениями в течении. В дополнение к этим эрозионным формам образуются поперечные формы ложа, сложенные гравием, высотой около 1 м, с длиной волны до 10 м [178].

2) *Песчаные полосы* — продольные формы ложа, развивающиеся параллельно направлению течений, имеющих максимальную скорость по отношению к предполагаемому спиральному потоку. Они представлены полосами песка длиной более 15 км, шириной до 200 м и толщиной не более 1 м, которые лежат между полосами гравия [1341], причем их мелкозернистая составляющая может находиться в движении. Нормальная максимальная скорость приповерхностного течения немного превышает 100 см/с. При более высокой скорости течения полосы перестраиваются в уступы (гребни) песчаных волн с прямолинейными гребнями, но при более низкой (около 90 см/с) они образуют синусоидальные или барханоподобные песчаные волны [178]. Полосы расширяются и иногда при падении градиента скорости сливаются.

3) *Песчаные волны* — крупномасштабные поперечные формы ложа в общем с прямыми гребнями и хорошо выраженными подветренными склонами, которые обычно положе, чем угол естественного откоса (< 15°). Они характерны для многих современных приливно-отливных шельфов, но интенсивнее всего изучались в южной части Северного моря [1612, 2369, 2433]. Приливно-отливные песчаные волны в общем имеют высоту по крайней мере 1,5 м и длину волны бо-

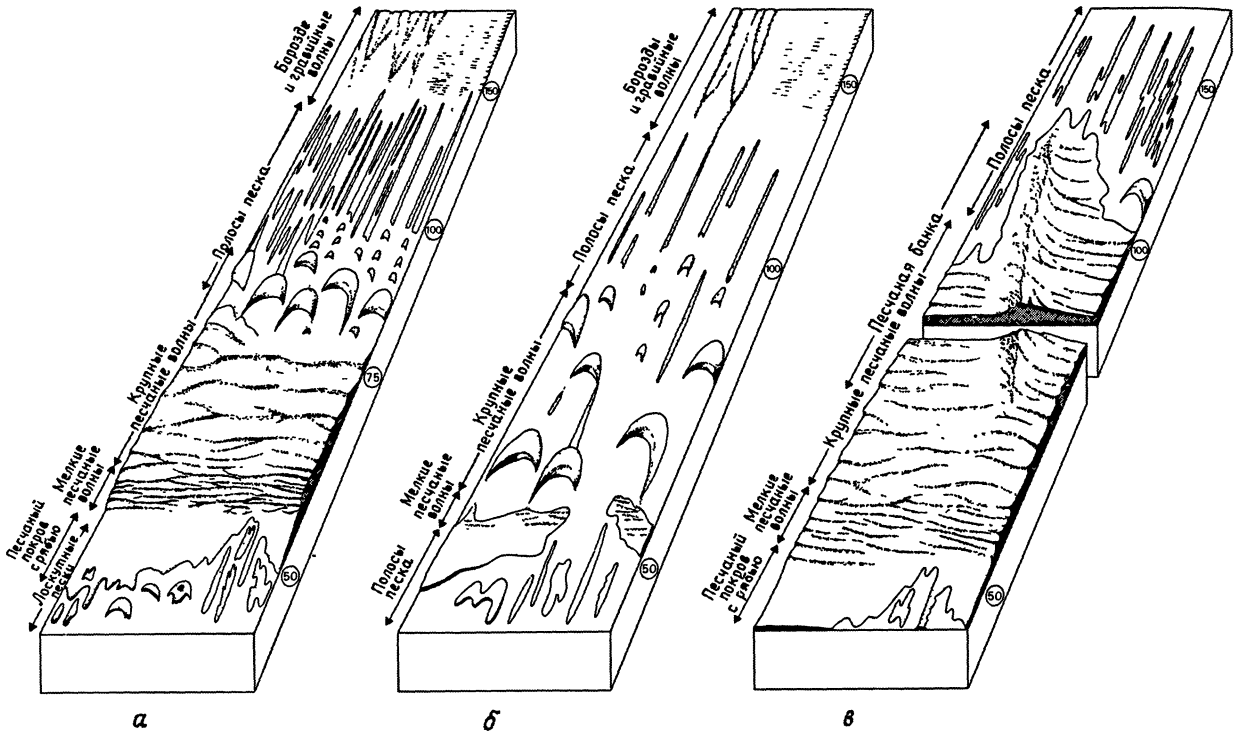


Рис. 9.9. Общая модель распределения форм дна вдоль пути прохождения приливно-отливного течения (*а*) и ее вариации при малом (*б*) и большом (*в*) привносе песка. Протяженность зон форм дна соответствует средней скорости (показана в см/с) приповерхностного течения в пике сизигийного прилива [178].

лее 30 м. Однако обычно они значительно крупнее, с высотой от 3 до 15 м и длиной волны 150—500 м. Они распространены там, где скорость течения больше чем 65 см/с.

Согласно самым надежным данным, высота песчаных волн составляет около ⅓, а длина волны в 6 раз больше глубины воды, но эмпирические данные столь сильно ограничены (по крайней мере шестью условиями), что общие взаимоотношения установить трудно [178].

Асимметрия этих форм по отношению к направлению максимального приповерхностного приливно-отливного течения рассматривается как показатель влияния современных каждодневных приливно-отливных течений [1161, 2367]. Эта идея хорошо подтверждается тем фактом, что на юге Северного моря направление фронтальной стороны песчаных волн согласуется с расчетными данными о направлении транспортировки песка, и распространены эти волны там, где скорость течения адекватна (средний весенний прилив 60 см/с) низкой и средней активности волн и где асимметрия эллипса приливного течения резко выражена [1612]. Однако точных данных о скорости миграции песчаных волн на юге Северного моря еще никогда не было получено.

4) *Лоскутные пески* — это участки песка, которые могут быть продольными и поперечными к направлению течения, могут расширяться вверх по течению и обычны в зонах, где средняя пиковая скорость весеннего прилива составляет менее 50 см/с. Такие скорости, вероятно, недостаточны для того, чтобы перемещать песок, и для этого необходимо содействие штормов (см. разд. 9.8). Участки песка обычно покрыты знаками ряби и так же, как окружающий их гравий, содержат разнообразную фауну, так что по крайней мере часть осадка на них является биогенной. Вследствие значительных размеров этих участков они имеют большие возможности сохраняться.

5) *Зона илов* обычно располагается в конце пути транспортирующих приливных течений [1613, 2367]. Взвешенный осадок перемещается параллельно или поперек основного пути транспортировки донного осадка нормальными приливными и ветровыми дрейфовыми течениями [2367]. Его

отложение контролируется границей давлений смыва приливно-отливного течения, эффективностью волновой деятельности и концентрацией взвешенного осадка [1615]. Илы накапливаются при различных ситуациях, но, так как их накопление зависит преимущественно от активности волн, наиболее обширные участки ила располагаются на средних глубинах (< 30 м). Вблизи острова Гельголанд в Гельголандской бухте сочетание умеренной концентрации взвешенного осадка и малой эффективности волн приводит к тому, что илы накапливаются на глубинах 20—40 м со скоростью 15,5 см за 100 лет, несмотря на то что максимальная скорость приливно-отливного течения составляет у поверхности 60 см/с, а в одном метре над дном 30 см/с [1610, 1996]. С другой стороны, на глубине более 100 м ил на дне пролива Святого Георга смывается приливно-отливными течениями, скорость которых превышает 100 см/с. Кроме того, илы отсутствуют на обширных пространствах на севере Северного моря, потому что там низкая скорость осадконакопления весьма часто сочетается с волновым перемешиванием [1613].

9.5.2. Особенности рассеивания осадка. Распределение фаций в морях на северо-западе Европы показывает, что особенности распространения осадков и морфологические формы дна параллельны направлению современных приливно-отливных течений, а они в основном параллельны береговой линии (рис. 9.10). Эти особенности обусловлены характером приливно-отливных течений и лишь незначительно зависят от местных условий, таких как морфология бассейна, неровность дна, наличие песков и защищенность от штормовых волн [1343].

Наиболее полно развитые транспортные пути имеют длину более 100 км, но многие развиты неполно, некоторые расходятся или сближаются. Зоны дивергенции или отделения донного твердого стока обычно являются участками общего размыва (чистой эрозии). Однако и в этих зонах, если имеется приток песка с берега, может происходить накопление осадка, как показало изучение пляжей Норфолка [461]. Следовательно, не все пески являются переотложенным реликтовым материалом [2370]. Зоны конвергенции путей влекомых осадков маркируют места накопления осадков и могут представлять собой поля песчаных волн, как на Западных подходах (рис. 9.11).

Хотя пути транспортировки взвешенного тонкозернистого осадка (поскольку на них влияют ветровые дрейфовые течения и общая циркуляция воды) могут отличаться от путей донной разгрузки [6], илы накапливаются преимущественно в конце каналов донной разгрузки, так как в этих местах обычно низка волновая активность [1610, 1611].

9.5.3. Приливно-отливные песчаные гряды. Приливно-отливные песчаные гряды и банки — это крупномасштабные линейные формы ложа, длинная ось которых ориентирована косо под углом до 20° к направлению наиболее сильных приливно-отливных течений [1342]. В прибрежной части они ассоциируются с приливно-отливными дельтами (разд. 6.5.2.) и эстуариями (разд. 7.5.1). Вдали от берега они должны были бы занимать переходное положение между зоной песчаных полос и зоной крупных песчаных волн (скорость течения 100 см/с), но наблюдения показывают, что это не так. Вместо этого их распространение более тесно связано с трансгрессивной историей прилегающего побережья и прибрежных районов [2393].

Приливно-отливные песчаные гряды состоят из хорошо сортированного средне- и мелкозернистого песка с фрагментами раковин. Часто размер зерен в материале гряды более тонкий, чем можно было бы ожидать по силе течения, связанного с грядой ([178], с. 49). Песчаные гряды вокруг Британских островов обычно имеют длину 50 км, ширину 1—3 км, высоту 10—50 м и располагаются на расстоянии до 12 км друг от друга. Никакой простой зависимости между размерами гряд и глубиной воды не было установлено, хотя для некоторых групп отмечаются систематические вариации длины и высоты, как, например, в грядах Норфолка на востоке Англии (рис. 9.12), размер которых уменьшается при удалении от берега [1161]. Косая ориентировка большинства гряд к направлению приливно-отливного течения означает, что транспортировка осадка к каждой из двух сторон гряды осуществлялась либо преимущественно отливным, либо преимущественно приливным течением (рис. 9.13). Неравнозначность, типичная для таких течений (см. рис. 9.35), обусловливает развитие асимметричного поперечного сечения активных балок, которое сохраняется в виде серии основных пологих (3—7°) внутренних плоскостей напластования, разделенных более мелкомасштабной косой слоистостью (рис. 9.14, б). Эта последняя отражает песчаные волны, образованные в направлении прилива и отлива, на поверхности современных активных гряд. Песчаные волны располагаются косо, но по направлению к гребню гряды становятся параллельными ему, указывая на конвергенцию направлений потока вдоль гребня. Прогрессивное изменение ориентировки песчаных волн объясняется их рефракцией, так как клиновидная форма гряды прогрессивно препятствует течению.

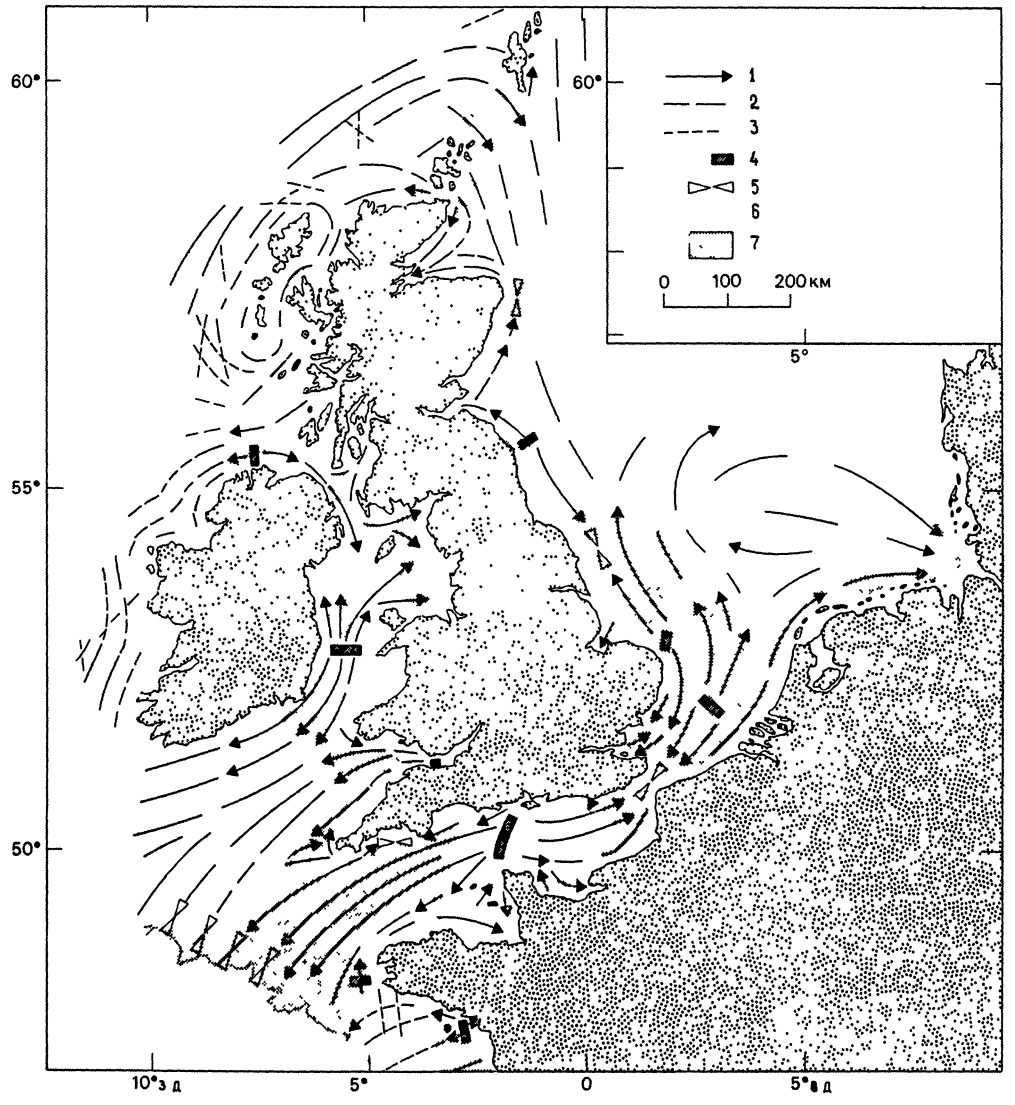


Рис. 9.10. Распределение путей преимущественной транспортировки песка и их взаимоотношения с основными районами распространения песчаных волн на северо-западе континентального шельфа Европы [1281, 1343, 2368, 2371]. Пути транспортировки песка: *1* — известные; *2* — предполагаемые; *3* — возможные; *4* — участки разгрузки осадков; *5* — участки конвергенции разгрузки; *6* — край шельфа; *7* — основные районы песчаных волн.

Приливно-отливные песчаные гряды либо возникли при современных гидравлических условиях, либо являются частично реликтовыми образованиями более раннего стояния уровня моря, которые теперь реагируют на современные условия [2395]. В настоящее время можно выделить два конечных члена в морфологическом ряду гряд [178].

1) *Активно живущие гряды* связаны с течениями, скорость которых превышает 50 см/с, и покрыты песчаными волнами с рассеянными мелкими гребнями; относительно крупнозернистый осадок приурочен к зонам гребней. Они имеют асимметричное поперечное сечение с более крутыми подветренными склонами, наклоненными под углами до 6° (рис. 9.14, *а*), и развиваются на гравийном ложе. Гребни гряд резкие, за исключением тех случаев, когда они достигают уровня моря, и тогда они сравниваются и перемываются, так

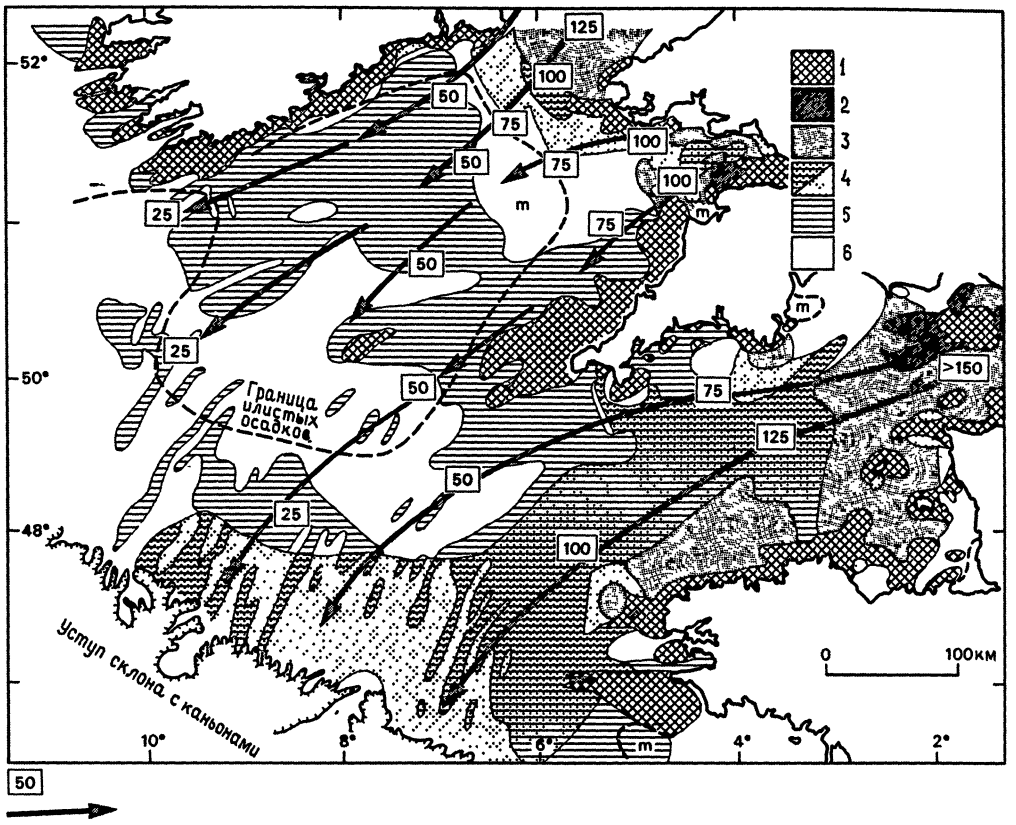


Рис. 9.11. Распределение типов дна на Западных подходах и в Кельтском море и их взаимоотношения с главными путями транспортировки веществ приливно-отливными потоками, сила которых уменьшается вниз по течению [1281]. Типы дна: *1* — грубые породы, мобильность песка очень высокая; *2* — борозды; *3* — полосы песка, мобильность песка высокая; *4* — крупные песчаные волны, мобильность песка средняя; *5* — лоскутные пески, мобильность песка низкая; *6* — песчаный покров с рябью, мобильность песка низкая.

что поперечное сечение становится уплощенным. В эстуариях гряды имеют широкие и плоские вершины, часто обнажающиеся при низком отливе.

2) *Отмирающие гряды* имеют округлое сечение и падение склонов под углом 1° и меньше (рис. 9.14). Они развиты на песчаном и глинистом дне в относительно глубоких водах и связаны с течениями, скорость которых составляет менее 50 см/с. Некоторые из отмирающих гряд имеют острые гребни и несут песчаные волны, они распространены на умеренных глубинах и рассматриваются как переходные между активными и отмирающими формами. Отмирающие песчаные гряды, такие как распространенные в Кельтском море и в более глубоких частях Северного моря (рис. 9.12), образовались во время более низкого уровня моря и сохраняются сейчас под оболочкой илов. С другой стороны, современные активные гряды, по-видимому, сливаются вместе и сохраняются в виде протяженных песчаных покровов [1342].

Морфологическая последовательность от удаленных от берега отмирающих гряд и прибрежных активных гряд прослеживается далее к берегу (в пределах зоны участков выпахивания дна) к грядам параболической формы, где они изменяются за счет слияния благодаря действию приливных потоков поперечных к их направлению (рис. 9.13). В свою очередь такие же параболические гряды могут быть связаны с особенностями прибрежных смывных каналов [2395], так что вся последовательность морфологических типов гряд, по-видимому, отражает связь с трансгрессией.

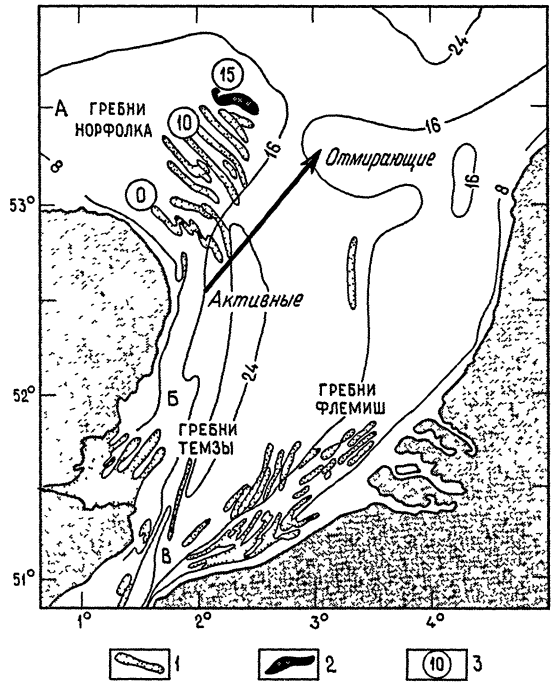


Рис. 9.12. Группы песчаных гребней. *А* — последовательное развитие Норфолкского комплекса гребней, показывающее переход в северном направлении от прибрежных активных гребней к более глубоким отмершим гребням. *Б* — гребни эстуария Темзы. *В* — гребни Флемиш [2372]. *1* — активные гребни; *2* — отмирающие; *3* — средняя глубина по поверхности гребня.

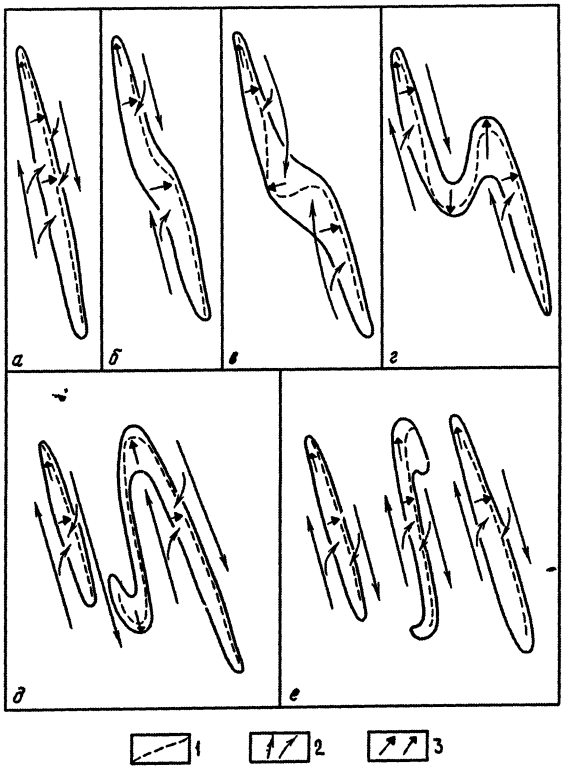


Рис. 9.13. Модель роста и развития линейных песчаных гребней. Линейные песчаные гребни развиваются между двумя изменчивыми смежными отливным и приливными каналами (стадия *а*). Неодинаковость вторичных поперечных смывных потоков приводит к разрушению прямолинейности осевой линии (стадии *б* и *в*). Образующаяся двойная кривая приводит к зарождению пары отливных и приливных каналов (стадия *г*). Каналы продолжают удлиняться, приводя к параллельному расположению центрального гребня по отношению к прилегающим гребням (стадия *д*). Начальный цикл, таким образом, заканчивается, но может продолжаться и далее, когда уже образуются три гребня вместо одного. Эта последовательность развития гребней основана на данных по зоне внутренних активных гребней банки Норфолк (см. рис. 9.12, *А*) [436]. *1* — ось банки; *2* — направление потока преобладающих донных течений и потока песка; *3* — направление движения основной и малой банки.

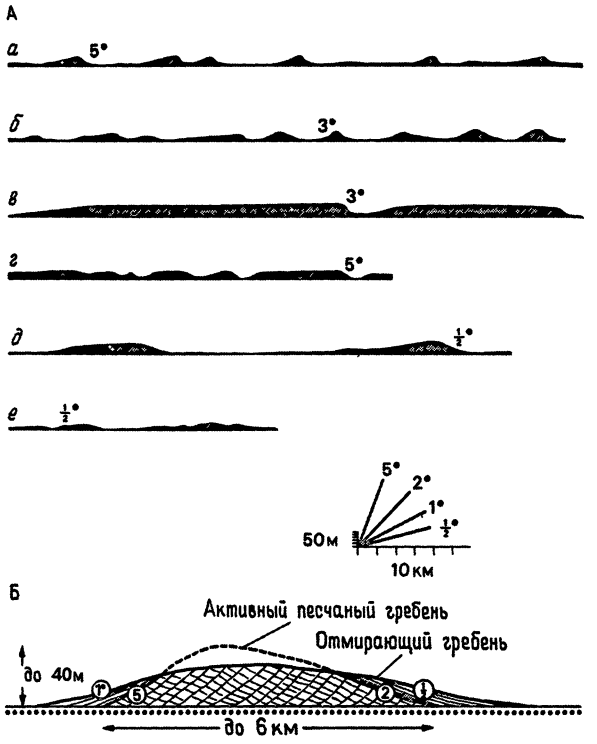


Рис. 9.14. Поперечные сечения современных песчаных гребней. *А* — общая форма активных и отмерших гребней. *Б* — взаимоотношение внутренней стратификации и внешней морфологии гребней [2372]. *а, б* — активные (открытый шельф); *в, г* — активные (ограниченно); *д, е* — отмирающие. Превышение вертикального масштаба ×30.

9.6. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ШЕЛЬФЕ С ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ШТОРМОВЫМ РЕЖИМОМ (ВЕТРОВОЙ И ВОЛНОВОЙ РЕЖИМЫ)

Во многих шельфовых морях, включая большинство периконтинентальных морей, приливные течения играют меньшую роль, чем течения, вызванные волнами. Диапазон прилива в них небольшой, редко превышает 2—3 м, максимальная скорость обычно меньше 30 см/с. Таким образом, гидравлический режим обусловлен преимущественно метеорологическими факторами, которые характеризуются резко выраженной сезонностью. Наиболее интенсивно действие волн проявляется на тех шельфах, которые обращены преимущественно к западным ветрам и открыты для океанских волн (например, Берингово море, шельф у побережья штатов Вашингтон и Орегон, Баренцево море, северо-восточная часть Атлантического шельфа), тогда как на шельфах, расположенных с преимущественно подветренной стороны, условия менее активные (например, восточное побережье США). Частично замкнутые моря, такие как Мексиканский залив, характеризуются еще менее интенсивным, более слабым и спорадическим ветровым воздействием.

Среди шельфов с преимущественно штормовым режимом лучше других изучены побережья штатов Орегон — Вашингтон, Атлантический шельф США, Мексиканский залив и Берингово море.

9.6.1. Преимущественно штормовая (ветровая и волновая) седиментация на шельфе штатов Орегон—Вашингтон. Распределение осадочных фаций на шельфе штатов Орегон—Вашингтон (рис. 9.1) контролируется главным образом сезонными штормами, разгрузкой рек, привносом осадка, апвеллингом и переработкой осадка организмами.

Гидравлический режим. Главным источником энергии являются метеорологически индуцированные течения, включая и течения волнового дрейфа (волновые валы), и непосредственно ветровые дрейфовые течения, которым свойственна наиболее сильная сезонная изменчивость. В летний период течения в общем могут лишь перерабатывать поверхность осадка на внутреннем шельфе. Прибрежная зона испытывает влияние апвеллинга, так что поверхностные воды перемещаются от берега в соответствии с северными ветрами [1016, 2290]. В районе среднего и внешнего шельфа из взвеси отлагаются алевриты и илы, которые перерабатываются организмами.

Зимой интенсивность физических процессов резко возрастает, шельф подвергается воздействию сильных ветров и океанических штормовых волн. Важной метеорологической особенностью является удлиненная область низкого давления в заливе Аляска, которая генерирует исключительно сильные ветры южного направления, дующие примерно параллельно побережью штатов Орегон—Вашингтон. Непосредственное ветровое давление образует в основном однонаправленные течения, следующие у дна на северо-запад. Скорость течений часто составляет 40 см/с и даже может превышать 80 см/с [2281]. При таких скоростях течения эродируют и транспортируют песок и алеврит в виде стока по дну и в виде взвеси [2330] и перемещают осадок по направлению к краю шельфа.

Эффективность этих течений может значительно увеличиваться за счет волн, вызванных штормами в северной части Тихого океана и проходящих по шельфу [1394, 2330]. В соответствии с этим формируется серия симметричных волновых знаков ряби, направленных с севера на юг (параллельно побережью) на глубинах до 204 м. Умеренные штормы и передовые волны главных штормов, как полагают, образуют знаки ряби на дне шельфа на глубине до 100 м, тогда как летом средние волны ограничиваются образованием знаков ряби на глубинах менее 85 м. Таким образом, зимние штормы образуют *даунвеллинг* (опускание вод с поверхности на глубину), при котором однонаправленные донные течения текут немного косо в сторону моря или параллельно береговой линии, тогда как волны двигаются в восточном направлении и следуют приблизительно параллельно берегу.

Сезонно меняющиеся полупостоянные океанические течения, Калифорнийское и Давидсона, также оказывают сильное влияние на шельф [2281] при латеральной миграции в сторону шельфа, особенно зимой, когда придонное течение направлено к северу. Летом происходит обратное. Течения слишком слабы, чтобы эродировать морское ложе, но могут переносить взвешенный осадок и усиливать направленное к северу ветровое дрейфовое течение в течение зимы. Смешанные и полусуточные приливы высотой 2—3 м вызывают круговые приливно-отливные течения, которые усиливают другие донные течения, но сами относительно слабы. Приливно-отливные течения на среднем и наружном шельфах имеют среднюю скорость лишь 10 м/с [1046]. Однако на внутреннем шельфе средняя скорость течения может достигать 30 см/с и часто усиливается за счет волновых валов.

Осадочные фации. На шельфе Орегона имеются три основные фации: 1) песчаная, 2) смешан-

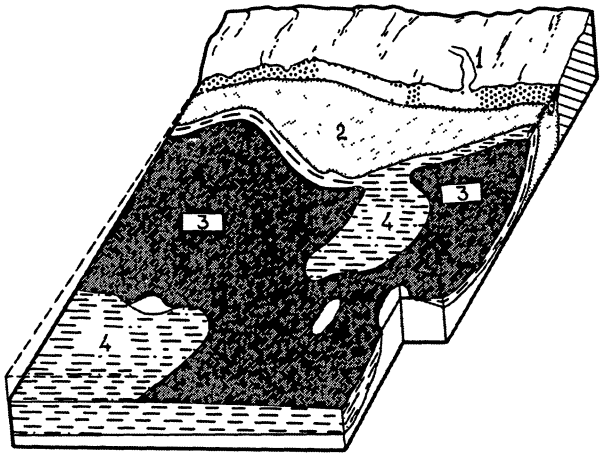


Рис. 9.15. Схема распределения осадочных фаций на юге шельфа Орегона [1428]. *1* — прибрежная область; *2* — песок; *3* — ил; *4* — смесь песка и ила.

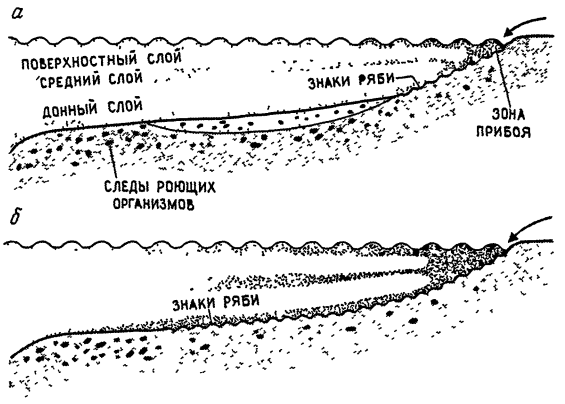


Рис. 9.16. Структура сезонной седиментации на континентальном шельфе Орегона. Турбидные слои показаны точками [1428]. Транспортировка турбидного слоя и образование знаков ряби происходят в течение зимы за счет высокого привноса осадка береговыми потоками и длительного периода образования волновых знаков ряби на дне в водах глубиной до 125 м. *а* — лето, низкий привнос осадка; *б* — зима, высокий привнос осадка.

ная песчаная и иловая, 3) иловая [1428]. Хотя эти фации не точно зависят от глубины, пески в общем распространены на внутреннем шельфе и у береговой линии [469], илы — на среднем и нижнем шельфах, смесь песков и илов отлагается либо между песками и илами, либо на наружном шельфе (рис. 9.15).

1) *Песчаная фация* простирается до глубины воды 50—100 м и состоит из песков и гравия. Современные (аллохтонные) детритовые пески отличаются от перемытых in situ (автохтонных) осадков, которые имеют железистую рубашку. Второстепенные компоненты представлены диатомовыми, фораминиферами, радиоляриями и глауконитом, который концентрируется на поднятиях и на краю шельфа.

Биотурбация интенсивная, но иногда горизонтальная слоистость сохраняется. Песок отлагается из взвеси в течение штормов, а затем переоткладывается волнами и организмами (например, частично слоистые, частично биотурбированные штормовые слои на Калифорнийском побережье; см. разд. 7.2.2 и 7.2.3; рис. 9.25, *г*). Распространение крупнозернистых осадков ограничено устьями эстуариев, а на шельф транспортируется только очень мелкозернистый песок или еще более мелкий материал. Соответственно на севере и в центральной части шельфа Орегона осадки более мелкие, чем 2,75φ, становятся постепенно все тоньше с увеличением глубины воды [1428]; эта особенность лишь незначительно нарушается при увеличении привноса алеврита и ила вблизи устьев рек (см. ниже).

2) *Смешанная песчаная и иловая фация* является продуктом биогенной переработки и полного нарушения стратификации песчаных и иловых фаций. На наружном шельфе эта фация состоит из современных иловых осадков и реликтовых песков.

3) *Иловая фация* имеет изменчивую мощность (10 — > 40 м) и распространена изолированными участками, но преобладает на среднем шельфе и на части наружного шельфа.

Ил составляет количественно наиболее существенную часть осадка, который привносится через устья крупных рек. Мелкозернистый осадок поступает на шельф в двух слоях (рис. 9.16): 1) приповерхностный слой связан с сезонным термоклином; он перемещается в сторону моря в виде шлейфа уменьшающейся в направлении от берега плотности, которая изменяется в соответствии с речным выносом; 2) среднеглубинный слой связан с постоянным пикноклином; он соответствует уровню термоклина; термоклин смещается по вертикали и становится более толстым в направлении к краю шельфа. Взвешенный осадок поступает к термоклину из поверхностного слоя, а биогенный материал привносится апвеллингом. Кроме того, существует еще придонный слой, который получает осадок из вышележащих слоев и в результате взмучивания субстрата волнами и течениями.

При высокой концентрации осадка могут образовываться потоки низкой плотности со скоростями 15—20 см/с [1393]. Наиболее мощные слои илов накапливаются вблизи главных точек выноса и там, где активность волн умеренная. Наиболее существенным поставщиком ила является река Колумбия с ежегодным выносом взвешенного осадка примерно 11 млн. м^3 [1428]. Однако максимальная скорость накопления илов составляет лишь 6 см за 1000 лет. Такая незначительная скорость обусловлена повторным взмучиванием и перемещением ила за пределы шельфа в течение зимних штормов. Летом, когда волны имеют меньшую способность к повторному взмучиванию осадка, глинистые фации распространены шире, и песчаный субстрат часто покрывается илом.

9.6.2. Преимущественно штормовая (ветровая) седиментация на северо-западе Атлантического шельфа. Атлантический шельф Северной Америки (рис. 9.1) также принадлежит к шельфам с преимущественно штормовым режимом, но отличается от шельфа Орегон—Вашингтон в следующих отношениях: 1) для внутреннего шельфа характерна сложная топография песчаных гряд (рис. 9.17); 2) структура поверхности и текстуры песчаного покрова в большой степени являются результатом переотложения in situ под воздействием современного гидравлического режима и крайне ограниченного непосредственного привноса терригенного материала, даже тонкозернистого; 3) волновой режим менее интенсивный; 4) континентальная окраина тектонически неактивная, а низкий рельеф суши защищен протяженными береговыми барьерами.

На шельфе и в его песчаном покрове проявляются определенные вариации действующих процессов и ответные реакции осадконакопления [1377, 1379], связанные с географическим положением. Особенности северной банки Джорджес-Банк частично унаследованы от субстрата (они и преобладают), а частично обусловлены действием приливно-отливного течения, перерабатывающего относительно грубые плейстоценовые ледниковые осадки. На юге Северо-Атлантического шельфа преобладает эрозия, осадок не откладывается и образуются биогенные карбонаты in situ. В средней части Северо-Атлантического шельфа признаки древних речных отложений сочетаются с продуктами действия современных преимущественно волновых процессов и течений.

Гидравлический режим. На побережье диапазон прилива часто составляет лишь 1—2 м, а максимальная скорость приливного течения в удале-

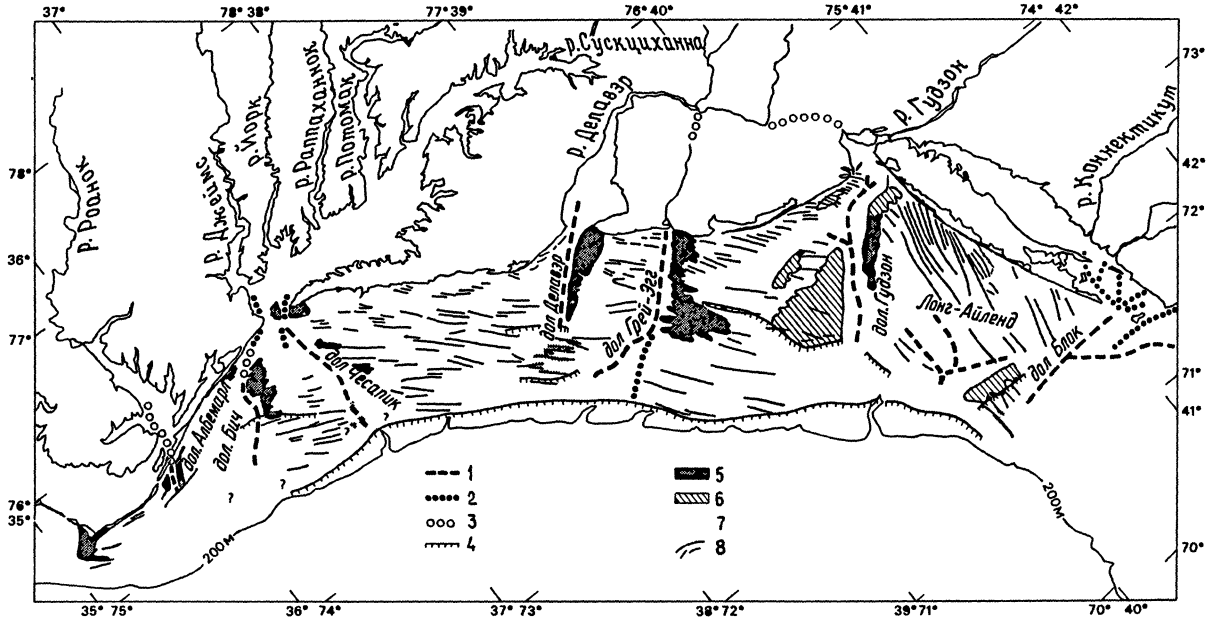


Рис. 9.17. Основные морфологические черты Среднеатлантического залива, Восточный шельф США [2397]. Схематический разрез см. на рис. 7.35. *1* — каналы на поверхности; *2* — подповерхностные каналы; *3* — предполагаемые каналы; *4* — обрывы; *5* — отступившие намывные массивы; *6* — куэсты; *7* — край шельфа, шельфовые дельты; *8* — песчаные гребни.

нии от берега обычно меньше 20 м/с. Можно различать две гидравлические зоны. 1) *Внутренняя зона*, где направленное к югу движение воды усиливается штормами и связанным со штормами даунвеллингом. На некоторых участках развивается береговой струйный поток [170, 2161], наружная часть которого развивает скорость свыше 50 см/с [2403]. 2) Во *внешней зоне*, особенно на юге Северо-Атлантического шельфа, преобладает поток, направленный к северу. Это отражает сопряжение Гольфстрима с шельфовыми водами [1204], и опять же эта общая черта может усиливаться штормами, двигающимися в северо-восточном направлении. Таким образом, преобладают ветровые и дрейфовые волновые течения [2392] со скоростями, типичными для связанных со штормами донных течений и достигающими 20 или 30 см/с.

Компоненты поверхности песчаного покрова. Характер поверхности песков на Среднеатлантическом шельфе показывает непрерывную совокупность процессов переотложения, которые последовали за голоценовой трансгрессией, развивающейся в западном направлении [782]. Песчаные тела образуются в основном за счет местного переотложения in situ волнами и течениями ранее отложенных осадков и за счет относительно ограниченного поступления материала в связи в латеральным переносом.

Среди шельфовых процессов различают два класса признаков.

Признаки первого порядка — это совокупность структур, которые располагаются нормально к береговой линии. К ним относятся и древние дренажные системы с мелководными переработанными массивами (рис. 9.17) и бывшими зонами конвергенции, которые встречаются у возвышенных мысов с крутыми обрывами [1451, 2396]. Бывшие речные русла, многие из которых имеют погребенный тальвег на 60 м ниже уровня моря, указывают на сложную историю их образования, заполнения осадком и латеральную миграцию; их заполнение происходило как с севера, так и с юга, что указывает на важную роль этих русел в улавливании осадка и в прерывании путей транспортировки песка [782, 2572]. С погребенными руслами связаны широкие намывные массивы, которые образовались при отступании центров литорального осадконакопления на бортах устьев эстуариев [2403].

Признаки второго порядка представляют собой формы меньшего масштаба, такие как продольные гряды и низины, которые развиваются между и на намывных массивах первого порядка (рис. 9.17). С вершинами гряд связаны асимметричные песчаные волны, которые располагаются косо к гребню гряды.

Морфология и процессы, действующие на пески внутреннего шельфа. 1) Продольные гряды в типичном случае имеют высоту 3—9 м, длину 9—15 км и ширину до 3 км. Происхождение и детали их динамики определенно не установлены, но имеются различные геоморфологические и текстурные данные, которые позволяют построить модель процесса их образования [2403]. Гряды ориентированы косо относительно береговой линии и относительно направления пикового течения. В поперечном сечении они асимметричны: склон, обращенный в сторону моря и вниз по течению (на юг), более крутой и имеет более тонкую текстуру. У побережья шт. Мэриленд наблюдаются закономерные изменения в морфологии гряд, выраженные в том, что в направлении моря склоны гряд становятся более пологими, а сечение их более широким [2398]. Миграция песчаных волн на этих структурах (сравните с разд. 9.5.3) частично указывает на двуслойность потока, состоящего из даунвеллинга, направленного в глубину моря, и донного компонента. Структура спирального потока, связанная с шельфовыми штормовыми потоками, не исключает приведенные данные.

Удаленные от берега продольные гряды, вероятно, возникают путем отделения от гряд прибрежной зоны [672, 2399] за счет разрушения перемычек между раскрывающимися к северу (навстречу течению) понижениями между гребнями (рис. 9.18). Гребни гряд расчленяются под действием течения и наконец становятся изолированными. Предполагается, что эти гряды образуются в результате отделения от прибрежной зоны (за счет перемыва верхней предфронтальной зоны; см. разд. 7.4) путем переотложения постголоценовых отложений предфронтальной зоны и

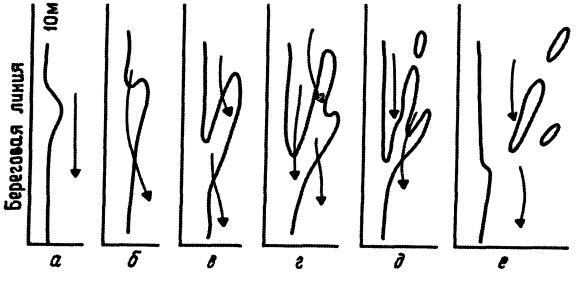


Рис. 9.18. Модель прогрессивного отделения и изоляции прибрежных отмелей и их превращения в прибрежные линейные гребни [782]. *а, б* — начальная стадия; *в, г* — рост путем аккреции отмели и размыва впадины; *д, е* — отделение и начало образования новой отмели.

пляжа [782, 2398]. Так как береговая линия по мере трансгрессии перемещается в сторону суши, продольные гряды сдвигаются с активного прибрежного участка на более глубокое удаленное от берега неактивное место (сравните с отмирающими песчаными грядами; разд. 9.5.3).

Близкая связь этих песчаных гряд с трансгрессивной эрозией (см. рис. 7.35) и их взаиморасположение с тонкозернистыми фациями на наружном шельфе доказывают, что деградирующие песчаные гряды наружного шельфа имеют высокий потенциал сохранности. Можно, следовательно, ожидать встретить их в древних трансгрессивных разрезах шельфа [782].

2) Бары, связанные с заливами (называемые также «отмели при впадении эстуария»), представляют собой выпуклые в сторону моря бары в устьях крупных эстуариев и приливных каналов. Эти бары протягиваются в сторону моря на несколько километров и представляют собой сложную гидравлическую систему, в которой преобладают прибрежные приливно-отливные течения, и образуют переходную зону к шельфу с преобладанием штормового режима.

3) Бары, связанные с мысами, представляют собой бары, которые прилегают к вытянутым выступам суши и имеют характерную форму «головки молотка» с тупым концом в сторону моря. Выступы суши действуют как экран, препятствующий переносу осадка вдоль берега, и обусловливают характерную форму баров за счет комбинации отражения волн и сильного, направленного к югу движения штормовых течений [2402]. Образованные таким образом гряды, выпуклые в сторону моря, длинными осями направлены навстречу приходу волны. Впадины между ними обычно становятся мельче в южном направлении и гребни, как полагают, срезаются штормовыми течениями [2397]. Кроме того, они иногда покрыты песчаными волнами, подветренные склоны которых обращены на юг, параллельно удлинению гребней [1204].

9.6.3. Другие шельфы с преимущественно штормовым режимом: Мексиканский залив и Берингово море. *Мексиканский залив* (рис. 9.1) представляет собой частично замкнутый, микроприливный периконтинентальный шельф с преимущественно ветровым режимом, хотя относительно низкой энергии. В результате осадки, покрывающие шельф прибрежья Техаса, не соответствуют современным процессам на шельфе в такой же степени, как в шельфовых морях с более высокой ветровой активностью; современные черты распределения текстур в основном отражают реликтовые особенности. Наиболее широко распространенным современным процессом является перемешивание бентосными организмами базальных песков голоценовой трансгрессии с современными илами, в результате чего образуются гомогенизированный и пятнистый осадки [1701].

Современными гидравлическими процессами, которые контролируют особенности распределения осадка, являются: 1) сеть направленных к югу течений, связанных с северными ветрами, которые сопровождаются частыми зимними штормами, 2) направленные от берега волновые валы, интенсивность которых увеличивается с уменьшением глубины [548], и 3) транспортировка во взвеси приносимых с берега обогащенных алевритом илов, которые приносятся по приливно-отливным протокам и эстуариям [2239] в связи с отливной разгрузкой.

Анализ распределения текстурных признаков поверхности осадков показывает присутствие реликтовых, палимпсестовых и современных осадков [2239]. Неправильности распределения текстурных признаков (рис. 9.19, *а*) ясно свидетельствуют о нарушении равновесных условий на этом шельфе [548]. Однако проявляется несколько тенденций, указывающих на связь с тремя источниками осадконакопления, расположенными в прилегающих районах (рис. 9.19, *в*): 1) северная провинция палимпсестовых песчаных илов, которые представляют собой переотложенные древние дельтовые отложения Бразос—Колорадо, 2) центральная междельтовая провинция современных алевритовых илов, которые были принесены с берега, 3) южная провинция относительно неподвижных отложений, которые представлены илистыми песками древней дельты реки Рио-Гранде. Первые две провинции постепенно переходят одна в другую и, как полагают, подвергаются перемешиванию за счет направленного на юг перемещения осадков и перемещения осадка остаточными течениями. В отличие от этого центральную провинцию от южной отделяет относительно резкая граница в виде перекрывания современными алевритовыми илами реликтовых илистых песков. Например, это перекрытие выражено в виде направленного к югу языка алевритовых осадков, расположенного между изобатами 30—45 м (рис. 9.19, *а, в*).

Эта часть Мексиканского залива, следовательно, находится пока в умеренно неравновесном состоянии, но, по-видимому, очень медленно сдвигается в сторону равновесных условий. В этом отношении Мексиканский залив заметно отличается от нашего следующего примера — Берингова моря.

Берингово море отличается от всех приведенных в этом разделе примеров двумя особенностя-

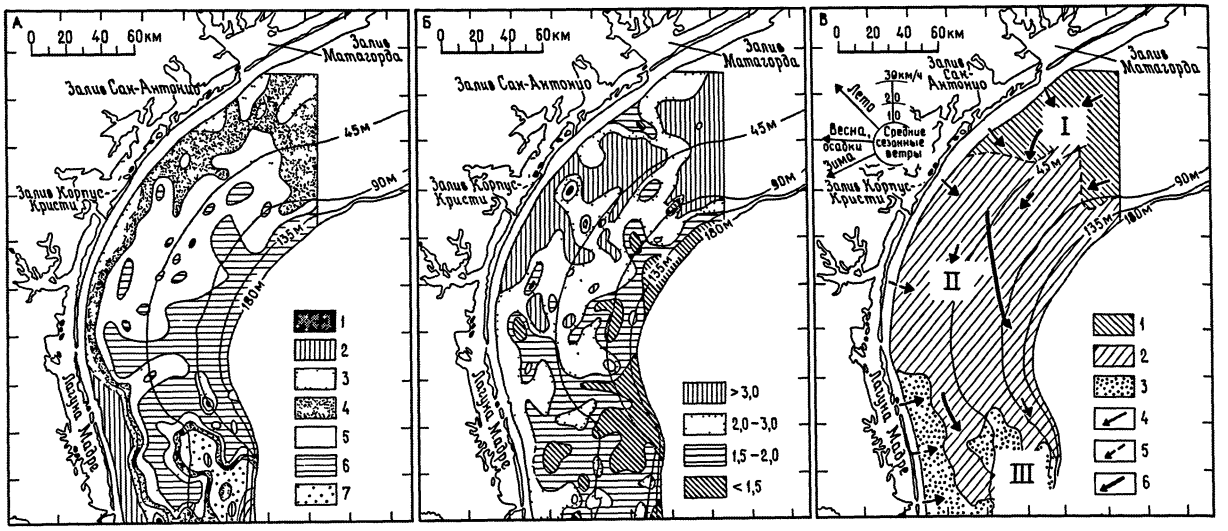


Рис. 9.19. Распределение текстур поверхностных шельфовых осадков на континентальном шельфе южного Техаса, северо-запад Мексиканского залива. *А* и *Б* — средний размер зернистости и отношение алеврит/глина соответственно. Виден общий текстурный градиент уменьшения зернистости и отношения алеврит/глина в сторону бассейна. Лоскутный облик карт распределения текстур отражает смешанное происхождение шельфовых осадков и их частичное несоответствие современным процессам. *В* — концептуальная модель системы дисперсии осадка и взаимоотношений реликтовых, палимпсестовых и современных осадков [2239]. *А* — карта изолиний среднего диаметра зерен (первый вариант): *1* — тонкий песок (2,0—3,0 φ); *2* — очень тонкий песок (3,0—4,0 φ); *3* — крупный алеврит (4,0—5,0 φ); *4* — средний алеврит (5,0—6,0 φ); *5* — тонкий алеврит (6,0—7,0 φ); *6* — очень тонкий алеврит (7,0—8,0 φ); *7* — глина (>8,0 φ). *Б* — карта изолиний отношений алеврит/глина. Карта *В*: I — палимпсестовые песчаные илы (перемытая древняя дельта Бразос—Колорадо); II — современные алевритовые илы; III — реликтовые илистые пески (неподвижные отложения древней дельты Рио-Гранде). *1* — провинция древней дельты Бразос — Колорадо; *2* — междельтовая провинция; *3* — провинция древней дельты Рио-Гранде; *4* — остаточная адвективная транспортировка; *5* — диффузная транспортировка; *6* — результирующая сеть транспортировки осадка.

ми: 1) является эпиконтинентальным морем, сравнимым по размеру с шельфом северо-запада Европы (рис. 9.1), 2) содержит значительную часть современных осадков, которые находятся в равновесии с действующими сейчас процессами (рис. 9.20). Детали гидравлического режима Берингова моря сложны и разнообразны, на разных участках шельфа преобладают и приливные, и волновые, и связанные с ветровым режимом процессы. Однако по классификации оно относится к морям со штормовым режимом, так как процессы, которые контролируют размыв и транспортировку осадка, связаны со штормами [406, 1770]. Наиболее крупным районом современного осадконакопления является Бристольский залив в юго-западной части Берингова моря (рис. 9.20). Здесь преобладает штормовой гидравлический режим [2204—2206]. Поверхностный осадочный покров представлен главным образом тонкосреднезернистым песком с прогрессивным уменьшением зернистости и степени сортировки в сторону моря. Обе тенденции хорошо совпадают с батиметрическими контурами.

Основным источником энергии является деятельность волн, которая наиболее интенсивно проявляется во время зимних штормов и сопровождается параллельными побережью остаточными течениями с максимальной скоростью у поверхности 50—70 см/с. Распределение фаций, таким образом, интерпретируется как отражение прогрессивного уменьшения энергии на шельфе в соответствии с глубиной воды и уменьшением интенсивности воздействия волн. На этом основано подразделение текстур на шельфе.

Северная часть Берингова моря покрыта современными и палимпсестовыми шельфовыми отложениями (рис. 9.20), которые испытывают влияние: 1) сложное гидравлическое как результат действия волн, приливов, океанических и вызывающихся штормами течений, 5) голоценового поднятия уровня моря в голоцене, 3) современного привноса речных осадков, в особенности через

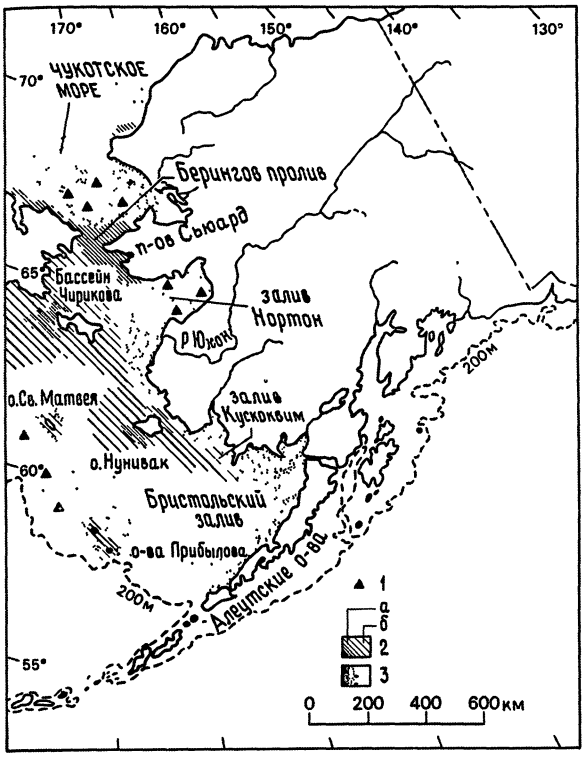


Рис. 9.20. Обобщенная схема распределения реликтово-палимпсестовых и современных осадков на Беринговом шельфе. Заметьте общее уменьшение зернистости в сторону моря, особенно в Бристольском заливе ([1769], основано на данных [1378, 1770, 1771, 2206]). *1* — мощность современных отложений; *2* — реликтово-палимпсестовые: *а* — крупнозернистые, *б* — тонкозернистые; *3* — современные.

дельту Юкона, 4) колебаний в распределении плейстоценовых ледниковых отложений и коренных пород морского дна; 5) незакономерностей морфологии бассейна.

Различаются два крайних типа разрезов шельфа — палимпсестовый и современный [1769].

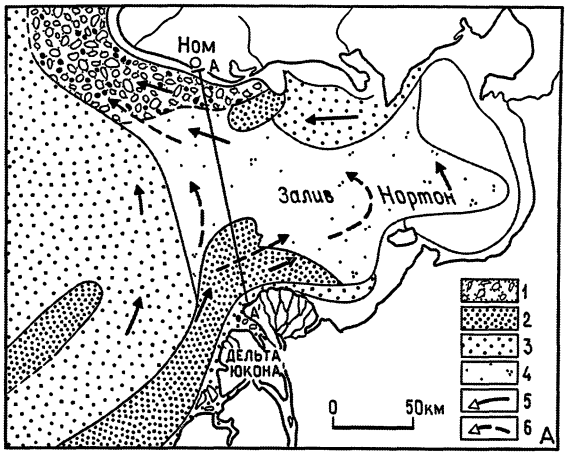
1) Базальные трансгрессивные остаточные отложения тонко- и среднезернистых галечных песков, перекрытые латерально протяженным покровом зернистых песков внутреннего шельфа, мощностью в основном менее 1 м [1769]. Этим палимпсестовым песчаным покровом характеризуется бассейн Чирикова, через который (вследствие относительно сильных течений в нем) голоценовые осадки проносятся. Мощные илы, выносимые рекой Юкон, накапливаются, минуя бассейн Чирикова, в Чукотском море. Часть песчаного покрова бассейна Чирикова переработана в линейные песчаные гряды и песчаные волны, подобные таким структурам Среднеатлантического залива (разд. 9.6.2), что отражает взаимодействие океанических течений, усиленных влиянием крупных штормов [783]. То, что песчаные волны и дюны могут формироваться вне приливно-отливных участков, подтверждается наблюдениями в Среднеатлантическом заливе [1204] и на юго-восточном Африканском шельфе [814, 815] (см. разд. 9.7 и 9.11).

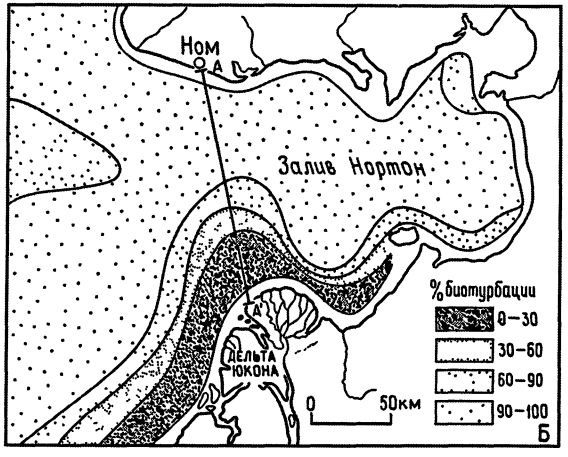
2) Голоценовый шельфово-продельтовый разрез сформирован в залив Нортон путем штормового перераспределения осадков вблизи дельты реки Юкон (рис. 9.21). Осадконакопление в этом обширном мелководном заливе (приблизительно 240 км длиной, 150 км шириной и менее 25 м глубиной) находится в равновесии с нынешними условиями, на что указывает: 1) уменьшение зернистости и ухудшение сортировки осадка в направлении к центру бассейна (рис. 9.21, *а*), 2) увеличение в том же направлении степени биотурбации осадка (рис. 9.21, *б*), 3) уменьшение от дельты в сторону моря мощности, зернистости и седиментационных структур современных градационных песков штормового происхождения (рис. 9.21, *в*; разд. 9.8.1) [1171, 1769].

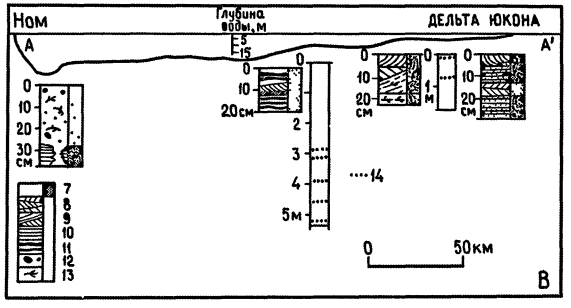
9.7. СЕДИМЕНТАЦИЯ НА ШЕЛЬФЕ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ РЕЖИМА ОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

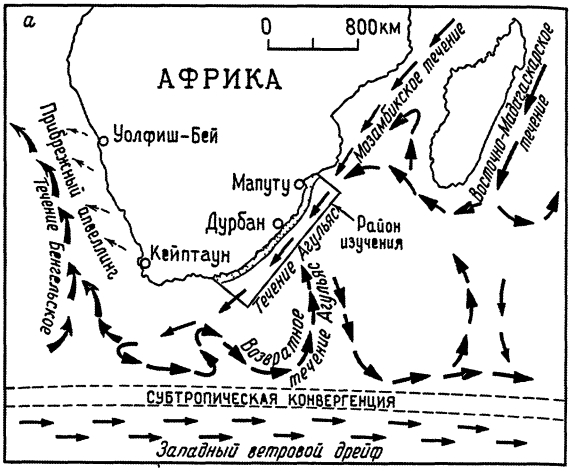
Лучше других в качестве примера шельфа с преобладанием режима океанических течений описан шельф юго-востока Африки (см. рис. 9.1). Однако известно, что мощные пограничные течения омывают шельф Южной Америки и внешний шельф Сахары, где перемещают песок в виде песчаных волн [1790].

Шельф юго-востока Африки является микроприливным шельфом длиной 700 км, шириной от 10 км на севере и до 40 км на юге (рис.9.22). Прибрежная зона является зоной высокой энергии [577] с преобладанием волновой зыби с юго-востока и северо-западных и юго-восточных ветров. Влияние этих факторов увеличивается в северном направлении. Относительно небольшая ширина шельфа и аномально крутой континентальный склон (около 12°) приводят к тому, что сильное геострофическое западное течение Агульяс оказывает большое влияние на этот район [813]. Течение Агульяс следует в южном направлении и немного южнее обрыва шельфа, где оно достигает максимальной поверхностной скорости более 2,5 м/с. Осадок транспортируется частично вдоль









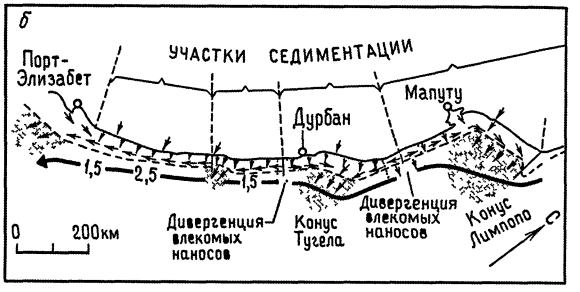


Рис. 9.22. *А* — главные системы океанических течений у южной оконечности Африки: *1* — Бенгельское течение; *2* — прибрежный апвеллинг; *3* — течение Агульяс; *4* — Мозамбикское течение; *5* — район исследований; *6* — возвратное течение Агульяс; *7* — Восточно-Мадагаскарское течение. *Б* — схема течений на шельфе Агульяс и скорость течения в м/с. Отмечаются течения встречного направления, обусловленные ступенчатой формой береговой линии, которая как бы разделяет шельф на ряд участков с различным характером осадконакопления.

Рис. 9.21. Влияние дельты на осадконакопление в эпиконтинентальном районе залив Нортон — дельта Юкона на северо-востоке Берингова моря. *А* — обобщенная схема распределения осадков. *Б* — степень биотурбации. *В* — физические осадочные структуры, включая штормовые слои и уровни биотурбации, сохранившиеся в некоторых кернах по линии разреза *А*—*А'*. Заметьте асимметрию уровней биотурбации с юга на север с первичными осадочными структурами, лучше сохранившихся вблизи дельты Юкона [1171, 1769]. *1* — гравийный песок и алеврит; *2* — песок; *3* — алевритовый песок; *4* — песчаный алеврит; *5* — циркуляция воды; *6* — направления донных течений; *7* — % биотурбации (см. *Б*); *8* — слоистые пески с рябью; *9* — косослоистые пески; *10* — параллельное наслоение; *11* — переслаивание песка и алеврита; *12* — галька; *13* — фрагменты растений; *14* — штормовые слои.

шельфа и либо рассеивается на обрыве шельфа, либо скатывается вниз по многочисленным каналам, которые начинаются на шельфе.

Неравномерность береговой линии разделяет шельф на большое количество участков осадконакопления (рис. 9.22, *б*). Особенности береговой линии и движущая сила течения Агульяс сохраняют прибрежное положение этих участков и не позволяют распространяться далеко от береговой линии. При подветренном положении в них развиваются водовороты, движущиеся по часовой стрелке, например около Мапуту и Дурбана (рис. 9.22, *б*). На морском дне обращенные к северу подветренные склоны песчаных волн и знаков ряби указывают на контртечения, которые могут транспортировать осадок к обрыву шельфа. Там, где направленное к югу течение Агульяс поворачивает к шельфу, граница между южной оконечностью системы водоворота и основным течением становится зоной разгрузки участков (рис. 9.22, *б*), которая может мигрировать вдоль шельфа на расстояние до 10 км в любую сторону. Вследствие такой миграции эти районы могут содержать осадочные структуры, которые сходны со структурами, образующимися в других районах под влиянием системы возвратных приливно-отливных течений (разд. 9.5.2).

Траверс через шельф показывает переход от преимущественно волнового режима на внутреннем шельфе к режиму с преобладанием действия течения на наружном шельфе, где количество биогенного карбоната в осадке может достигать 80% (рис. 9.23) [815]. Внутренний шельф сложен клинообразными телами хорошо сортированных песков мощностью 1—10 м и шириной более 15 км, наружные края которых располагаются у изобаты 50—60 м. Эта зона по всей длине шельфа получает приток терригенного материала ежегодно в количестве 100×10^6 м^3 [816]. Для того чтобы в этой зоне поддерживалось равновесие, этот материал должен быть вынесен из нее.

Ширина наружного шельфа варьирует от 5 км на севере до более 20 км на юге. Эта часть шельфа имеет режим, обусловленный преимущественно течением Агульяс. Он характеризуется подвижным песчаным потоком, в котором развиваются разнообразные продольные и поперечные формы ложа. На внутреннем краю этой зоны развиты крупные песчаные волны (рис. 9.23), которые замещаются в направлении от берега песчаными лентами и песчаными полосами, уменьшающимися по размеру. Они в свою очередь переходят вблизи шельфового обрыва в остаточные гравийники, получившиеся за счет перемыва in situ позднеплейстоценовых рифовых карбонатов и

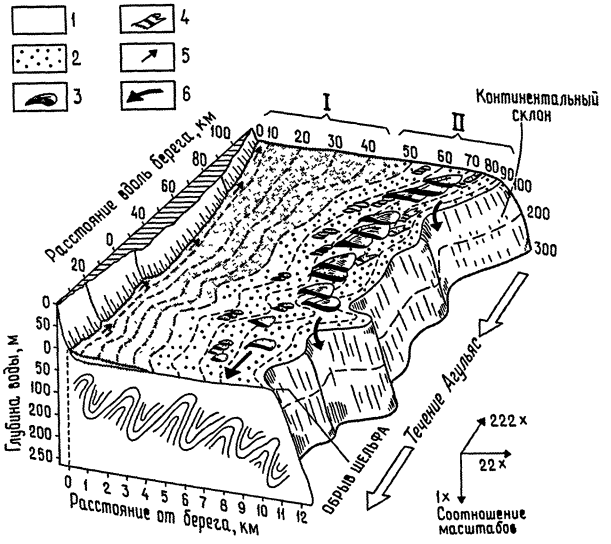


Рис. 9.23. Поперечное расположение фаций осадконакопления по отношению к течению и продольная ориентация форм ложа вдоль путей транспортировки осадка на юго-востоке Африканского шельфа [814, 815]. *1* — призма современных песков; *2* — реликтовые гравийники; *3* — подводные дюны; *4* — полосы песка; *5* — направление литорального дрейфа; *6* — направление транспортировки песка дюн. *I* — внутренний шельф, терригенные фации (преобладание волн); *II* — наружный шельф, реликтовые карбонатные фации (преобладание течения).

раннефландрийских эстуариевых терригенных гравийников.

Переход между прибрежной призмой отложений с преимущественно волновым режимом и зоной песчаного потока в удаленной от берега части, где преобладает режим течений, либо резкий и маркируется линией распространения затопленных прибрежных дюн, либо постепенный. Затопленные прибрежные дюны действуют в качестве барьера, который препятствует проникновению в сторону суши течения Агульяс, подпруживают прибрежную зону осадков, так что здесь имеет место в большей степени вертикальная, а не горизонтальная аккреция, что предохраняет прибрежные осадки от перемещения на наружный шельф и за его пределы. Там, где барьер отсутствует, течение Агульяс имеет возможность проходить в прибрежную зону и поднимать песок в песчаный поток (рис. 9.24).

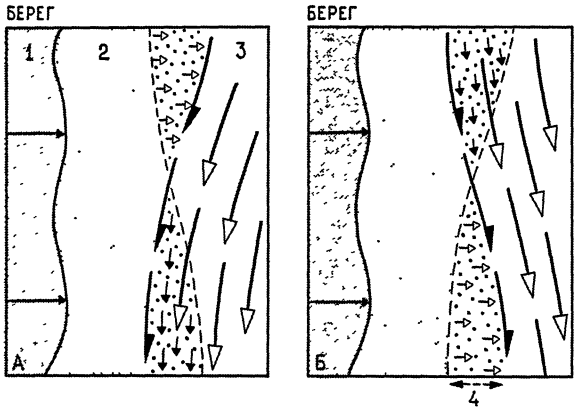


Рис. 9.24. Осадконакопление на северо-востоке Африканского шельфа контролируется миграцией океанского течения Агульяс. Там, где океанское течение отходит от берега, призма песков в прибрежной зоне преимущественно волнового происхождения протягивается дальше в сторону моря. Там, где океанское течение омывает прибрежную зону, оно эродирует обращенный к морю край прибрежной зоны и транспортирует материал в сторону моря [814]. *А* — конструктивная фаза. *Б* — деструктивная фаза. *1* — берег, *2* — прибрежная песчаная призма преимущественно волнового происхождения; *3* — движущийся под влиянием течения песок дальней зоны; *4* — периодические флуктуации границы.

9.8. СОВРЕМЕННЫЕ ШЕЛЬФОВЫЕ ШТОРМОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ: ПРИРОДА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Современные шельфовые штормовые отложения рассматриваются здесь более детально, потому что распространены на участках всех типов шельфов безотносительно к преобладанию действия течений. Они имеют также большие шансы сохраняться, так как уровень энергии в периоды спокойной погоды обычно значительно ниже, чем в штормовые периоды. Кроме того, они составляют значительную часть древних терригенных шельфовых отложений (разд. 9.11).

9.8.1. Характеристика современных шельфовых штормовых отложений. Начиная с классического исследования Хейза [1071] о последствиях урагана Карла, включая описание градационного песчаного слоя (рис. 9.25, *А*), образовавшегося на обширной части шельфа Техаса (рис. 7.8), устойчиво увеличивалось число сообщений о предполагаемых штормовых песчаных слоях в различных частях шельфа. Примеры, которые специфически связаны с относительно прибрежными районами, приведены в разд. 7.2.2. Другими примерами являются Гельголандская бухта [16, 891], внутренние шельфы южной Бразилии и центральной части США [785] и дельта Нигера [38].

Природа этих отложений зависит от большого числа факторов. Наиболее значительные из них: 1) уровень энергии гидравлического режима, 2) тип имеющегося осадка, 3) направление течений, образуемых штормами, по отношению к береговой линии и/или к внутришельфовым источникам осадка, 4) степень послештормовой физической и/или биологической переработки осадка (т.е. возможность сохранения), 5) расстояние от берега и/или от внутришельфовых источников осадка, 6) глубина воды. Последние два критерия особенно важны на участке от предфронтальной зоны пляжа до внешней зоны (см. разд. 7.2.2 и 7.2.3).

Отложения самой высокой энергии, которые зафиксированы в прибрежной и переходной зонах, обычно показывают следующие особенности (рис. 9.25, *Б*): 1) эрозионное основание, 2) остаточные базальные отложения с илистыми обломками, раковинами, растительным детритом и/или фрагментами коренных пород, 3) горизонтальную слоистость или слоистость с небольшим наклоном, которая в трех измерениях, вероятно, представляет собой бугорчатую косую слоистость (см. рис. 9.41), 4) косую слоистость знаков ряби, 5) в них отсутствуют следы зарывающихся организмов. В переходной зоне Калифорнийского шельфа отдельные слои имеют толщину около 0,50 м (рис. 9.25, *Г*), но могут достигать мощности почти 3 м, как в проливе Файр-Айленд (рис. 9.25, *Б*).

Градационные штормовые слои в заливе Нортон (разд. 9.6.3; рис. 9.21) имеют в основном мощность между 10 и 20 см в проксимальной зоне и 1—5 см в дистальной и показывают сокращение мощности потока осадка, аналогичное тому, как это происходит в турбидитах (рис. 9.25, *В*). Шельфовые штормовые песчаные слои отличаются от турбидитов по следующим признакам [16]: 1) наличием косой слоистости волновых знаков ряби, 2) наличием знаков волновой ряби на поверхности кровли, 3) присутствием in situ мелководной морской шельфовой фауны в дистальных шельфовых илах, 4) увеличением биотурбации штормовых песчаных слоев от проксимальной к дистальной части и 5) ассоциацией с мелководными фациями.

9.8.2. Изменения современных шельфовых штормовых отложений от проксимальной к дистальной зонам. Латеральные вариации штормовых песчаных слоев вдоль профиля шельфа обусловлены уменьшением энергии по мере увеличения глубины воды и расстояния от берега.

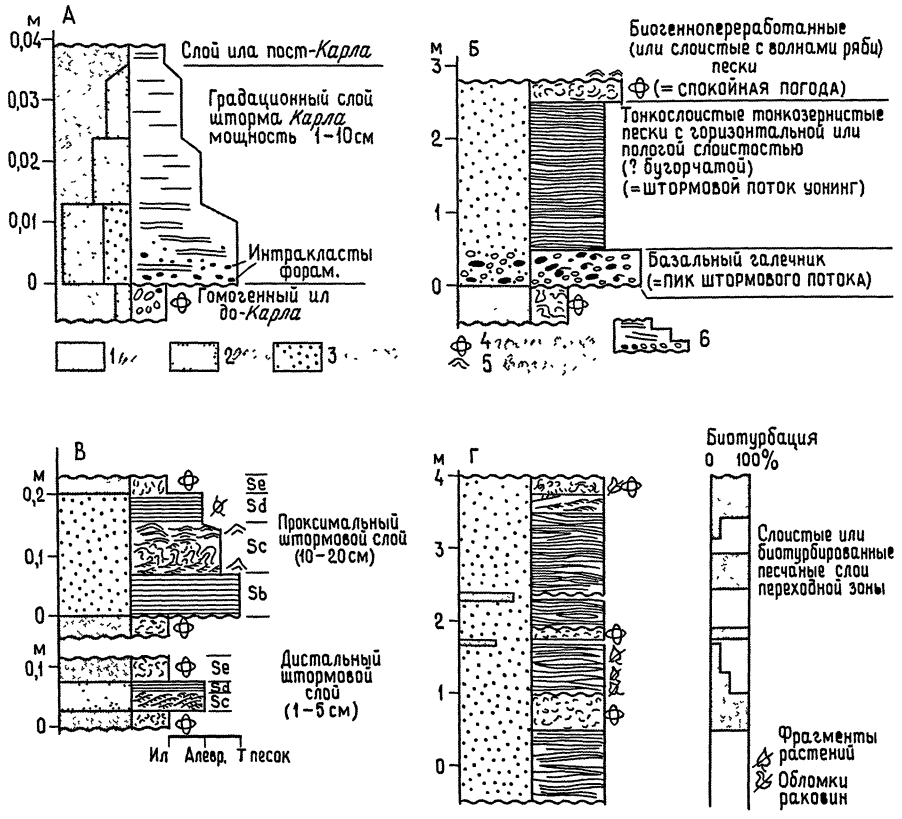


Рис. 9.25. Четыре примера штормовых отложений дальней зоны из различных мест шельфа (обратите внимание на различия в вертикальном масштабе). *А* — Мексиканский залив — градационные песчаные слои, образованные ураганом Карла, дальняя зона Техаса, глубина воды 18—36 м [1071]. *Б* — Восточный шельф США — трехчленное деление штормовых песков предфронтальной зоны Файр-Айленда, глубина воды 5—21 м. Отметьте в кровле несколько более крупнозернистые отмытые песчаные слои, образовавшиеся в условиях спокойной погоды [1430]. *В* — Северный шельф Берингова моря, залив Нортон — проксимальные и дистальные градационные штормовые песчано-алевритовые слои на эпиконтинентальном шельфе, примыкающем к дельте Юкона, глубина воды <20 м. Слои Sb—Se соответствуют турбидитным слоям Tb—Te Боумы, см. рис. 12.14 [1769]. *Г* — Калифорнийский шельф — последовательность объединенных штормовых песчаных слоев в переходной зоне Калифорнийского шельфа, глубина воды 10—30 м (перерисовка части разреза керна по скважине № 78 [1173]). *1* — ил; *2* — алеврит; *3* — тонкий песок; *4* — гомогенизированные слои; *5* — волновая рябь; *6* — штормовой слой Карла в том же масштабе.

В Гельголандской бухте, которая испытывает влияние как приливов, так и штормов, береговые пески поступают в бассейн до глубины 20—40 м в обстановки илистого шельфа, следовательно, они имеют высокую возможность сохранения. Различают три основные ассоциации штормовых отложений (при прослеживании в проксимально-дистальном направлении) (рис. 9.26).

1) *Береговые штормовые пески* представляют собой сплошной разрез штормовых отложений мощностью от 5 до 130 см, ограниченный поверхностями эрозии, без сланцевых прослоев (разд. 7.2.2).

2) *Проксимальные штормовые пески* представляют собой слои от 5 до 100 мм толщиной, которые обычно сохраняют признаки, свидетельствующие об их одноактном образовании из единичного потока. В каждом полном разрезе такого слоя наблюдаются (от подошвы к кровле): 1) эрозионное основание, 2) слои раковин со смешанной фауной, 3) параллельная или косая слоистость под небольшими углами с очень небольшими углами несогласия (бугорчатая косая слоистость), 4) волновые знаки ряби, 5) илистый слой.

3) *Дистальные штормовые пески* тонкозернистые обычно мощностью менее 50 мм (в основном

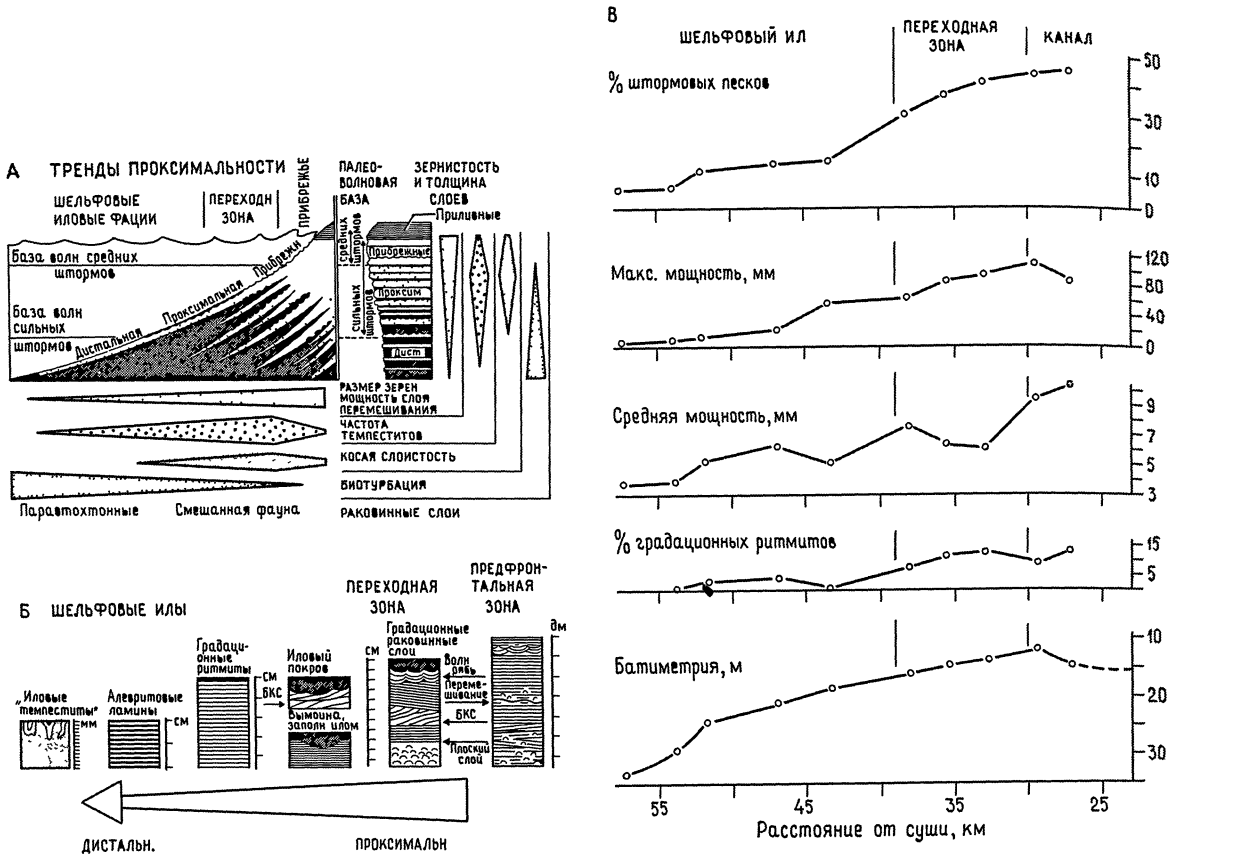


Рис. 9.26. Проксимально-дистальные тренды в шельфовых прибрежных штормовых отложениях, основанные на данных по Гельголандской бухте (см. рис. 9.10). *А* — латеральные и вертикальные вариации, которые объясняют модель проксимальности. *Б* — латеральные вариации отдельных разрезов штормовых отложений. *В* — количественное распределение критериев штормовых отложений на разрезе от берега к шельфу [16]. *БКС* — бугорчатая косая слоистость.

4—10 мм) обладают следующими признаками: 1) основание эрозионное или неэрозионное, 2) внутренняя горизонтальная слоистость, 3) редко присутствует градационная или косая слоистость, 4) паравтохтонные слои раковин, которые в основном расчленены, но перемещены лишь незначительно.

Основной проблемой, затрудняющей идентификацию штормовых отложений, является биотурбация, которая может уничтожить индивидуальные штормовые песчаные слои в удаленной зоне и на внешнем шельфе [1171, 1173]. Степень биотурбации отражает не только обилие зарывающихся организмов, но и продолжительность интервала между штормовыми событиями. Во многих удаленных от берега обстановках единственным свидетельством штормовых отложений является наличие песка внутри биогенно гомогенизированных алеврит-песчаных илов.

9.8.3. Происхождение современных шельфовых штормовых отложений. Гидродинамическая интерпретация современных шельфовых штормовых отложений трудна, потому что никогда невозможно точно задокументировать физические процессы, сопровождающие большие штормы, соотнести наблюдения с процессами, воздействующими на морское ложе. Эти процессы включают: 1) штормовые волны, 2) штормовые волны в комбинации с отливными течениями, 3) течения отливной штормовой разгрузки, 4) разрывные течения, 5) цунами, 6) плотностные течения, 7) дрейфовые ветровые течения.

В течение 1970-х годов особое внимание привлекли первые исследования урагана Карла [1071] и влияния штормов и приливов в Гельголандской бухте [1998], а также изучение типов стратификации и разрезов с целью проведения аналогий с древними штормами. Для объяснения

современных и древних отложений широко привлекались течения отливной штормовой разгрузки [138, 956]. По этой модели максимум эрозии и отложения в удаленной части побережья следовал после прохождения шторма, когда поднятые штормом прибрежные воды возвращаются в море. Однако эта модель в настоящее время вызывает сомнения. При пересмотре материалов по урагану Карла и других физических данных по ураганам в Мексиканском заливе Мортон [1722] убедительно показал, что за образование песчаного слоя Карла и других подобных отложений были ответственны ветровые дрейфовые течения. Уже было показано, что такие течения играют важную роль на шельфе штатов Орегон — Вашингтон и северо-западном Атлантическом шельфе (разд. 9.6). Прямые измерения в Мексиканском заливе во время прохождения ураганов и тропических штормов [843, 1743] показывают, что, когда ветры дуют под относительно большими углами или перпендикулярно к берегу, 1) вода в поверхностных слоях движется на прибрежную часть и 2) течение донных вод от берега почти одновременно усиливается и может сопровождаться сильными прибрежными течениями вдоль берега. Возвратные донные течения, направленные в сторону моря, согласно измерениям, достигали 100—160 см/с во время урагана Камилла [1743], составляли 50—75 см/с при тропическом шторме Делия [843] и могли превышать 200 м/с в центре крупного урагана, такого, как Карла [1722]. Кроме того, было обнаружено, что максимума скорости течения достигают сразу после максимального удара ветра, и штормовые разгрузочные отливные течения имеют минимальные скорости. Процесс транспортировки прибрежных песков в удаленную часть может быть даже более эффективным в приливных морях, когда связанные со штормами дрейфовые ветровые течения усиливают нормальные приливно-отливные течения [435, 1280].

К тому же заключению пришел Аллен [38] при теоретическом анализе мелководных морских штормовых отложений, в которых песчаное побережье постепенно переходит в илистый шельф (рис. 9.27); ситуация, напоминающая положение в Гельголандской бухте и на шельфе Нигера. Ветровые течения также рассматриваются как наиболее эффективный процесс эрозии прибрежных песков и их перемещения от берега возвратными донными течениями, направленными в сторону моря. Штормовые слои откладываются как песчаный плащ с сокращением мощности и размера зерен по мере уменьшения скорости донного течения. Идеализированная схема стратификации разрезов штормовых отложений, основанная на седиментационных структурах и на разрезах

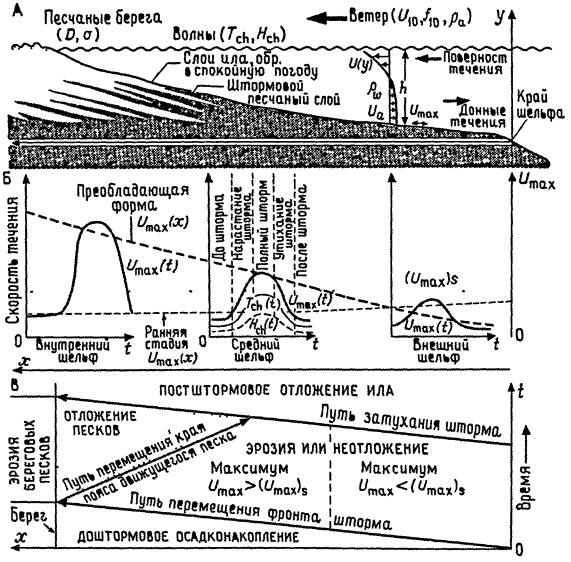


Рис. 9.27. Экспериментальная физическая модель шельфовых штормовых отложений [38]. *А* — песчаная береговая зона, постепенно переходящая в сторону бассейна в илистый шельф. Штормовая поверхность образуется в прибрежной зоне за счет поверхностного течения U_y, а в дальней зоне за счет донного течения U_a. Максимальная орбитальная скорость — U_{max}. *Б* — предполагаемое падение скоростей течения $U_{max(t)}$ на внутреннем, среднем и внешнем участках шельфа. Порог транспортировки песка обозначен $(U_{max})_s$. *В* — вариации волновых условий во времени, связанные с уменьшением мощности песчаного покрова при удалении от берега.

древних отложений (разд. 9.11), позволяет составить их характеристику в проксимальных частях и в средней части шельфа (рис. 9.28). Седиментационные структуры отражают ослабление влияние потока, сопровождающееся одновременно усилением колебательных волновых течений; эта интерпретация частично основана на частом распространении горизонтальной слоистости или слоистости знаков ряби во многих древних штормовых отложениях (см. ниже разд. 9.11). Хотя многие из перечисленных выше процессов, несомненно, имеют отношение к транспортировке и отложению шельфовых осадков, модель ветер/волны, вероятно, наиболее важна.

9.9. ДРЕВНИЕ МЕЛКОВОДНЫЕ МОРЯ С ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

Древние мелководные моря с терригенной седиментацией определяются на основании солености и батиметрии (разд. 9.1.1 и рис. 9.29). Для об-

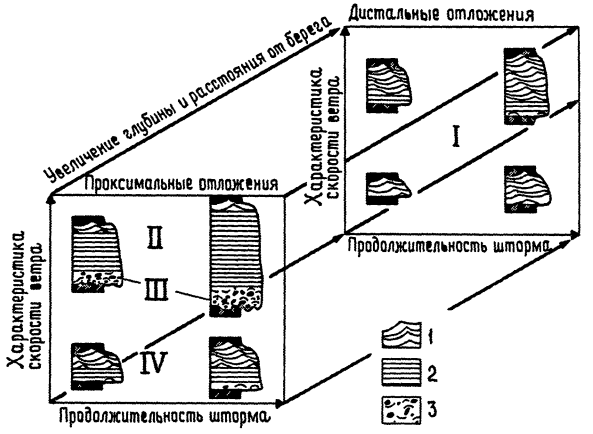


Рис. 9.28. Схема латеральных вариаций признаков штормовых песчаных слоев в зависимости от продолжительности шторма, скорости ветра, увеличения глубины воды и расстояния от берега [38]. *I* — в подошве преобладает планарная поверхность эрозии или неотложения; *II* — в подошве преобладает скульптурированная поверхность эрозии; *III* — раковинные лаговые отложения; *IV* — в подошве преобладает планарная поверхность эрозии или неотложения. *1* — волновая рябь и косая слоистость; *2* — параллельное наслоение; *3* — раковины и иловые класты.

становок древних морей существует различная терминология. Чаще всего используются названия сублитораль, неритовая зона, удаленная зона и шельф (рис. 9.2).

9.9.1. Критерии определения древних мелководных морских терригенных отложений. В древних мелководных морских обстановках наиболее важными характеристиками являются: 1) соленость, 2) температура, 3) количество растворенного кислорода, 4) свойства субстрата, 5) гидравлические условия (турбулентность), 6) глубина воды. По этим признакам древние морские мелководные терригенные отложения подразделяются на основании суммы обстановочно-диагностических критериев: 1) биологических, 2) минералогических и 3) седиментологических. Имеется, однако, небольшое число простых критериев, которые с несомненностью определяют мелководную морскую обстановку.

Биологические критерии. Остатки ископаемых беспозвоночных и следы их жизнедеятельности представляют большой диапазон биологических критериев для распознавания мелководных морских отложений.

Остатки ископаемых беспозвоночных дают наиболее реальные основания для различения морских и неморских обстановок, так как они принципиально зависят от солености и ее колебаний. Кроме того, многие морские организмы на протяжении длительного времени распространены в том же интервале солености, что и некоторые древние группы, которые имеют предков и близких родственников, обитающих в настоящее время в открытых морских обстановках (рис. 9.29, *А*). Шельфовую обстановку идентифицируют стеногалинные виды, которые обитают в относительно узком интервале нормальной морской солености. К таким в ископаемых сообществах относятся кораллы, цефалоподы, замковые брахиоподы, иглокожие, мшанки и некоторые известковые фораминиферы.

Палеоэкологический анализ морских бентосных фаун и их отношения к субстрату (биостратиномия [2176]) позволяют установить палеобиологические границы слоев (сравните с разд. 9.3.5). Ископаемые бентосные фауны часто сохраняются в прижизненном или близком к нему положении и могут испытывать лишь минимальную посмертную транспортировку. В таких случаях реконструкция бентосных фаунистических сообществ может дать важную информацию о таких факторах, как глубина воды (относительная и/или абсолютная), скорость седиментации, условия субстрата, степень его консолидации, стабильность или физическое переотложение и т.д. [888]. Такие реконструкции следуют принципам субстанционного униформизма [636], при котором индивидуальные ископаемые (или следы жизнедеятельности) и их положение внутри древнего разреза сравниваются с ближайшим ныне живущим таксоном. Это составляет основу восстановления древних местообитаний и обстановок. Узкий униформизм, однако, не может быть применим, так как фауны беспозвоночных непрерывно эволюционировали на протяжении геологического времени, некоторые группы имели ограниченное время существования, и большое их число не имеет непосредственных потомков. Следовательно, биогенные характеристики древних мелководных морских отложений имеют некоторые вариации, которые зависят от времени (рис. 9.30).

Степень реконструирования фаунистических сообществ ограничена некоторыми геологическими факторами, которые влияют на сохранность ископаемых и полноту геологической летописи. Например, на сохраняемость раковин влияет биологическая, механическая и химическая деструкция, которая имеет место как на поверхности, так и внутри субстрата. Интенсивное химическое растворение может происходить в течение начального захоронения и при последующем диаге-

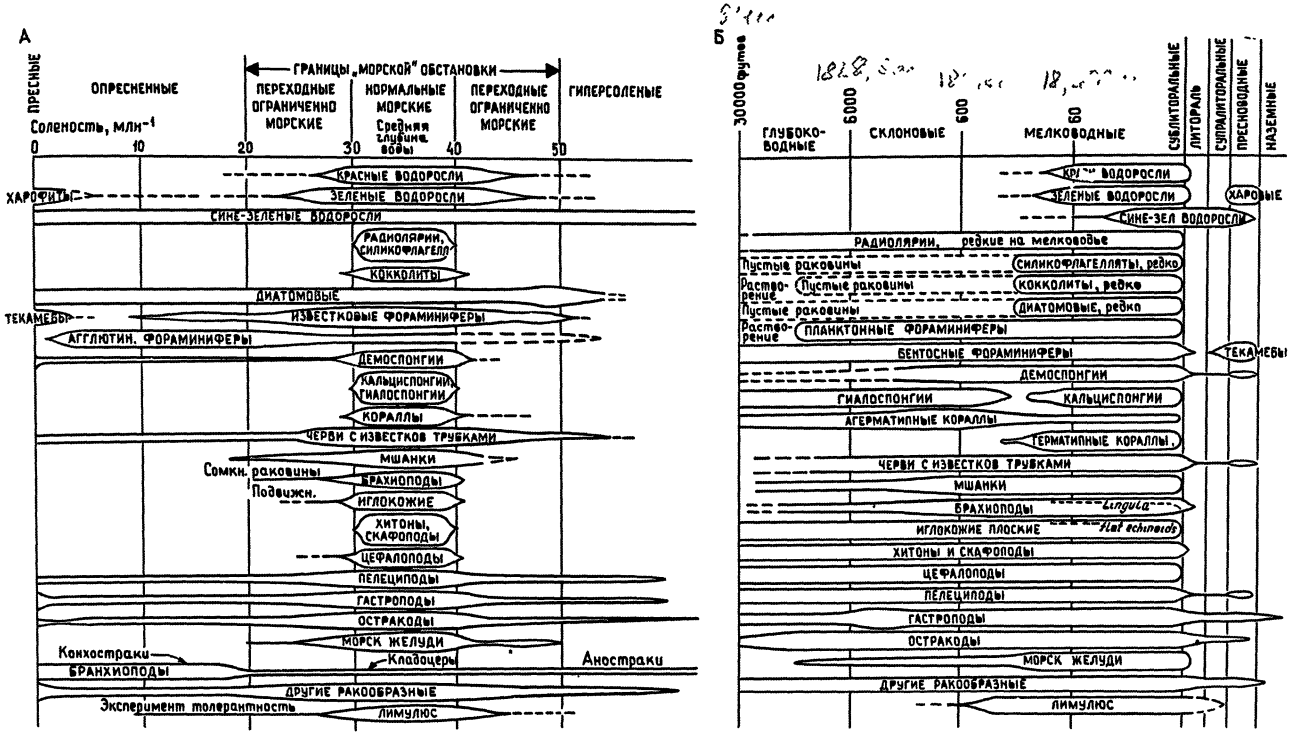


Рис. 9.29. Современное распространение основных групп беспозвоночных, способных сохраняться в ископаемом состоянии в зависимости от солености (*А*) и глубины воды (*Б*) [1087].

незе. Посмертная транспортировка может быть значительной в древних мелководных морях со штормовым режимом и под воздействием течений, что приводит к истиранию раковин и образованию смешанных сообществ. Однако отсутствие видов может отражать не изменение обстановки, а успех в жизни видов, возможно связанный с вариациями в расселении личинок, или переходный характер многих короткоживущих популяций. Таким образом, однообразная обстановка не обязательно является подтверждением полного развития популяции и не означает сохранения полностью развитого комплекса ископаемых.

Следы жизнедеятельности в отличие от собственно остатков ископаемых дают несомненные материалы in situ об активности животных внутри субстрата и на нем [862, 865, 1167]. Это особенно важно при анализе палеообстановок, так как каждый след жизнедеятельности несет частичную информацию как об активности индивидуального организма, так и об условиях субстрата [865].

Следы жизнедеятельности, характеризующие шельфовую обстановку, фиксируют главным об-

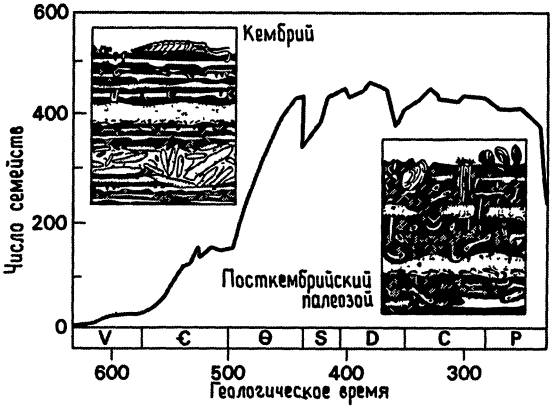


Рис. 9.30. Увеличение числа семейств морских беспозвоночных в течение палеозойской эры и соответствующие изменения характера и степени биотурбации, схематически показанные на врезках [2194]. Для кембрийского периода характерны малое разнообразие, умеренная биотурбация и сохранность тонких штормовых слоев. Постордовикское время характеризуется более разнообразной инфауной, более интенсивной биотурбацией и плохой сохранностью тонких штормовых слоев.

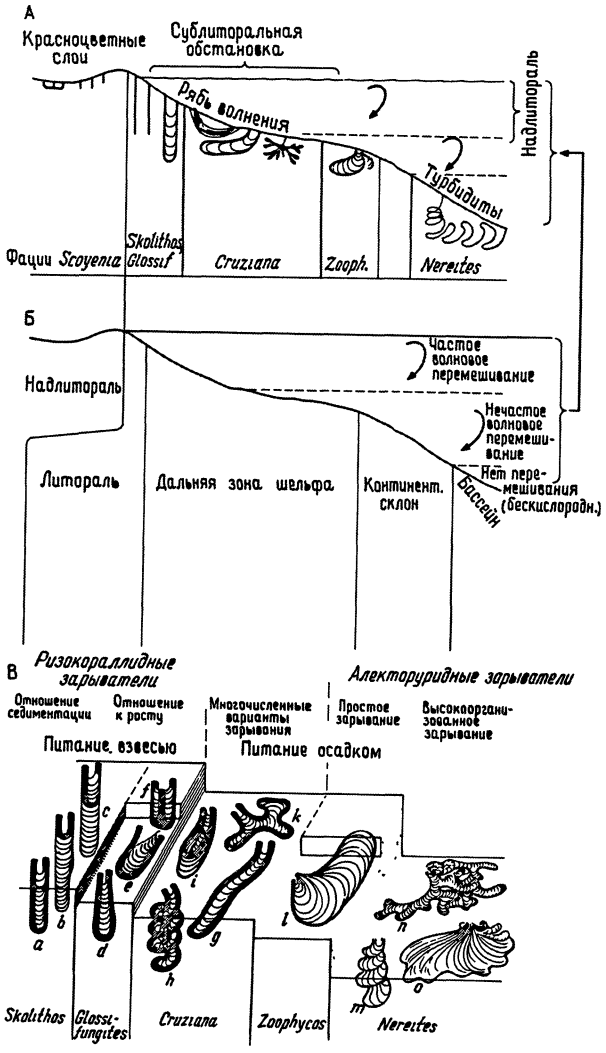


Рис. 9.31. Некоторые особенности контроля среды над распределением следов ископаемых. *А* — обобщенная схема батиметрического распределения крупных следов ископаемых сообществ и их связь с глубиной воды. *Б* — краткая характеристика экологических параметров, контролирующих деятельность организмов. *Литораль*: соленость, температура и освещенность меняются ежедневно; дно перерабатывается малыми волнами и приливно-отливными течениями. Преобладают вертикальные ходы зарывателей. *Дальняя зона шельфа*: нормальная соленость; температура варьирует сезонно; высокое содержание кислорода. Дно стабильно, за исключением периода штормов. Горизонтальные ходы проедания преобладают над вертикальными ходами зарывателей. Континентальный склон: низкое содержание кислорода. Турбидитная седиментация. Небольшие горизонтальные ходы проедания. *Бассейн*: низкое содержание или отсутствие кислорода. Турбидитная седиментация. Безжизненность. *В* — батиметрическая зональность ископаемых ходов зарывающихся животных, показывающая преобладание форм, питающихся взвесью, в мелководной зоне с высокой энергией, которые постепенно замещаются в более глубоководных обстановках с низкой энергией, хорошо развитыми ходами, принадлежащими животным, питающимся осадком [2011, 2175]. Фации: *Skolithos* — литоральные пески; *Cruziana* — хорошо сортированные пески и алевриты; *Zoophycos* — нечистые пески и алевриты; *Nereites* — пелагические илы между слоями турбидитов; *Glossifungites* — пересекают поверхности.

разом активность организмов, которые питаются взвесью, тогда как в глубоких водах и в обстановках с низкой энергией увеличивается доля следов, оставленных организмами, питающимися осадком. Это служит основанием предложенной Зейлахером [2175] схемы батиметрической зональности следов жизнедеятельности сообществ (рис. 9.31), в которой фация характеризует шельфовую обстановку, в частности, в условиях умеренной и высокой энергии. Однако, поскольку в шельфовой обстановке на разные типы субстрата действует широкий диапазон энергий физических процессов, возможны несколько сообществ следов жизнедеятельности. Кроме того, глубина воды — только один из нескольких факторов среды, которые контролируют биогенную активность. Важным фактором является наличие пищи, что в значительной степени не зависит от батиметрии [860]. В целом тип, обилие и распределение остатков ископаемых и следов жизнедеятельности составляют важную основу для определения природы древних шельфовых отложений и для реконструкции процессов осадконакопления (рис. 9.32).

Минералогические критерии. Некоторые аутигенные минералы в основном или полностью ограничены морской обстановкой и могут, следовательно, использоваться как точные индикаторы. В мелководной морской обстановке наиболее характерными аутигенными минералами являются силикаты железа, такие, как глауконит, шамозит и некоторые фосфаты.

Фосфаты распространены в основном в современных, мелководных морских и пелагиче-

Рис. 9.32. Концептуальные модели относительного обилия следов жизнедеятельности и реальных ископаемых в различных обстановках осадконакопления [2010]

ских отложениях, но очень редко в континентальных. Они особенно характерны для районов медленной кластической седиментации, часто расположенных на топографических возвышенностях и в районах прибрежных апвеллингов (разд. 9.3.6). Большинство древних местонахождений от докембрия и выше явно принадлежит к мелководным морским отложениям, судя по присутствию обитающих на шельфе известковых организмов, косой слоистости, по признакам абразии на фосфокластах и остаткам рифостроящих водорослей и по латеральной перемежаемости с мелководными кластическими отложениями [247]. В формации Фосфория, США, фосфаты достигают максимального развития на внешнем шельфе при переходе к глубоководью [1635]. Они ассоциируются с оолитовыми и пизолитовыми известняками, известковыми песчаниками, которые в сторону глубоководья перемежаются с кремнями и глинистыми кремнями, а в сторону суши переходят в континентальные красноцветные породы. Фосфатные желваки характеризуют также горизонты замедления или прекращения осадконакопления мелководных морских кластических отложений [430, 2300].

Глауконит ограничен морской обстановкой и формируется в результате нескольких процессов, таких, как прямое осаждение из морской воды, изменение обломков минералов листовых силикатов, например иллита и биотита, но главным образом как изменение органического материала, особенно фекальных пеллет [393, 394]. Возможно, с этим связана редкость глауконита в протерозойских мелководных морских отложениях в отличие от его обилия в некоторых мезозойских и еще более молодых отложениях [2300, 2182]. Глауконит накапливается главным образом за счет транспортировки и отложения гранул и пеллет вместе с другим кластическим материалом и является обычным компонентом мелководных морских «зеленых песков».

Шамозит также в основном морской мелководный минерал и является преобладающим первичным силикатом железа в фанерозойских железняках. Он ассоциируется с кластическими осадками, лимонитом (или гематитом), оолитами или сидеритом.

Седиментологические критерии. Нет ни одного самостоятельного седиментологического критерия диагностического для шельфовых обстановок. Однако комплекс данных, включающий такие особенности, как текстура и структура осадка, тип фаций, последовательность и взаимоотношения их, геометрия песчаных тел и признаки палеотечений, часто может указывать на мелководную морскую обстановку. Эти особенности детально обсуждаются в следующих ниже разделах этой главы.

9.9.2. Классификация мелководных морских кремнисто-обломочных фаций и процессов их образования. Вариации биологических, минералогических и седиментологических признаков характеризуют сложный комплекс мелководных морских терригенных фаций. Здесь приведена предварительная схема для классификации этих отложений, в которой сочетаются признаки литофаций и отвечающие им процессы осадконакопления (рис. 9.33).

Выделяются три обширные группы литофаций, отражающие непрерывную совокупность условий физической энергии и колебания в привносе или наличии осадка: 1) преимущественно песчаные (90—100% песка), 2) смешанные песчано-илистые (гетеролитические, 20—90% песка) и 3) преимущественно илистые.

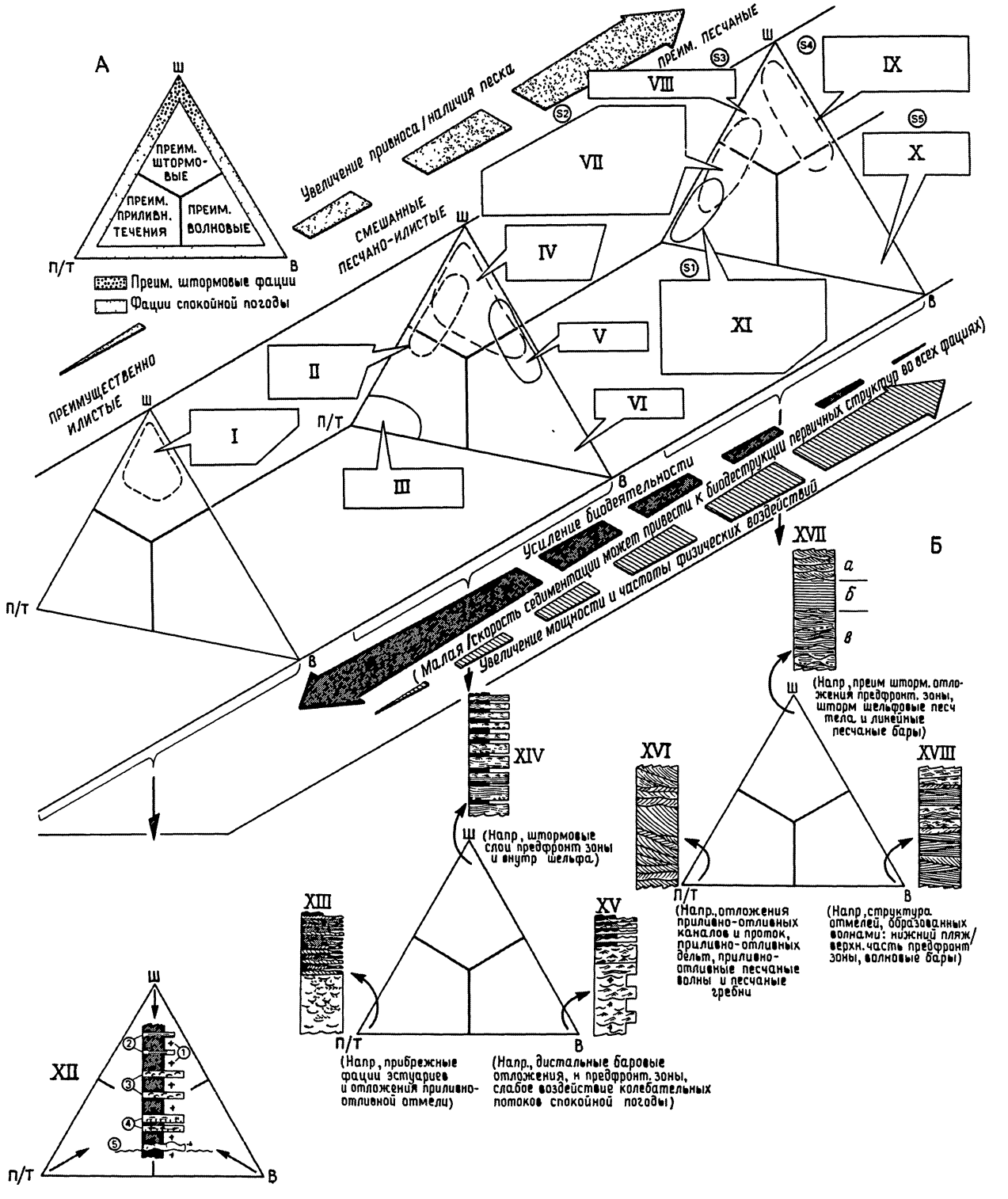

А
Ш
ПРЕИМ. ШТОРМОВЫЕ
ПРЕИМ. ПРИЛИВН. ТЕЧЕНИЯ
ПРЕИМ. ВОЛНОВЫЕ
П/Т
В
Преим. штормовые фации
Фации спокойной погоды
ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ИЛИСТЫЕ
Увеличение привноса / наличия песка
ПРЕИМ. ПЕСЧАНЫЕ
СМЕШАННЫЕ ПЕСЧАНО-ИЛИСТЫЕ
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
S1
S2
S3
S4
S5
Усиление биодеятельности
Увеличение мощности и частоты физических воздействий
Малая скорость седиментации может привести к биодеструкции первичных структур во всех фациях)
Б
XII
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
XVIII
(Напр., прибрежные фации эстуариев и отложений приливно-отливной отмели)
(Напр., дистальные баровые отложения, к предфронт. зоны, слабое воздействие колебательных потоков спокойной погоды)
(Напр., штормовые слои предфронт зоны и внутр шельфа.)
(Напр., отложения приливно-отливных каналов и проток, приливно-отливных дельт, приливно-отливные песчаные волны и песчаные гребни
(Напр., структура отмелей, образованных волнами: нижний пляж/верхн. часть предфронт зоны, волновые бары)
(Напр., преим шторм. отложений предфронт. зоны, шторм шельфовые песч тела и линейные песчаные бары)
а
б
в

Рис. 9.33. Схематическая сводка главных мелководных морских фаций (преимущественно песчаные, смешанные песчано-илистые или преимущественно илистые) и соответствующих процессов осадконакопления (процессы спокойной погоды, т. е. приливы, океанические течения, набегающие волны и штормовые процессы), основанная на соотношении содержания песка и ила. Сравните подобное подразделение современных шельфовых обстановок (см. рис. 9.4). *А* — элементы классификации фаций и процессов и некоторые модели мелководных морских фаций. *Б* — идеализированные вертикальные литологические профили основных конечных членов типов фаций. Их взаимоотношения (например, системы взаимодействия приливов и штормов) обсуждаются в тексте (см. разд. 9.13.). *I* — лаговые раковинные, ракушечники, дистальные штормовые слои, см. разд. 9.12. *II* — переслаивание песчано-штормовых и илово-штормовых фаций, латеральные эквиваленты S2 и S3 отложений. *III* — прибрежные приливно-отливные отложения: эстуариевые и фации приливно-отливной отмели. *IV* — переслаивание штормовых песчаных и иловых отложений, неприливных шельфов, см. разд. 9.11. *V* — нижний карбон, южная Ирландия. *VI* — прибрежные/лагунные фации волнового происхождения. *VII* — поздний докембрий, юрский оолит в западной Шотландии; поздний докембрий, формация Дакковарре в северной Норвегии; поздний докембрий, формация Сандфьорд в северной Норвегии; кембрий, формация Дуолбасгайсса в северной Норвегии; ордовик, песчаники Сент-Питер в США. *VIII* — верхний мел, песчаники Шаннон и Сассекс в Западном Внутреннем бассейне США. *IX* — песчаники Кейп-Себастьян в Орегоне, кембрий в Висконсине, формация Скьергарднесс в северной Норвегии. *X* — бары нижнего пляжа — верхней части предфронтальной зоны, волнового происхождения. *XI* — Нижние Зеленые пески в южной Англии, кварциты Эриболл в Шотландии, песчаники Рода в северной Испании, миоценовая морская моласса в западной Швейцарии, пермская пачка Ранчо-Рохо в центральной Аризоне, *XII* — цифры в кружках означают: *1* — гомогенизированные, мелководные морские илы с ходами зарывания; *2* — дистальные штормовые песчаные слои; *3* — раковинные лаговые отложения и ракушечники; *4* — турбидитные песчаные слои; *5* — конденсированные разрезы, несогласия, горизонты с минерализацией и следами зарывания. Все процессы способствуют эрозии, транспортировке и отложению шельфовых илов. Штормовые слои (*2—4*) обычно образуют отдельные прослои внутри вмещающего матрикса илов. Могут встречаться отдельные сцементированные и конкреционные слои. *XIII* — волновая слоистость, частое чередование песка и ила. Обилие двунаправленных структур, образуемых течениями. Средне- и мелкомасштабная косая слоистость. *XIV* — бугорчатая и плоская слоистость песчано-штормовых отложений с прослойками илов. Внутриформационные лаговые отложения. Градационные слои с уменьшающейся вверх слоистостью. Тонкослоистые и нарушенные зарывателями слои. Косая слоистость волновой ряби. Илистые слои, образовавшиеся в спокойную погоду, обеспечивают высокую сохранность штормовых слоев. *XV* — сформированная волнами флазерная и волнистая слоистость. Гомогенизированные песчаные штормовые слои. Косая слоистость волновой ряби. *XVI* — крупномасштабная косая слоистость (песчаные волны). Участки шевронообразной слоистости, знаки двух- и однонаправленных течений. Глинистые примазки и поверхности реактивации. *XVII* — а) косослоистые песчаные штормовые слои (знаки однонаправленных течений), б) плоскослоистые песчаные штормовые слои с волновой рябью, в) бугорчатая косая слоистость песчаных штормовых слоев. Смешение песчаных штормовых слоев. Крупнозернистые лаговые отложения. *XVIII* — пологонаклонная слоистость на участках клинообразной формы. Иногда косая слоистость. Косая слоистость волновой ряби.

Процессы осадконакопления подразделяются на 1) процессы спокойной погоды (включающие приливно-отливные течения, океанические течения и набегающие волны) и 2) штормовые процессы (связанные со штормами нагонные течения и колебательные волны высокой энергии). В соответствии с этим в углах треугольной диаграммы (рис. 9.33, *Б*) располагаются три фациальных типа, связанные с тремя группами процессов: 1) преимущественно приливно-отливных, 2) преимущественно волновых, 3) преимущественно штормовых. Эта классификация процессов связана с аналогичной классификацией современных шельфовых обстановок (рис. 9.4). Такая предварительная схема обеспечивает базу для рассмотрения упомянутых выше трех основных групп мелководных морских терригенных фаций, на основе комбинации содержания песка и ила и на преимущественных процессах осадконакопления.

1) *Преимущественно приливно-отливные отложения* (разд. 9.10) включают пески, отлагающиеся при спокойной погоде, главным образом океаническими течениями, хотя эти отложения пока не могут с полной определенностью распознаваться. По-видимому, они реже встречаются в геологической летописи, чем отложения, связанные с влиянием приливов, и далее не обсуждаются (см. [1277], с. 237—238).

2) *Преимущественно волновые и штормовые отложения* (разд. 9.11) включают пески, отложенные штормами, ветровыми дрейфовыми течениями, колебательными потоками низкой и высокой интенсивности и плотностными потоками, инициированными штормами.

3) *Преимущественно илистые отложения* (разд. 9.12) включают большой диапазон древних шельфовых аргиллитов с прослоями штормовых слоев, таких, как скопления раковин, ракушечники, дистальные штормовые слои и т.п.

Наконец, спектр моделей осадконакопления основывается на нескольких древних бассейнах, для которых определено взаимодействие различных процессов и взаимодействие этих процессов с палеогеографическими и/или тектоническими условиями. Вместе с тем очевидно, что древние морские мелководные терригенные отложения являются весьма сложными образованиями и остаются еще относительно слабо изученными. Рассмотрение здесь значительного числа примеров призвано способствовать дальнейшей разработке объективных моделей осадконакопления.

9.10. УДАЛЕННЫЕ ОТ БЕРЕГА ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫЕ ФАЦИИ

Интенсивно косослоистые мелководные морские песчаники задокументированы на протяжении всей геологической летописи. Они представляют собой преобладающую фацию в покровах песчаников, которые характерны для многих позднедокембрийских и раннепалеозойских кратонных разрезов [653, 1108, 1936, 2387]. Обычно песчаники составляют «проксимальную» конечную пачку разреза с укрупняющейся вверх зернистостью, предположительно связанную своим происхождением с удаленным от берега баром [321, 339, 1275, 2299], и является характерной фацией древних частично замкнутых мелководных морей [77, 1754]. В них присутствуют целый спектр линейных и поперечных донных форм, описанных в приливно-отливных морях, отчетливые песчаные волны, мегарябь и линейные песчаные гряды (разд. 9.5). В большинстве случаев эти отложения интерпретируются как продукты приливных течений, осложненных штормовыми течениями, хотя подобные донные формы известны и в неприливных морях (разд. 9.6.2 и 9.7).

Большинство критериев, широко применяемых для различения древних приливно-отливных отложений, выведены из наблюдений главным образом над современными литоральными отложениями [936]. Многие из этих критериев неприменимы ни к сублиторальному поясу вообще, ни к шельфовой обстановке в частности. Например, очень тонкое чередование песка и ила с признаками течений, часто меняющих направление, является характерной чертой прибрежных приливно-отливных обстановок (внутренних эстуариев и приливно-отливных отмелей; см. разд. 7.5), но такие отложения, по-видимому, крайне редки или вообще отсутствуют в удаленной от берега обстановке. В прибрежных обстановках приливно-отливные течения обычно единственный существенный источник энергии, тогда как в удаленных от берега обстановках ветры, волны и штормы генерируют неопределенно изменчивые и, следовательно, менее предсказуемые процессы и продукты. Тем не менее некоторые сочетания седиментологических признаков являются индикаторными для удаленных от берега приливно-отливных отложений.

9.10.1. Седиментологические структуры в удаленных от берега приливно-отливных отложениях. Наиболее отличительным свойством этих отложений является большое разнообразие косой слоистости, а в случае древних песчаных волн и песчаных баров — крупный размер осадочных структур. С этими структурами часто связаны отчетливые латерально протяженные эрозионные поверхности и иловые шлейфы.

Песчаные волны (разд. 9.5.1) — крупномасштабные поперечные к потоку донные формы, образуемые возвратными приливно-отливными течениями. Они обычны для приливно-отливных частично замкнутых эпиконтинентальных морей и проливов. Хотя морфология и распространение современных приливно-отливных песчаных волн хорошо известны (разд. 9.5.1), об их внутренней структуре сведений немного, хотя некоторые из них описаны [77, 314, 1491, 1795]. Обычно они сложены крупномасштабными разнообразными косыми слоями (мощность косослоистых серий составляет около 1—10 м, редко до 20 м). Внутренние структуры меняются от простых лавинных наклонных передовых слоев до сложных участков, состоящих из крупных, полого наклоненных поверхностей наслоения, которые разделяются участками с мелкомасштабной косой слоистостью с падением, как правило, вниз по склону, но в ряде случаев и вверх.

В нижнемеловых Зеленых песках южной Англии имеются отложения удаленных от берега приливно-отливных песчаных волн, показывающие разнообразные крупномасштабные осадочные структуры (рис. 9.34), которые, как полагают, связаны с различными морфологическими типами песчаных волн (рис. 9.35). Основные вариации отражают различия в наклоне подветренных склонов песчаных волн, которые первично обусловлены временно-скоростной асимметрией приливно-отливных течений. Обычно наблюдаемый латеральный переход (например, в Зеленых песках) от участков с круто наклоненными слоями

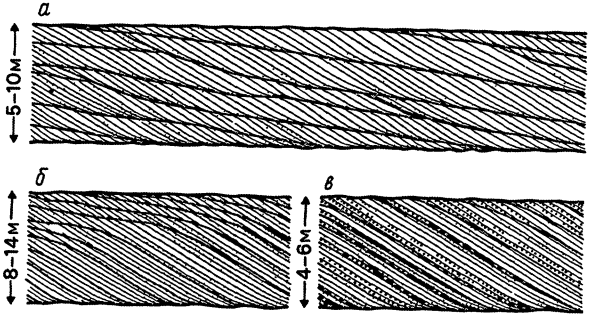


Рис. 9.34. Типы крупномасштабной сложной косой слоистости песчаных волн приливно-отливного происхождения в нижнемеловых слоях Фолкстон [38].

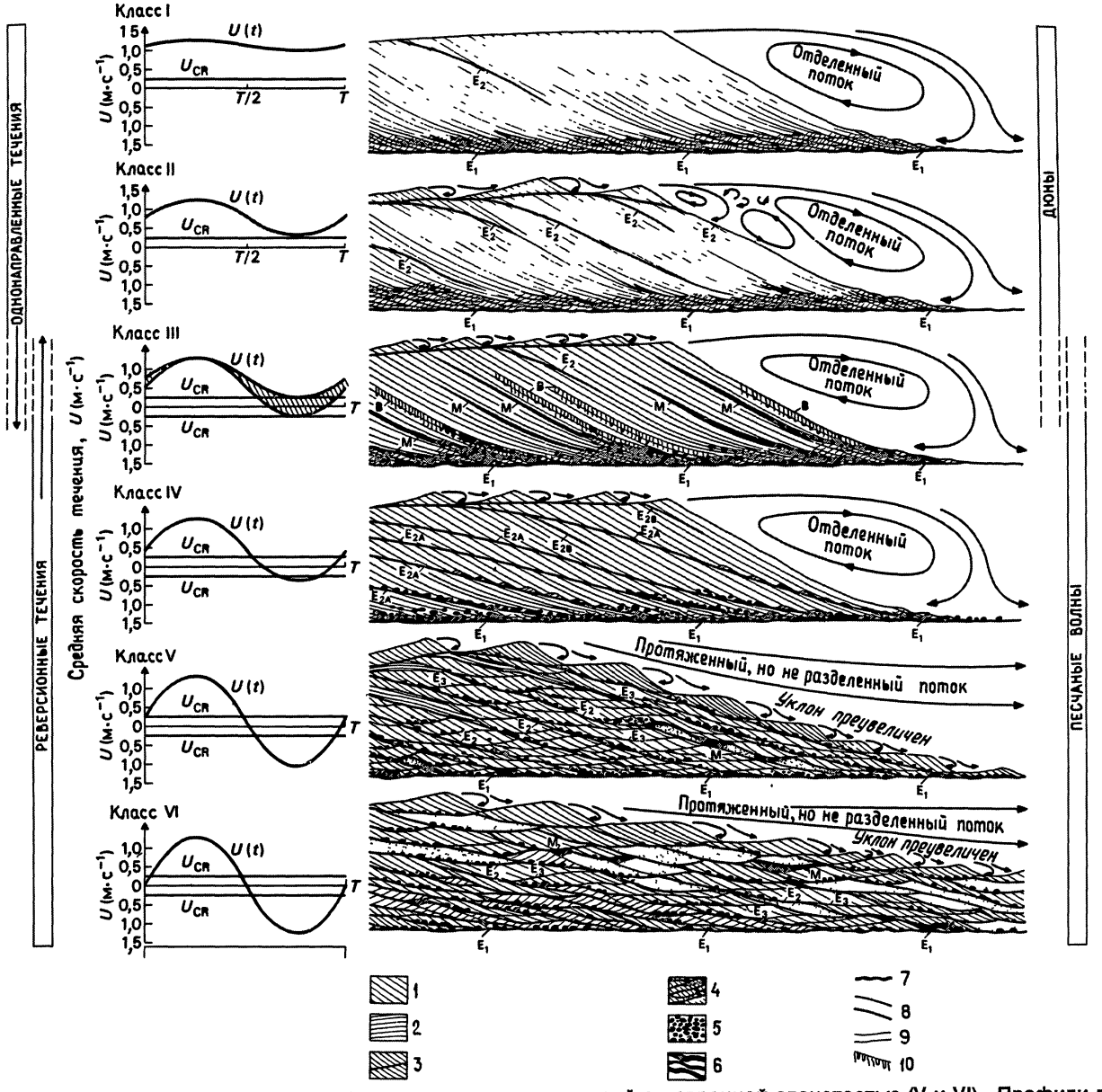


Рис. 9.35. Теоретическая модель, объясняющая взаимоотношения между внутренней структурой дюн, образованных однонаправленными течениями (классы I, II и III), и песчаными волнами, образованными реверсионными течениями [37]. В приливно-отливных обстановках структуры III—VI представлены формами ложа в виде песчаных волн. Характеристики время — скорость (левая сторона) показывают, что песчаные волны становятся все более асимметричными, так как одно из двух направлений потоков становится преобладающим (т. е. от VI к III). Реверсионный тренд показывает, что, когда характеристика время — скорость становится более симметричной, происходит изменение от лавинной слоистости передовых слоев (III) до сложнопостроенных серий с шевронной слоистостью (V и VI). Профили построены при предположении равновесных отношений форм ложа с такими характеристиками: размер зернистости = 0,25 мм, высота = 4,25 м, длина = 210 м, средняя глубина воды = 24,5 м. U_{CR} = критическая скорость, при которой частицы начинают двигаться; Ut — общая скорость течения; $T/2$ — полуцикл прилива; T — полный цикл. *1* — крупномасштабная слоистость передового склона; *2* — параллельное наслоение; *3* — крупная косая слоистость; *4* — тонкая слоистость; *5* — иловые класты; *6* — илистые примазки (М); *7* — слоистость первого порядка (E_1); *8* — слоистость второго порядка (E_2); *9* — слоистость третьего порядка (E_3); *10* — интервалы со следами зарывания (*B*).

(рис. 9.34, *б, в*) к полого наклоненным сложно построенным участкам (рис. 9,34, *а*), как полагают, отражает увеличение симметричности песчаных волн, связанных с приливно-отливными течениями, имеющими менее выраженную асимметрию параметров время — скорость [37]. Предполагаемые внутренние осадочные структуры (рис. 9.35) сравнимы со строением древних отложений (см. предыдущую ссылку). Кроме того, относительная частота полого наклоненных сложных и наложенных друг на друга косослоистых отложений в древних отложениях и редкость современных песчаных волн с углами естественного откоса на подветренной стороне (основной диапазон 5—15°) показывают, что наиболее сохраняющимися формами удаленных от берега приливно-отливных песчаных волн являются классы IV—VI (рис. 9.35).

Мегарябь (или дюны) не являются диагностическим признаком приливно-отливного режима. Однако в большинстве задокументированных древних приливно-отливных песчаников среднемасштабная косая слоистость (участки мощностью 0,1—0,2 м) является одной из наиболее распространенных осадочных структур, проявляющейся на протяженных по вертикали и латерали участках.

Иловые шлейфы — характерная, если не прямо диагностическая, черта приливно-отливных отложений [1958, 1993]. Они хорошо развиты в современных сублиторальных обстановках, намываются отливными течениями, имеющими крайнюю временно-скоростную асимметрию (например, в эстуариях или в узких проливах), где латеральные изменения размеров и распространенности илового шлейфа могут быть связаны с цикличностью отливных потоков и квадратурных приливов (см. разд. 7.5.1 и рис. 7.39 и 9.36).

Условия, подходящие для регулярного отложения иловых шлейфов, существовали в раннемеловом проливе южной Англии [37,38]. Илистые слои лежат в центральной части кварцевых алевритов и песков и являются диагностическими для двух периодов приливного затишья, отделенных отложениями приливно-отливного течения (стадии *B, C* и *D* на рис. 7.39). Пески передового слоя отражают миграцию песчаной волны или мегаряби в течение стадии преобладания течений (рис. 7.39, *а*). Латеральные изменения в распространении илистого шлейфа соответствуют периоду сизигийного прилива и рассматриваются как показатели приливно-отливного режима в раннем мелу [38]. Отложению и сохранению илистых шлейфов, очевидно, благоприятствует: 1) большая асимметрия параметров время — скорость (рис. 7.39, *д*), 2) малая сила приливно-отливных течений, что обусловливает минимальную эрозию илистого шлейфа (пик скорости приливно-отливного течения около 90 см/с), 3) сильная эксцентричность эллипсов приливно-отливного течения, 4) наличие дополнительного ненаправленного течения, которое ослабляет преобладающий направленный к югу отливный поток, 5) высокое содержание илистого материала на дне [1610], 6) сильная асимметричность песчаных волн (песчаные волны класса III на рис. 9.35).

Илистые шлейфы менее обычны и изредка встречаются там, где асимметрия в параметрах время — скорость выражена слабо и где много единичных глинистых слоев и/или поверхностей реактивации [266]. На участках открытого шельфа иловые шлейфы не обязательно отражают периодичность приливов более вероятно, что они обусловлены комбинацией ненормально высокого содержания взвешенного осадка с малой скоростью течения и малой интенсивностью волн на протяжении длительного периода времени [1610]. Такие условия могут сразу же, резко, сменяться штормовыми.

Поверхности эрозии в удаленных от берега приливно-отливных песчаных отложениях представлены несколькими иерархическими уровнями. Поверхности коротких периодов, отражающие миграцию форм поверхности дна, представлены различными типами: основными плоскостями напластования и биогенно переработанными поверхностями, не связанными с седиментацией, такими, как обнаружены внутри песчаных баров и отложений песчаных волн (рис. 9.37).

Крупномасштабные поверхности эрозии имеют широкое латеральное протяжение (сотни и тысячи метров), низкий рельеф (в основном менее 1 м) и не имеют глубоких врезов в виде каналов. Часто им сопутствуют слои, обогащенные раковинами, интенсивная биотурбация, фосфатная или глауконитовая минерализация и/или повышенные содержания в перекрывающих слоях гальки или гранул (отсеянные остаточные отложения). Эти поверхности могут формироваться либо в течение кратковременных событий высокой энергии, например, в тех случаях, когда приливно-отливные течения усиливаются штормами, либо в течение более длительного времени при «нормальных» условиях эрозии (смыва) под действием волн или течений твердого стока осадка (разд. 9.5.2).

В некоторых позднедокембрийских отложениях, относимых к приливно-отливным шельфовым осадкам распространены латерально протяженные щитообразные поверхности кровли галечных

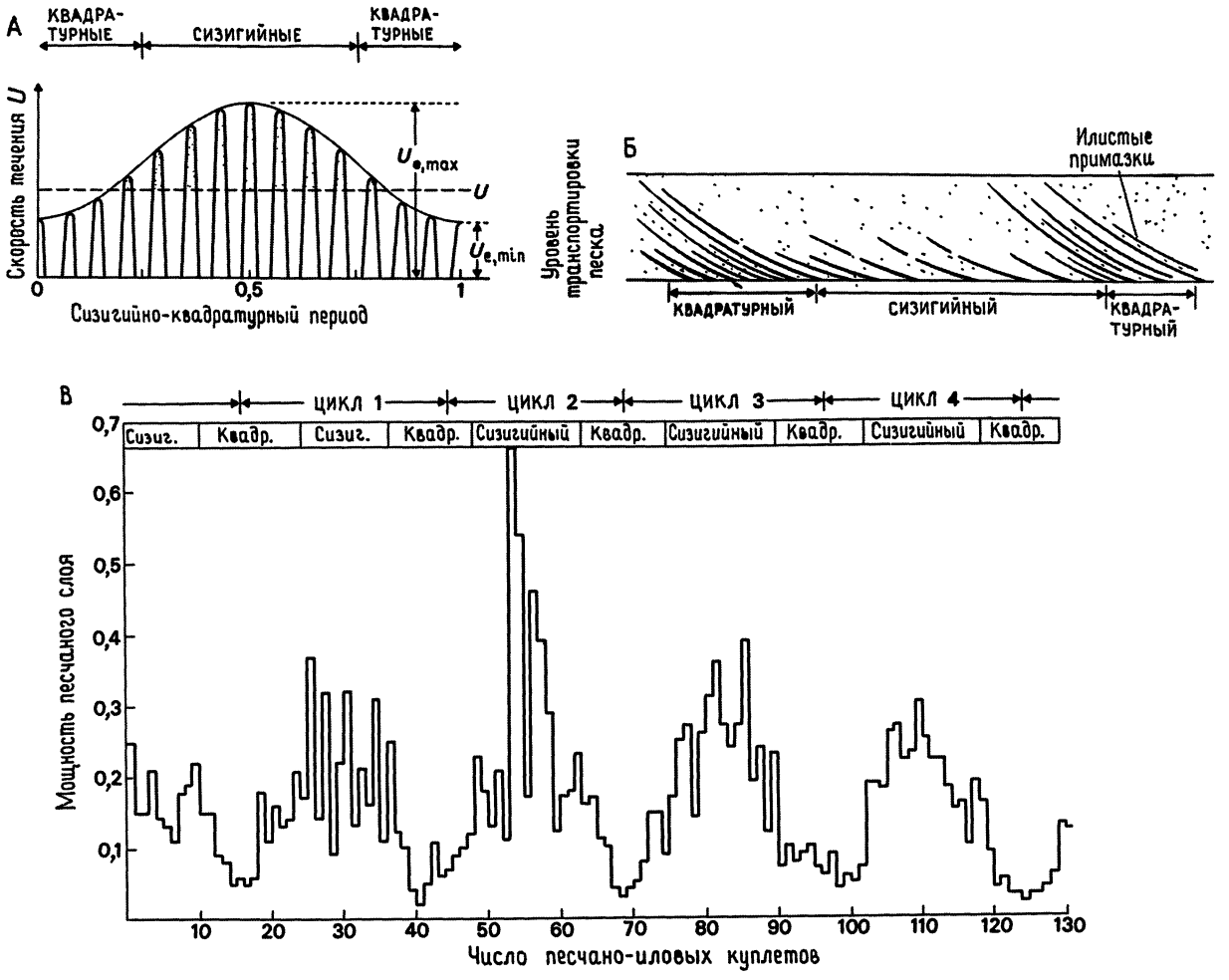


Рис. 9.36. *А* — схематическое распределение скорости течения в основной части сильно асимметричного индивидуального приливно-отливного цикла за один полный квадратурно-сизигийный период. Заметьте постепенное увеличение скоростей течения и соответствующее увеличение транспортировки песка (участки с крапом), максимум которой приходится на сизигийные приливы [38]. *Б* — схема косой слоистости песков с илистыми прослойками. Объем песчано-илистых куплетов может быть индикатором квадратурно-сизигийных циклов: толстые слои — сизигийные приливы, тонкие — квадратурные. *В* — в качестве примера приведены данные по измерению толщины песчано-илистых куплетов в голоценовых отложениях наружного эстуария на юго-западе Нидерландов, где выявлен сильно асимметричный полусуточный цикл [2511]. Четыре полных квадратурно-сизигийных цикла состоят из 26—30 песчано-илистых куплетов на цикл, что близко соответствует предсказанным 28,5 куплетам (см. также рис. 7.39). По вертикали показана мощность песчаного слоя, отложенного при преобладающем течении (= слой *А* на рис. 7.39) и ограниченного глинистыми примазками (= слои *В*, *С* и *D* на рис. 7.39). 1 куплет = 1 приливно-отливный цикл; 2 куплета = 1 день при полусуточном приливно-отливном цикле; примерно 28 куплетов = 14 дней при полном квадратурно-сизигийном периоде).

слоев, которые иногда перекрываются глинистыми шлейфами [77, 1491]. Их образование связывается со смывающим действием систем плащеобразных потоков, возможно усиленных штормами, которые были способны эродировать подстилающие песчаные слои, но оставляли самую крупную фракцию на месте как остаточные отложения. Перекрывающие глинистые шлейфы указывают на значительное замедление потока перед возобновлением транспортировки песчаного материала.

Долговременная периодичность в нижнемеловых слоях Фолкстон представлена крупными горизонтальными поверхностями эрозии, которые

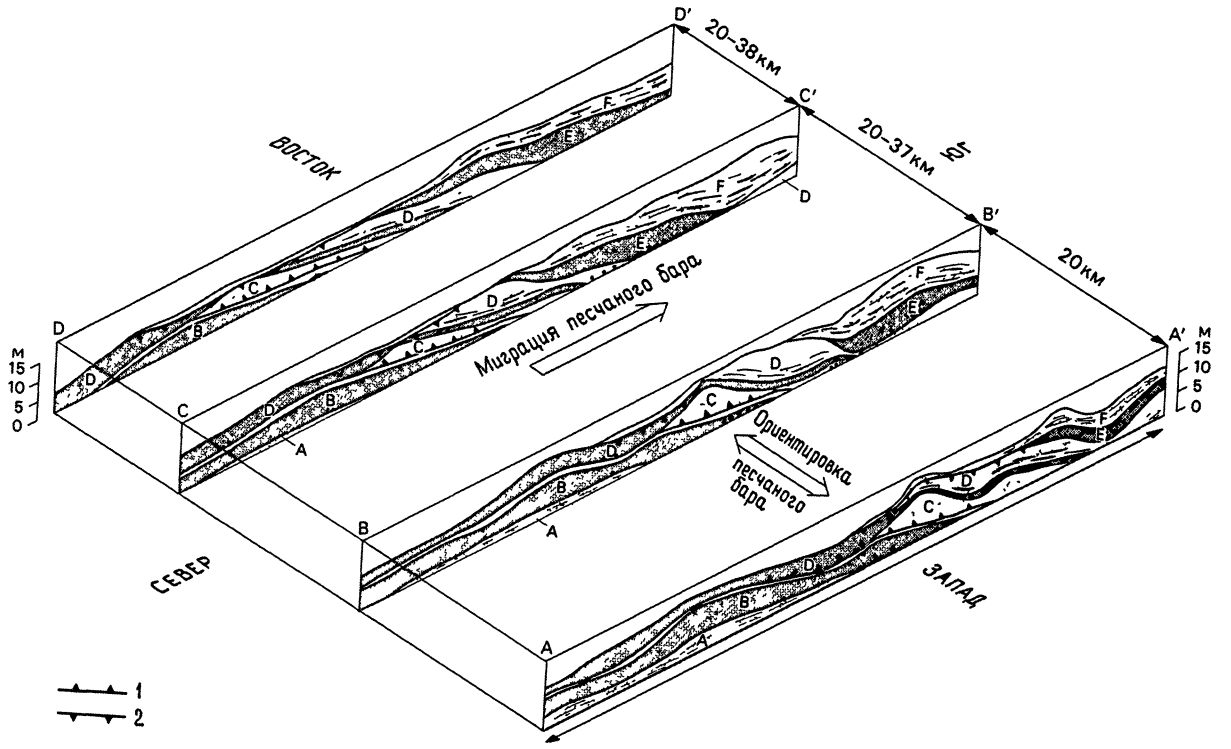


Рис. 9.37. Разрезы нижнемеловой формации Викинг, иллюстрирующие сохранность шести песчаных баров (*A* — *F*), которые интерпретируются как ориентированные с востока на запад линейные песчаные приливно-отливные гребни, постепенно мигрировавшие к югу [755]. *1* — бентонит I («M — N» по Эвансу [755]); *2* — бентонит II («K» по Эвансу). Характеристики песчаного бара: ориентировка гребня приблизительно восток — запад, миграция с севера на юг, высота/мощность 3—10 м, ширина 11—22 км, длина 113 км (всего изображено шесть песчаных баров).

разделяют отдельные песчаные волны [38]; каждая такая поверхность по подсчетам отражает период в 1250 лет, каждая песчаная волна — один год!

9.10.2. Приливно-отливные песчаные гребни. Линейные приливно-отливные песчаные гребни (или песчаные бары) распространены в современных приливных обстановках и на прибрежных, и удаленных от берега участках (разд. 9.5.3); морфологически сходные формы морского ложа широко распространены и в Среднеатлантическом заливе с преимущественно штормовым режимом (разд. 9.6.2). В настоящее время диагностические критерии для различения в геологической летописи линейных песчаных гребней, образованных преимущественно приливно-отливными течениями или преимущественно штормовыми течениями, отсутствуют, так как еще очень плохо известны особенности внутреннего строения современных песчаных гребней.

Древние линейные песчаные гребни распознаются в двух обстановках: 1) там, где удлиненное песчаное тело протягивается примерно параллельно преобладающему направлению палеотечения или известному региональному пути транспортировки осадка [193], и 2) там, где сохранились крупномасштабные полого наклоненные поверхности ($\leqslant 6°$), а преобладающее палеотечение было направлено параллельно или немного косо к простиранию этих поверхностей (= флангов баров) [1135, 1275, 1936]. Примером первого случая является нижнемеловая формация Викинг в юго-западном Саскачеване, где ориентировка песчаных тел была идентифицирована при картировании погребенных отложений [758]. Протяженный покров песчаников мощностью приблизительно 13 м в этом районе, состоящий из нескольких перекрывающих подразделений, детально прослежен путем каротажной корреляции скважин (рис. 9.37). Отдельные песчаные тела вытянуты с востока на запад и, как полагают, мигрировали к югу

в направлении палеопобережья под влиянием направленных на восток приливных течений [171].

Примером второго случая являются позднедокембрийские отложения песчаных баров в северной Норвегии (рис. 9.38). Их основными особенностями являются: 1) разрезы с укрупнением вверх зернистости (мощностью 5—10 м) от переслаивающихся песчаников и сланцев, которые включают многочисленные штормовые песчаные слои с волновой рябью (= дистальные баровые отложения), к косослоистым песчаникам со слоистостью, наклоненной на северо-запад (= проксимальные баровые отложения); 2) крупномасштабные погружающиеся на запад под пологими углами (6—15°) поверхности внутри проксимальных баровых отложений; они представляли собой ступенчатые аккреционные склоны линейных баров; 3) отложения, заполняющие каналы, которые пересекают и проксимальные, и дистальные баровые фации; они содержат противоположно наклоненные крупномасштабные плоские косослоистые (? песчаные волны) слои и интерпретируются как внутрибаровые приливно-отливные каналы. Присутствие этих каналов служит свидетельством приливно-отливного гидравлического режима.

9.10.3. Палеотечения и удаленные от берега приливно-отливные течения. Признаки палеотечений в древних мелководных морских отложениях являются мощным инструментом для реконструкции особенностей транспортировки шельфовых осадков, но они мало информативны для расшифровки относительной роли различных гидравлических процессов. Диагностические признаки бимодально-биполярных течений прибрежной и береговой приливно-отливной обстановок редки в удаленных от берега отложениях по причинам, рассмотренным ранее (разд. 9.5). Среди большинства древних приливных шельфовых песчаных отложений нет примеров структур, сформированных противоположно направленными течениями, и в большинстве случаев задокументированы признаки, свидетельствующие об однонаправленных палеотечениях [77, 1275, 1276, 1491, 1614, 1754]. Это не является неожиданным,

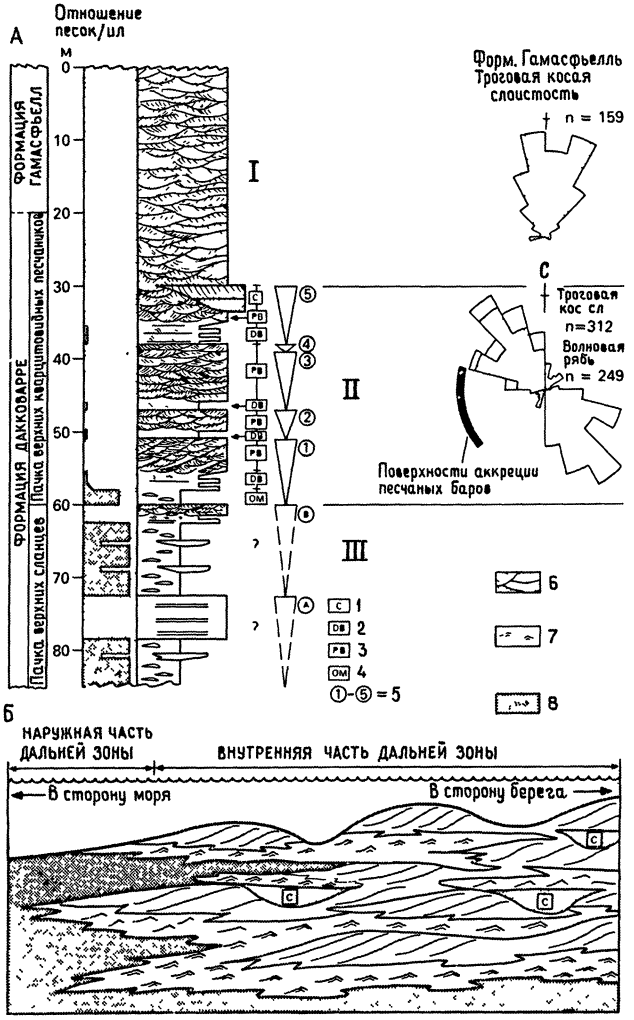


Рис. 9.38. *А* — седиментологическая интерпретация приливно-отливного комплекса песчаных гребней позднедокембрийских отложений из Финнмарка, северная Норвегия (первоначальное описание см. [1135, 1275]). *I* — песчаный покров дальней зоны с мегарябью (мощность 300 м, латеральная протяженность 200 км). Преобладает погружающаяся на север троговая косая слоистость, образованная отливными штормовыми течениями и/или другими бассейновыми течениями. Подчиненные потоки южного направления. Плоская геометрия осадочных тел без крупных форм ложа. *II* — нарастающий в западном направлении баровый комплекс приливно-отливных песков: (*1*) — течения направлены на северо-запад, отливные течения усиливаются штормами; (*2*) — колебания слабых волн в спокойную погоду и штормовых волн в направлении северо-восток — юго-запад. *III* — преимущественно сланцевый разрез с подчиненными песчаными барами образованными течениями (? дальней зоны или лагунные). *1* — отложения приливно-отливных каналов; *2* — дистальный бар; *3* — проксимальный бар; *4* — илы дальней зоны; *5* — номера разрезов; *6* — троговая косая слоистость; *7* — штормовые пески с волновой рябью; *8* — илы/алевриты. *Б* — схематический разрез, показывающий сливающиеся песчаные бары дальней зоны, которые выявлены в верхней пачке кварцитовых песчаников.

так как в современных приливно-отливных морях также обычно наблюдается зависимость направления транспортировки осадков от: 1) сильной асимметрии приливов, которая ограничивает эффективную транспортировку песка каким-то одним приливно-отливным циклом, результатом чего являются латерально протяженные однонаправленные пути транспортировки (разд. 9.5) и крупномасштабные формы ложа со склонами, обращенными в одном направлении [270, 1612]; 2) локализации транспортировки системой каналов, которые используются попеременно приливными и отливными потоками [436, 2043], хотя, из-за того что отличия проявляются лишь в масштабе единичной формы ложа, они не могут существовать длительное время [1276]; 3) однообразной латеральной миграции крупных приливных песчаных гребней, которая приводит к преобладающему сохранению подветренной стороны структур, сформированных одной частью системы приливно-отливных течений [1161], и 4) усиления нормальных приливных течений другими однонаправленными бассейновыми течениями, такими, как ветровые дрейфовые и океанические течения; сильно увеличивают скорость транспортировки осадка штормы, накладывающиеся на приливно-отливные течения [1282].

Хотя все указанные процессы могут способствовать образованию признаков однонаправленных палеотечений, наиболее обычным процессом является усиление приливных течений штормами.

Таким образом, связь с приливами доказывается легче, чем связь с другими процессами по следующим причинам: 1) приливно-отливные течения являются наиболее эффективным агентом в образовании текстурно и минералогически зрелых песчаников, 2) доказательства приливно-отливной деятельности могут быть идентифицированы путем латерального прослеживания береговых и прибрежных отложений, 3) там, где имеются узкие длинные проливы, соединяющие бассейн с открытым морем, сама геометрия и география бассейна оказываются более благоприятными для образования приливно-отливных течений [351], 4) приливно-отливные течения наиболее вероятный фактор транспортировки больших объемов песка, которые поступают из трансгрессивных дельт и с побережий и сохраняются в настоящее время в разрезах шельфа [1491] (разд. 9.14). Таким образом, хотя признаки однонаправленных палеотечений могут формироваться и в альтернативных системах шельфовых течений (т.е. с преобладанием штормовых и океанических течений), мощные покровного типа песчаники, которые характерны для некоторых древних шельфовых отложений, по-видимому, преимущественно являются приливно-отливными (см. разд. 9.13.1 и 9.13.2).

9.11. ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВОЛНОВЫЕ И ШТОРМОВЫЕ ФАЦИИ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ

Второй крупный комплекс мелководных терригенных фаций составляют отложения, образующиеся в результате метеорологически индуцированных процессов, особенно ветровых и волновых течений и штормового прибоя (см. рис. 9.6; разд. 9.4.3). Штормовые отложения, образованные метеорологическими течениями, усиленными в результате шторма, особенно обычны в геологических разрезах, так как хорошо сохраняются. В них находят свое выражение эпизодические, кратковременные условия высокой энергии («штормы»), которые чередуются с более длительными периодами условий малой энергии («спокойная погода»). Процессы спокойной погоды включают биогенную активность и/или незначительную физическую переработку осадка волнами; шельфовые течения, не связанные со штормами (приливно-отливные и океанические течения), обычно не приводят к переотложению и перемыву морского ложа. Ниже, однако, мы увидим, что штормы оказывают большое влияние на характер седиментации на разных участках древних эпиконтинентальных шельфов, где активно проявляются и другие системы течений (разд. 9.13.2 и 9.13.4).

Здесь же мы должны определить седиментационные структуры и последовательность стратификации, которые обнаруживаются в преимущественно штормовых и волновых фациях.

9.11.1. Волновая рябь и мелкая косая слоистость волновой ряби. Наиболее бросающимся в глаза признаком действия волн в древних отложениях являются знаки ряби симметричных и асимметричных волн или колебаний.

Мелкую косую слоистость волновых знаков ряби можно отличить от косой слоистости знаков ряби течений по следующим признакам: 1) менее корытообразной форме, 2) неправильной и ундулирующей нижней ограничивающей поверхности, 3) по пучковому строению фронтальных слойков, 4) наличию участков линзовидных раздувов в слоях, 5) наличию участков раздваивающихся и изгибающихся слоев (рис. 9.39). Вариации мелкой косой слоистости волновой ряби могут быть объяснены различиями в скоростях приращения и миграции осадка (рис. 9.40). Высокая скорость приращения и отсутствие миграции выражаются в

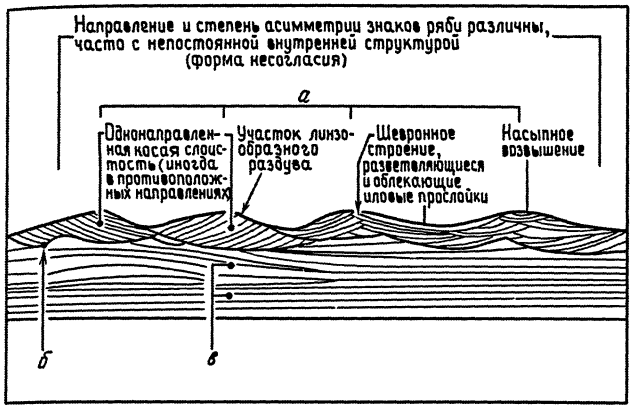


Рис. 9.39. Общие диагностические признаки косой слоистости волновых знаков ряби ([265], см. также [1958]). *а* — соседствующие косослоистые серии имеют разное строение; *б* — неправильная, волнообразная нижняя граница; *в* — ассоциация с различными способами ровного напластования: прямые слои (внизу) и градационные косые под пологими и крутыми углами (вверху).

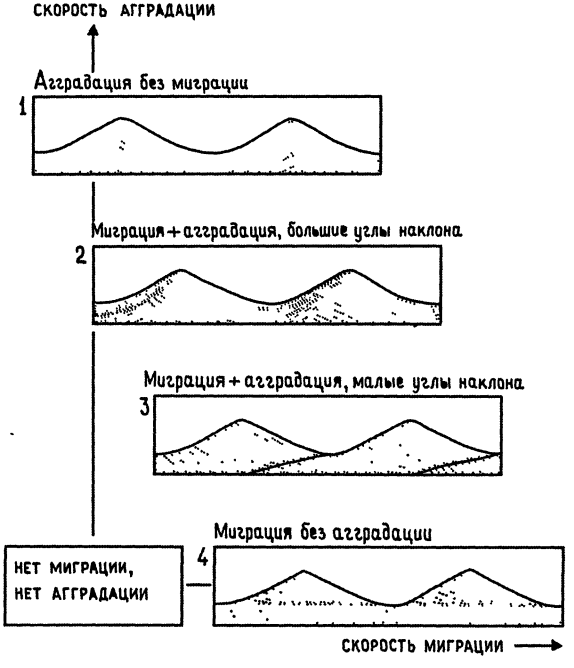


Рис. 9.40. Некоторые идеализированные типы косой слоистости, образованной волновыми знаками ряби, схематически соотнесенные со скоростями аградации и миграции.

образовании симметричных, направленных в разные стороны слоев, расположенных шевронообразно (рис. 9.40,*1*). Это, по-видимому, относительно редкая структура, которая отражает лишь незначительный компонент собственно потока, так как в природе большинство колебательных потоков очень изменчивы. В то же время асимметричная косая слоистость (рис. 9.40.*2, 3, 4*) является наиболее обычной структурой и в современных, и в древних знаках волновой ряби [1789, 1958].

По морфологическим и текстурным признакам знаков волновой ряби можно реконструировать режимы древних колебательных потоков [36, 38, 45, 46, 1390].

9.11.2. Бугорчатая косая слоистость. Волновая рябь и/или сформированная волнами мелкая косая слоистость, особенно если они имеют штормовое происхождение, в удаленной от берега зоне часто ассоциируются с полого наклоненной ундулирующей слоистостью. Эта структура описана в различных древних отложениях и определяется формально как бугорчатая мелкая косая слоистость ([1047], см. также [678]).

Такое строение рассматривается как одна из форм средне- и крупномасштабной косой слоистости, при которой ундулирующая и слабонаклонная природа слоев сохраняет трехмерность форм ложа при перемещении бугорков (возвышений) и понижений (трогов) (рис. 9.41). Для участков типичной бугорчатой косой слоистости характерны следующие черты: 1) эрозионная нижняя поверхность с наклоном в основном меньше 10° (максимум 15°), 2) перекрывающие слои дискордантно облекают базальную эрозионную поверхность, 3) систематические вариации в мощности слоев (выклинивание и раздувы отдельных слоев), 4) большая изменчивость направлений погружения как на границах участков слоистости, так и на внутренней слоистости, 5) на базальной эрозионной поверхности сохраняются подошвенные знаки (в основном следы ударов и волочения) там, где они лежат на глинистых слоях, 6) поверхность кровли, которая может быть уплощенной, мягко ундулирующей и с волновой рябью, 7) бугры имеют высоту главным образом 10—50 см и площадь около 1—5 м. Эта структура развивается в основном в крупном алевролите и мелком песке, которые в типичном случае содержат обильное количество слюды, карбонатного детрита и разрозненные интракласты аргиллита и/или морских раковин.

Несмотря на отсутствие позитивных свидетельств происхождения бугорчатой косой слоистости, так как не имеется ни экспериментальных, ни природных наблюдений, Хармс [1047] и после-

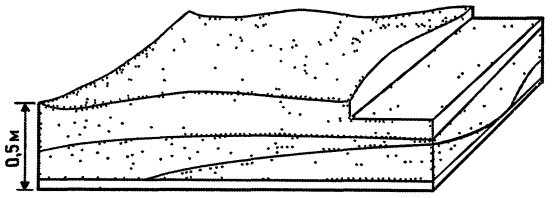


Рис. 9.41. Предполагаемые соотношения между бугорчатой косой слоистостью и бугорчатыми формами ложа, образованными волнами и состоящими из сдвигающихся приподнятостей и понижений [1052].

дующие исследователи сделали заключение, что эта структура первично формируется в связи с течениями высокой энергии, где имеется сильная колебательная компонента и орбитальная скорость превышает 0,5 м/с [1053]. Признаками колебательного потока являются: 1) случайное распределение направлений наклона слоев, в основном пологий наклон, 2) преобладание волновых знаков ряби и волновой косой слоистости, которые обычно перекрывают бугорчатую косую слоистость в единой последовательности, свидетельствующей об ослаблении потока (например, рис. 9.28 и 9.39), и 3) редкая встречаемость седиментационных структур, образованных течениями.

Относительная роль однонаправленных и колебательных потоков в образовании бугорчатой косой слоистости (в понимании Хармса [1047]) не ясна [1207]. На присутствие сильных однонаправленных потоков указывает значительное количество признаков, ассоциирующихся с бугорчатой слоистостью: 1) неправильная базальная эрозионная поверхность с дециметровым рельефом, 2) базальные подошвенные знаки, 3) наличие следов илоедов [348, 2600] и 4) наличие первичной линейности течения [137, 654]. В этих слоях с неправильной базальной эрозионной поверхностью неправильная, сходная с бугорчатой слоистость может быть также результатом выпадения из взвеси тонкого песка в присутствии сильного донного течения (структура размыва и заполнения).

Таким образом, остается неясным, вся ли ундуляционная слоистость в удаленных от берега мелководных морских обстановках является действительно бугорчатой косой слоистостью (по Хармсу [1047]) и только ли волнами или комбинацией однонаправленных и колебательных потоков она сформирована. На данной стадии изученности бугорчатость косой слоистости не может рассматриваться как однозначный показатель ее специфического происхождения [1207].

9.11.3. Признаки древних штормовых песчаных слоев внешней зоны. Образованные штормами песчаные отложения дальней зоны встречаются во все геологические времена (см. обзор [1576]). Отдельные слои песчаника, вероятно, могли быть отложены быстро, возможно в течение периода от нескольких часов до нескольких дней [652], и отражают события одного потока убывающей силы, который часто имеет сильный колебательный компонент. На первый взгляд некоторые из этих слоев напоминают турбидиты, но отличаются присутствием осадочных структур, сформированных волнами, и мелководной морской фауны в перемежающихся слоях сланцев. Мощность, геометрия, состав и слоистость этих слоев зависят от локальных условий, особенно от силы и продолжительности штормов, природы и близости источника осадка и от местоположения относительно путей штормовой транспортировки осадка (см. разд. 9.8.3).

Одним из типов разреза последовательности штормовые — спокойно-погодные отложения является «идеализированный бугорчатый разрез» (рис. 9.42; [654]). Он представлен слоем мощностью 0,2 м (до 1—1,5 м), состоящим из: 1) *штормовой базальной эрозионной поверхности*, которая может быть ровной или волнистой (рельеф до 0,40 м) с подошвенными знаками и включениями гальки, раковин или аргиллитов; 2) *основных штормовых отложений* — интервал с бугорчатой косой слоистостью с признаками, описанными в разд. 9.11.2, сочетается с горизонтальной (или параллельной) слоистостью, в редких случаях наклон слоев больше угла откоса (> 34°) [1207]); 3) *отложений утихающего шторма* — песчаный слой с волновой рябью, что свидетельствует о возвращении режима колебательных течений с более низкой энергией, хотя иногда присутствует и косая слоистость знаков ряби однонаправленного течения; 4) *глинистых отложений постштормовой спокойной погоды*, отражающих либо окончательное выпадение из взвеси осадка, поднятого штормом (постштормовой ил), или возвращения к нормальному основному режиму седиментации (или спокойной погоды). Обычное присутствие биотурбации в глинистом слое затрудняет определение его происхождения.

Такой идеализированный разрез только случайно может сохраниться полностью, в основном же он изменяется благодаря действию эрозии и биотурбации (рис. 9.42). В проксимальной части эрозия за счет последующих штормовых событий приводит к слиянию нескольких последовательностей песков с бугорчатой косой слоистостью (рис. 9.42, *В*, см. также рис. 7.37 — «нижняя бугор-

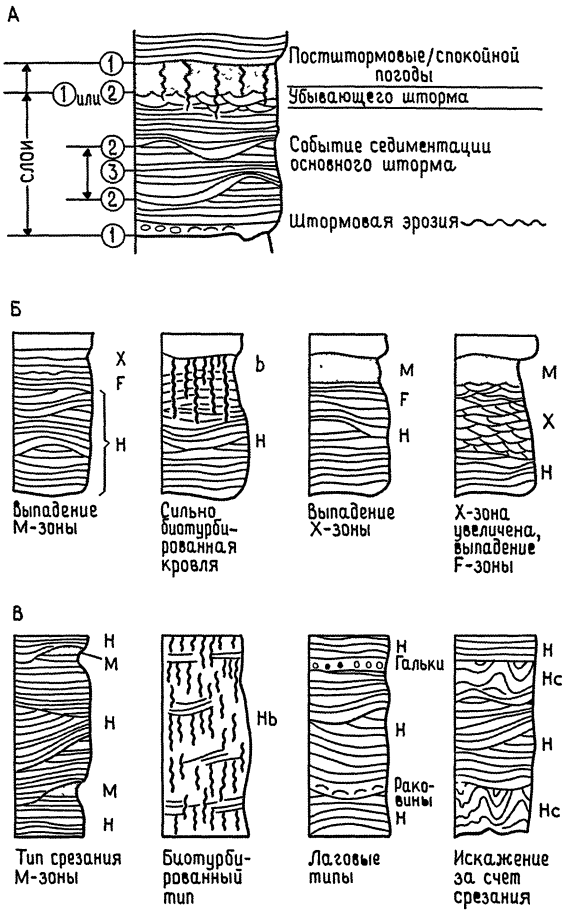


Рис. 9.42. *А* — идеализированная последовательность штормовых и спокойно-погодных бугорчато-слоистых отложений с интерпретацией происхождения различных компонентов; числа указывают иерархический порядок поверхностей. *Б* — вариации «идеальной» последовательности. *В* — смешанные разрезы. На изображениях *Б* и *В* два левых примера наиболее часто встречаются [654]. *H* — бугорчатая слоистость; *F* — плоская наслоенность; *X* — косая слоистость, *M* — ил, *b* — следы зарывающихся организмов.

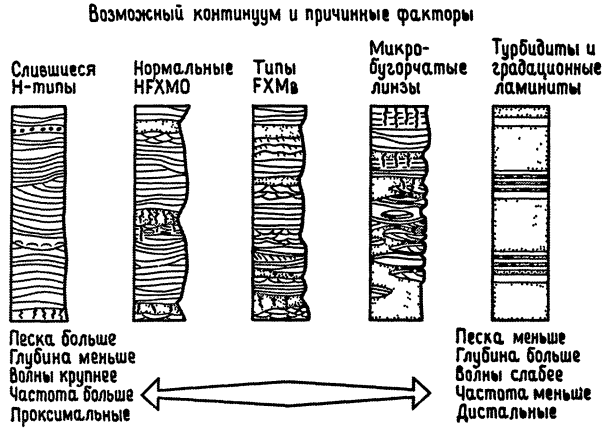


Рис. 9.43. Предполагаемые латеральные взаимоотношения и возможный переход между различными типами штормовых и спокойно-погодных отложений [654]. Сокращения, как на рис. 9.42.

чато-слоистая фация»). В других местах роющие организмы производят биотурбацию осадка в различной степени, в крайнем случае они могут полностью гомогенизировать несколько песчаных штормовых слоев (рис. 9.42, *В*; см. также на рис. 7.37 верхние 160 м песчаников Кейп-Себастьян). Смешанные слои переходят вниз по течению в дистальные более тонкие слои, в которых крупномасштабная бугорчатая косая слоистость замещается слоями мощностью 2—10 см с градационной и горизонтальной слоистостью, которые часто сопровождаются слоями с косой слоистостью волновой ряби (рис. 9.43) [250, 336]. На самых дистальных бассейновых участках они могут быть представлены тонкими слоями с градационной слоистостью, ровно наслоенными очень тонкозернистыми песками и алевритами и даже настоящими турбидитами (рис. 9.43; см. также [1018], рис. 7.18 и разд. 9.8.2).

Некоторые отложения дальней зоны, относящиеся к штормовым, имеют признаки, свидетельствующие об однонаправленных (? дрейфовых ветровых) течениях, и в них нет существенного развития бугорчатой косой слоистости. Например, около 50% отложений с несомненной косой слоистостью в одном из позднедокембрийских резервов, в котором штормовые отложения представлены покровом из слоев песчаников мощностью 0,15—0,5 м, не имеют слоев с бугорчатой косой слоистостью [1490]. В кровле многих подразделений песчаников с косой слоистостью имеются волновая рябь и/или линейные структуры, где сконцентрированы вымытые остаточные зерна и галька (см. разд. 9.10.11). Вниз по течению эти косослоистые песчаники переходят в тонкослоистые штормовые слои (с градационной, горизонтальной слоистостью, с косой слоистостью волновой ряби и ряби течений). Ортогональные взаимоотношения между направленными на северо-восток ветровыми течениями и колебательными ветровыми течениями с северо-востока на юго-запад проявляются в виде взаимодействия волновых процессов с течениями (сравните с [2299]). В

других случаях, как полагают, отложение штормовых песчаных слоев усиливается за счет присутствия других течений, в особенности приливно-отливных, о чем свидетельствуют близкое соседство различных песчаных тел с косой слоистостью (см. разд. 9.13.2).

Вариации в составе штормовых отложений дальней зоны сильно зависят от количества раковинных бентосных организмов в районе штормовой эрозии. Там, где раковинных организмов много, штормовые слои могут сохраниться как куплеты, состоящие из базального слоя, обогащенного раковинами, и вышележащего песчаного слоя с разнообразной слоистостью [399, 1134, 1210, 1325, 1405]. Биокластические штормовые слои в шельфовых аргиллитах описаны ниже (разд. 9.12.2, рис. 9.47).

Кроме биотурбации, постседиментационным процессом, изменяющим осадок, является физическая эрозия. Слепки ходов илоедов или эрозионные борозды относительно хорошо известны в основании штормовых слоев [953, 987, 1033, 2600], но менее известны сходные структуры в кровле штормовых песчаниковых слоев (рис. 9.44) [250, 954, 956, 957]. В подстилающих песчаных слоях наблюдается разная степень эрозии, но часто обнажившиеся песчаные гребни имеют крутые и даже нависающие стенки. Точное происхождение и время образования этих структур неизвестны, но можно предполагать, что они отражают период субаквальной эрозии течением, не несущим песка (? эрозионные штормовые течения), песчаных слоев, возможно частично уплотненных, в результате ранней литификации или водорослевыми постройками и интерстициальными глинами [954].

Геометрия и латеральное протяжение отдельных штормовых песчаных слоев и расстояние, на котором единичные слои вниз по течению становятся тонкими и мелкозернистыми, неизвестны. Проксимальные песчаные слои, в особенности те, которые имеют отчетливую эрозионную базальную поверхность, часто показывают быстрые изменения мощности и выклиниваются латерально на протяжении десятков метров (рис. 9.47,*б*). Поверхность эрозии в кровле сопровождается выклиниванием и раздуванием некоторых слоев. Дистальные слои имеют табулярную геометрию пластов и большее протяжение (например, прослеживаются на сотни-тысячи метров), что частично связано с минимальной эрозией подстилающих отложений и кровли слоев.

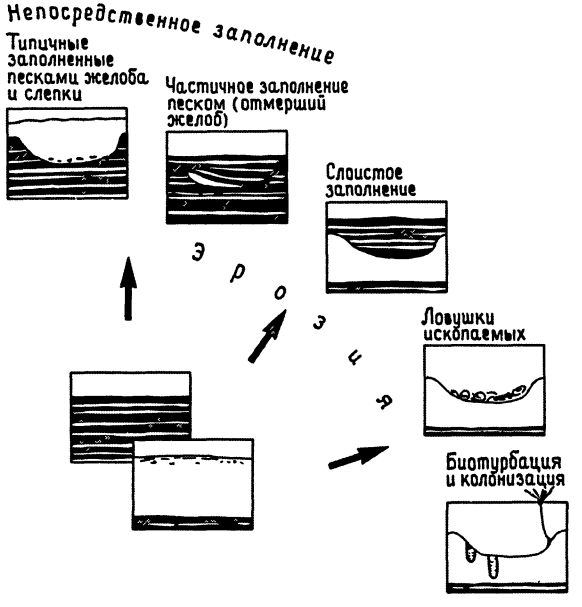


Рис.9.44. Пять типов желобообразных структур в штормовых песчаных слоях дальней зоны, время образования и биологическая деятельность [954].

9.12. ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ИЛОВЫЕ ФАЦИИ ДАЛЬНЕЙ ЗОНЫ

Преимущественно иловые фации дальней зоны самые распространенные среди всех древних терригенных отложений этой зоны. Однако, хотя в палеоэкологических аспектах они наиболее изучены, точная седиментологическая информация, за исключением минералогии глин, часто скудна. Если современные аналоги обстановки точно соответствуют древним, то преимущественно глинистые шельфовые отложения большой мощности, вероятно, быстрее всего накапливаются в районах слабого воздействия волн и течений (разд. 9.3.1), особенно там, где высока концентрация взвешенного осадка.

Некоторые шельфовые аргиллиты могут соответствовать широкому спектру обстановок в зависимости от их места в общей последовательности фаций. Например, в разрезе отложений наступающего побережья аргиллиты составляют нижнюю часть разреза с укрупняющейся вверх зернистостью; в дельтовых разрезах шельфовые аргиллиты с ископаемыми постепенно перекрываются аргиллитами и алевролитами продельты (гл. 6), тогда как в других местах они переходят постепенно вверх в отложения предфронтальной зоны (гл. 7).

В других случаях мелководные морские аргиллиты формируют латерально протяженные покровного типа отложения, которые покрывают обширные площади ложа эпиконтинентальных морей при эвстатическом понижении уровня моря; примером этого служат верхнеюрские глины кимериджа и нижнемеловые глины гольта в Северо-Западной Европе [1010, 2494, 2681] и мезозойские морские аргиллиты Западного Внутреннего бассейна [1315, 2256].

Несмотря на их очевидную монотонность, мощные разрезы шельфовых аргиллитов часто показывают тонкие внутренние различия, единственным способом интерпретации которых является детальный палеонтологический анализ [675, 888, 2184].

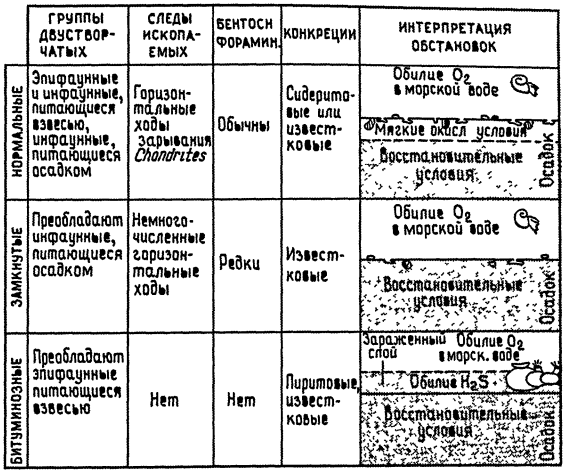


Рис.9.45. Классификация юрских иловых шельфовых фаций Северо-Западной Европы, основанная на их палеоэкологических и минералогических характеристиках [1719].

9.12.1. Палеоэкологические аспекты. Палеоэкологический анализ глинистых шельфовых отложений имеет своей целью реконструкцию различных условий субстрата и связанных фаций, которые не могут быть идентифицированы с помощью только седиментологического изучения.

Палеоэкологическое изучение нижней юры северо-запада Европы, позволило, например, идентифицировать три основные глинистые фации: «нормальная», «ограниченная», «битуминозная» [1719] (рис. 9.45). Свободно плавающие и планктонные организмы (аммониты, белемниты, рыбы, кокколитофориды) обнаруживаются во всех трех фациях, но присутствие бентосных организмов сильно контролируется фациями.

Нормальная глинистая фация состоит из глинистых сланцев и аргиллитов с разнообразным комплексом бентосных зарывающихся и эпифаунных организмов. Зарывающиеся организмы представлены собственно ископаемыми и следами (*Chondrites, Phizocorallium* и *Thalassinoides*), среди первых преобладают двустворчатые. Зарывающиеся формы включают те, которые питаются взвесью, и те, которые питаются осадком.

Ограниченная глинистая фация содержит небольшое число зарывающихся форм всех типов и немного эпифаунных организмов. В бентосе в основном преобладают инфаунные двустворчатые, питающиеся осадком, такие, как протобранхии, и специализированные эпифаунные двустворчатые *Posidonia* (*Bositra*) и *Inoceramus*. Следы ископаемых немногочисленны, в основном представлены горизонтальные следы зарывания, приписываемые организмам, питающимся осадком [2184]. Редки *Chondrites* и другие следы жизнедеятельности.

Битуминозная глинистая фация содержит немногочисленные бентосные роды, исключая упомянутые выше специализированные группы. Они обычно находятся прикрепленными к верхней поверхности более крупных частиц осадка, например к аммонитам или ископаемой древесине, которая является подходящим субстратом. Осадок в основном не переработан биотурбацией, сохраняются хорошо развитые слои, обогащенные керогеном, который составляет битуминозную часть этих фаций. Битуминозные сланцы, возможно, формируются в затишных бассейнах с ограниченным содержанием кислорода и отражают комбинацию дефицита кислорода и неблагоприятных условий субстрата на морском дне.

В вертикальном разрезе «нормальные», «ограниченные» и «битуминозные» фации часто располагаются в виде симметричных циклов крупного (десятки метров) и мелкого (дециметры) масштабов с переходом от «нормальных» к «ограниченным» и «битуминозным» сланцам. Это указывает на то, что периодически бассейн становился все более и более замкнутым, а затем следовало улучшение обстановки.

Вариации в фаунистической колонизации иловых шельфов и соответственно в комплексах ископаемых и следов жизнедеятельности часто сопровождаются изменениями физических условий субстрата — «твердое дно» и «мягкое дно» [13, 889, 2178] (рис. 9.46). Например, обнажение горизонта осадков, подвергшихся ранней консолидации, даст относительно твердый субстрат, или

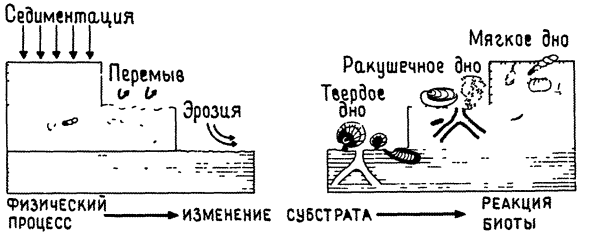


Рис. 9.46. Изменения фаунистического состава и биологической деятельности в связи с изменениями субстрата, обусловленными либо продолжающейся седиментацией, либо неотложением, либо эрозией [2178].

«твердое дно», которое способны очищать эпифаунные и инфаунные формы, питающиеся взвесью. В размываемых местах, депрессиях, могут образовываться защищенные ниши для дальнейшей пионерной колонизации или эти углубления становятся ловушками для дрейфующей фауны. Все это способствует сохранности фауны.

Наоборот, перемывание более подвижного илистого субстрата — «мягкое дно» — благоприятствует образованию отмытых шельфовых конденсатов [2010]. В этих случаях фаунистическая характеристика будет более диагностичной, чем в окружающих аргиллитах, что еще раз подчеркивает важное значение палеоэкологического анализа иловых шельфовых отложений.

9.12.2. Седиментологические аспекты. Отложение шельфовых илов является эпизодическим процессом, максимальная скорость накопления соответствует периоду непосредственно после штормов, минимальная — длительному периоду спокойной погоды. Из-за низкой скорости осадконакопления преобладающей чертой шельфовых аргиллитов является их биотурбация.

Свидетельством штормов являются скопления переотложенного скелетного материала (ракушечники) и глинистые штормовые слои («иловые темпеститы» по [16]) с их характерной биотурбированной кровлей. Рассмотрение природы и происхождения скоплений ископаемых раковин может быть более уместно при обсуждении мелководных карбонатных обстановок (гл. 10), но их значение как «кластических индикаторов» дает основание для рассмотрения их и в этом разделе.

Ракушечники — это беспорядочные скопления ископаемых раковин (рис. 9.47), типично связанные с двумя процессами переотложения: 1) с транспортировкой штормовыми или усиленными штормами течениями раковинного материала, который происходит не из обстановки непосредственного обитания [890, 1251, 1325], и 2) с переотложением штормовыми волнами раковинного материала in situ [339, 1405, 1406, 2301].

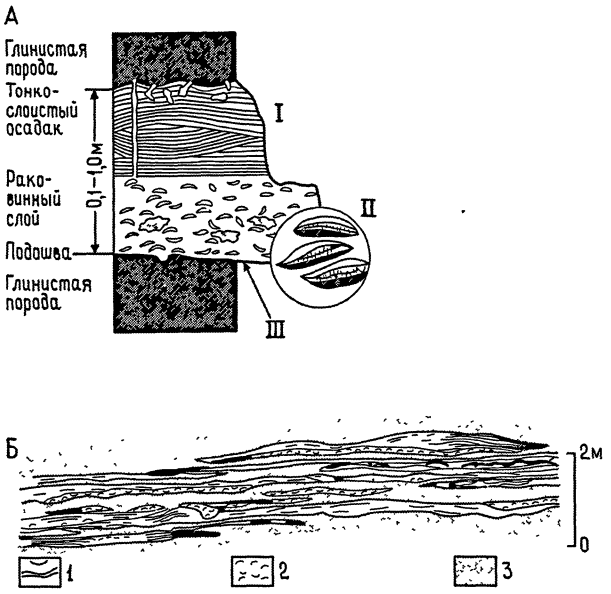


Рис. 9.47. Смешанные известково-песчаниковые куплеты. Образовавшиеся в результате штормового осадконакопления в средневерхнеордовикских шельфовых отложениях юго-западной Виргинии [1405, 1406]. *А* — идеализированный штормовой куплет, состоящий из базального обогащенного раковинами слоя и перекрывающего его слоистого песчаного слоя (врезка показывает типичное «зонтичное» строение). *Б* — пример вертикальных и латеральных взаимоотношений штормовых слоев. Отметьте крупную линзовидность и локальное развитие каналов. *I* — плоская, бугорчатая слоистость до слоистости знаков ряби, пустые ходы зарывателей, слабая градационность, заселение зарывателями заново; *II* — преимущественно ориентированные раковины. Инфильтрационный материал (внедрение). Итракласты, раковины, покрытые илом; *III* — резкая/эрозионная. Заполнение желобов, следы ударов. *1* — Тонкие песчаники; *2* — песчаные пакстоны с целыми раковинами; *3* — глинистые сланцы.

Транспортировка течением доказывается путем сравнения комплексов фауны из проксимальных и дистальных частей отложений. Например, фауны из проксимальных глинистых фаций дальней зоны в трансгрессивной формации Кастаик (верхний миоцен, южная Калифорния [636]) залегают в основном in situ и представлены крупными индивидуумами, среди которых большинство раковин не окатаны, имеют сочлененные створки и характерны для песчаного или скального субстрата. Фаунистиче-

ские комплексы, распространенные в дистальном языке базальных фаций, содержат те же таксоны, что и проксимальные фации, но раковины разобщены, истерты, перемешаны, преобладающее их расположение — вогнутой поверхностью вниз. С этими явно перенесшими транспортировку раковинами встречаются в небольшом количестве более глубоководные виды моллюсков. Связанный со штормами перенос от прибрежной к внешней зоне, как полагают, формирует из принесенного прибрежного детрита участки твердого субстрата среди илистого осадка. Крупный размер раковин в прибрежных фациях указывает на длительный период спокойной погоды, что соответствует эпизодам отложения ила в дальней зоне.

Переотложение in situ можно считать доказанным в тех местах, где наблюдается, что раковинная фауна в основном происходит за счет локального вымывания из подстилающих илов с незначительной транспортировкой (например, остаточная вымытая галька, см. разд. 9.10.1). Это характерно для раковинных слоев, которые образуются в базальной части перемешанных штормовых слоев в ордовикских известняково-песчаниковых отложениях в северо-восточной Виргинии (рис. 9.47) [1406]. Эти штормовые слои отражают два процесса: 1) штормовой пик и 2) фазу затухания. *Штормовой пик* представлен базальным раковинным слоем, содержащим вымытый материал из подстилающего ила, местами включенного в виде интракластов, и раковин, ориентированных вверх выпуклостью и параллельно напластованию. Это отражает период повышенной турбулентности волн у морского ложа. Перекрывающие осадки *фазы затухания* имеют характерные признаки песчаных штормовых слоев (разд. 9.11.3). Наиболее заметной особенностью является частое присутствие инфильтрационного материала, который выделяется при суспензионной седиментации, когда на субстрат, покрытый свободно расположенными раковинами (включая открытые полости раковин), просеивается осадок и осаждается на раковины таким образом, что в их заполнении отражается уменьшение зернистости осадка (рис. 9.47,*А*).

9.13. МОДЕЛИ ДРЕВНИХ МЕЛКОВОДНЫХ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ФАЦИЙ ДАЛЬНЕЙ ЗОНЫ

Взаимоотношения и пропорции трех основных фациальных групп (преимущественно приливно-отливной, преимущественно волновой штормовой и преимущественно илистой) варьируют очень широко. В некоторых древних мелководных морях осадки представлены главным образом одним типом фаций, что указывает на преобладание одного процесса (приливно-отливного, или штормового). В других случаях представлены все три фациальные группы, что свидетельствует о пространственном и временно́м взаимодействии нескольких процессов (например, системы приливно-отливных и штормовых взаимодействий). Это относительное преобладание и/или взаимодействие различных процессов, обсуждавшееся выше (разд. 9.9.2, рис. 9.33), приводит к представлениям о сложности мелководных морских терригенных отложений и к разнообразным моделям осадконакопления. Кроме того, могут быть значительными локальные вариации тектонической активности, скорости и частоты флуктуаций уровня моря, количества и состава осадка, условий субстрата (влияющих на природу и распространение форм ложа и бентосные организмы), большое значение имеют также морфология шельфа и морских проливов и палеогеография (например, ширина, длина, глубина, связь с океаническими бассейнами).

Представленные в этом разделе модели осадконакопления, таким образом, охватывают основные физические модели (рис. 9.33) и рассматриваются в свете локальных условий бассейна.

9.13.1. Преимущественно приливно-отливные системы. Имеются различные точки зрения на то, являются ли обширные древние эпиконтинентальные и периконтинентальные шельфовые моря в основном приливно-отливными [1372] или бесприливными [1599, 2213] и какими течениями переработаны их отложения — только метеорологическими и/или океанскими. Однако присутствие разрезов с приливно-отливным уменьшением вверх зернистости отложений, отложений эстуариев с влиянием приливов и отливов (разд. 7.7), различные биологические свидетельства, включая характер залегания раковин двустворчатых моллюсков [1856], указывают на то, что многие древние побережья испытывали воздействие приливов-отливов. Хотя изучение влияния приливов на отложения дальней зоны предпринимается нечасто, все возрастающий банк данных о приливных-отливных песчаниках внешней зоны представляет основания для их распознавания и интерпретации на протяжении всей геологической летописи (разд. 9.10).

Замечательным примером преимущественно приливно-отливного сублиторального песчаного комплекса являются Нижние Зеленые пески южной Англии.

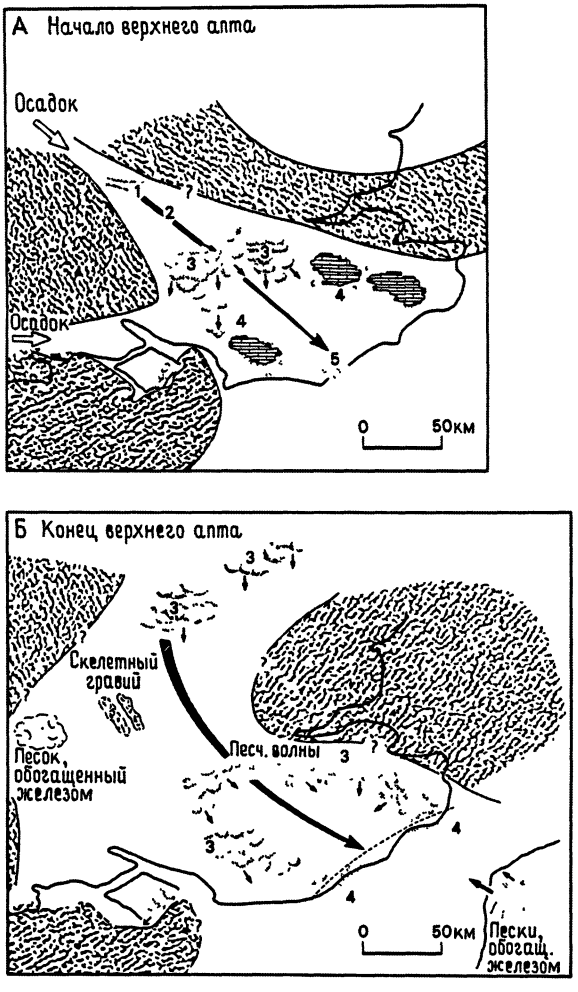


Рис. 9.48. Палеогеография и латеральное распределение основных фаций и зон осадконакопления в преимущественно приливно-отливных отложениях формации Нижних Зеленых песков южной Англии. *А* — нижняя часть верхнего апта. *Б* — верхняя часть верхнего апта [351]. *1* — приливный смыв; *2* — зона смыва и песчаных лент; *3* — песчаные волны; *4* — дистальное окончание пути транспортировки осадка приливом (маломощная песчано-алевритовая фация) (сравните с рис. 9.11).

Нижние Зеленые пески (нижний мел) южной Англии: трансгрессивные приливно-отливные *песчаные отложения.* Нижние Зеленые пески (апт — альб) южной Англии содержат несколько мощных (до 100 м) приливно-отливных песчаных тел, характеризующихся преимущественно песками с крупномасштабной косой слоистостью волнового происхождения (разд. 9.10.1), которые были отложены в течение широко распространившейся раннемеловой трансгрессии. Основным фактором, приводившим к воздействию приливов, было, вероятно, сообщение с расширяющимся и генерирующим приливы Атлантическим бассейном и усиление приливной волны в узком проливе (в позднеаптское время) и в морском проходе (в конце позднего апта и в раннеальбское время) [351]. Продолжавшаяся трансгрессия привела к более открытому морскому сообщению, но продолжали преобладать направленные к югу течения (рис. 9.48,*Б*). Как полагают, преобладание направленных на юг потоков было связанно с сильно асимметричными приливно-отливными течениями (преимущественно отливными), которые усиливались дополнительными однонаправленными течениями, флювиальными, термогалинными (океаническими) или метеорологическими (ветровыми дрейфовыми) [38]. Однако признаки иловых покровов в слоях Фолкстон свидетельствуют о присутствии ежедневных приливов с сизигийными циклами (рис. 9.36) [38], морфология бассейна подтверждает усиление приливных волн [351].

9.13.2. Система взаимодействия приливов и штормов. Развитие большого количества песчаниковых тел указывает на существование мелководных шельфовых морей, которые окаймляли океан Япетус в позднедокембрийское и раннекембрийское время и которые были подвержены влиянию приливов и штормов [77, 137, 1275, 1491]. Тесная ассоциация преимущественно приливно-отливных и штормовых фаций свидетельствует о том, что максимальная транспортировка осадка и соответственно многие из сохранившихся структур обусловлены усилением приливно-отливных течений штормами.

Сходные отложения были описаны из других позднедокембрийских — раннекембрийских эпиконтинентальных морей, которые покрывали многие стабильные внутрикратонные пространства [524, 1108, 1136, 2416].

В типичном случае эти песчаники имеют средне- и крупномасштабную косую слоистость, высокую текстурную и минералогическую зрелость и значительное латеральное протяжение (несколько сотен километров). Фациальные характеристики этих косослоистых песчаников, образованных в условиях высокой энергии, были рассмотрены ранее (разд. 9.10.1). В направлении к суше эти отложения переходят в прибрежные, отражающие влияние волн песчаники флювиальных кос (рис. 9.49). В направлении к бассейну они переслаиваются с более тонкослоистыми песчаниками и сланцами, имеющими признаки, характерные для штормовых отложений, а еще дальше от берега по направлению течения они переходят

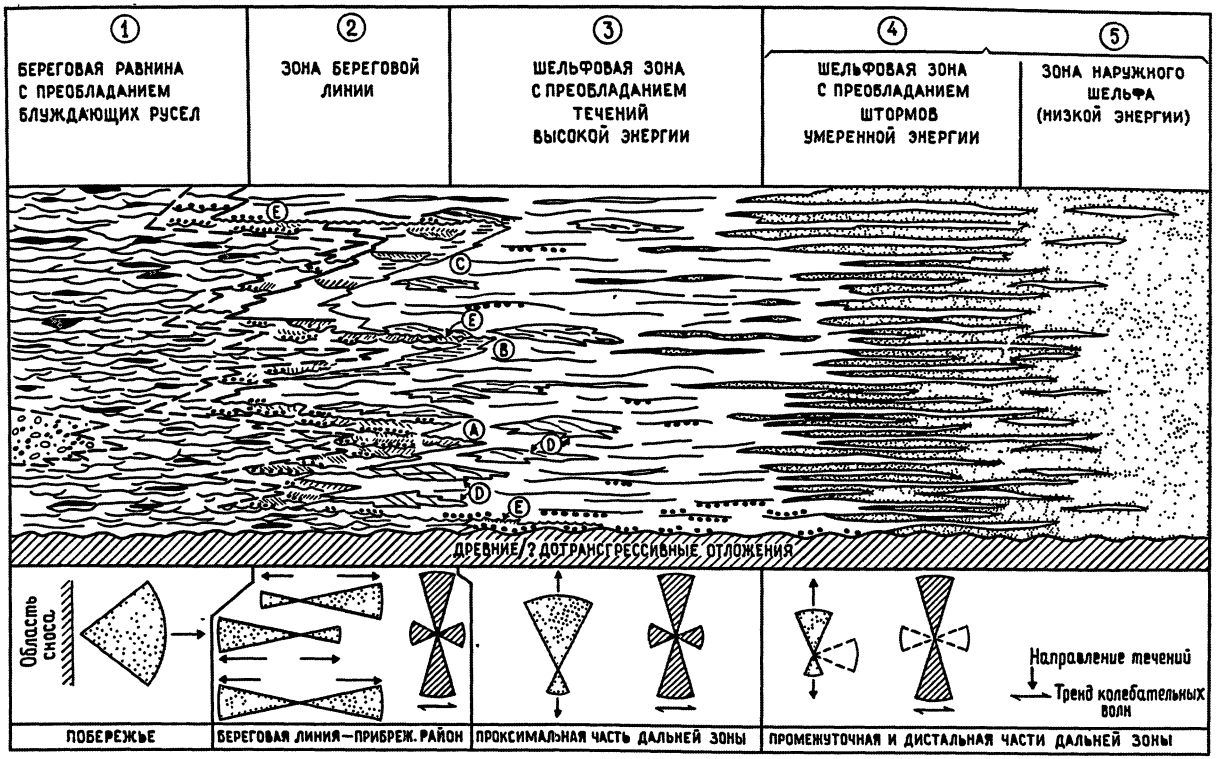


Рис. 9.49. Схематическая модель взаимоотношений фаций внутри позднедокембрийских — раннекембрийских мелководных морских песчаников, образованных преимущественно течениями и штормами, со смежными отложениями. *A* — прибрежные и дельтовые преимущественно волновые отложения. *B* — смешанные волновые и преимущественно приливно-отливные прибрежные и дельтовые отложения. *C* — преимущественно приливно-отливные прибрежные и дельтовые отложения. *D* — линейные песчаные бары дальней зоны. *E* — эрозионные и трансгрессивные поверхности. На модели показаны преимущественно песчаные отложения блуждающих потоков, постепенный переход к переслаиванию (за счет трансгрессий — регрессий) с отложениями дельты и прибрежной системы и далее к «покрову» кварцевых аренитов дальней зоны (латеральная протяженность от десятков до сотен километров). Без вертикального и горизонтального масштабов. Фациальные пояса варьируют по ширине и мощности. Идеализированные особенности палеотечений выявлены по позднедокембрийским отложениям группы Вадсё — Танафьорд в северной Норвегии [1274, 1275, 1276, 1278] и указывают на преобладание в дальней зоне течений, параллельных береговой линии (преимущественно в северном направлении). Подходы волн были параллельны береговой линии (направление колебательных движений главным образом восток — запад). Возможные пространственные взаимоотношения фациальных поясов показаны на рис. 9.61. Более детальная характеристика обстановок: *1* — текстурно и минералогически относительно незрелые грубые пески с галькой; *2* — волновые, смешанные волновые и приливно-отливные терригенные побережья и дельты; *3* — проксимальный район дальней зоны. В основном преобладают приливно-отливные течения с компонентами штормов. Песчаные бары, песчаные волны, песчаная рябь, зоны смыва; *4* — переходный — дистальный район дальней зоны. В основном образованные штормами пласты песков с глинистыми слоями, образованными в спокойную погоду; *5* — дистальный район дальней зоны. Тонкие дистальные штормовые слои. Фациальные зоны *4* и *5* могут быть смежными и с дистальными отложениями и с отложениями зоны с преобладанием течений высокой энергии.

в преимущественно глинистые шельфовые отложения (рис. 9.49).

Позднедокембрийские кварциты Юра: пример модели приливно-отливной/штормовой седиментации. Сходные фации косослоистых песчаников и переслаивающихся песчаников/аргиллитов распространены в позднедокембрийской формации кварцитов Юра, где эти фации перемежаются в вертикальном сечении во многих разрезах [77]. Латеральные фациальные взаимоотношения довольно закономерны: песчаные тела, имеющие многочисленные поверхности эрозии в основании и косую слоистость, переходят латерально вдоль направления преобладавших палеотечений

в более зернистые отложения, в которых присутствуют многочисленные свидетельства штормового осадконакопления. Предполагают, что эти фациальные изменения, происходившие вдоль пути транспортировки осадка пелеотечением, сравнимы с изменениями, которые обнаруживаются на современном шельфе Юго-Западной Европы (разд. 9.5.1). Эти фации интерпретируются как связанные с четырьмя гидравлическими режимами: спокойной погоды, умеренного шторма, интенсивного шторма и постштормовых условий (рис. 9.50).

В условиях спокойной погоды в четырех седиментационных зонах: а) вымываемого гравия, б) дюн и песчаных волн, в) песков с рябью течений и г) пояса илов, миграция форм ложа происходила относительно медленно, достигая максимума в течение сизигийных, а минимума в течение квадратурных приливов. Основными сохранившимися признаками являются крупная и мелкая косая слоистость.

В течение умеренных штормов увеличивающаяся скорость транспортировки осадка, приводит к тому, что зоны спокойных погодных условий мигрируют вниз по течению (рис. 9.50,*А*). Дюны частично эродируются в проксимальной зоне, тогда как в дистальной могут отлагаться мелкозернистые маломощные песчаные слои.

В течение интенсивных штормов, совпадающих с сизигийными приливами, имеют место максимальные скорости транспортировки осадка, так как течения усиливаются штормовым валом и/или ветровыми течениями (рис. 9.50,*Б*). В проксимальных зонах в результате эрозии образуются мелкие каналы, плоские эрозионные поверхности и остаточные галечные отложения. В зонах, расположенных вниз по течению, происходит быстрая миграция форм ложа, включая образование серповидных дюн с дистальным отложением более тонких штормовых песчаных слоев. Образующийся в результате осадочный покров имеет больше шансов сохраниться.

Постштормовые условия представляют собой переходный период между штормом и возвращающейся спокойной погодой (рис. 9.50,*В*). До момента восстановления форм ложа, характерных для условий спокойной погоды, проходит период образования латерально протяженных глинистых отложений, если концентрация достаточно высокая. В косослоистых песках формации кварцитов Юра глины и алевриты часто перекрывают плоские поверхности эрозии.

9.13.3. Системы взаимодействия волн и штормов (не приливно-отливные). В тех древних мелководных эпиконтинентальных морях, где прилив-

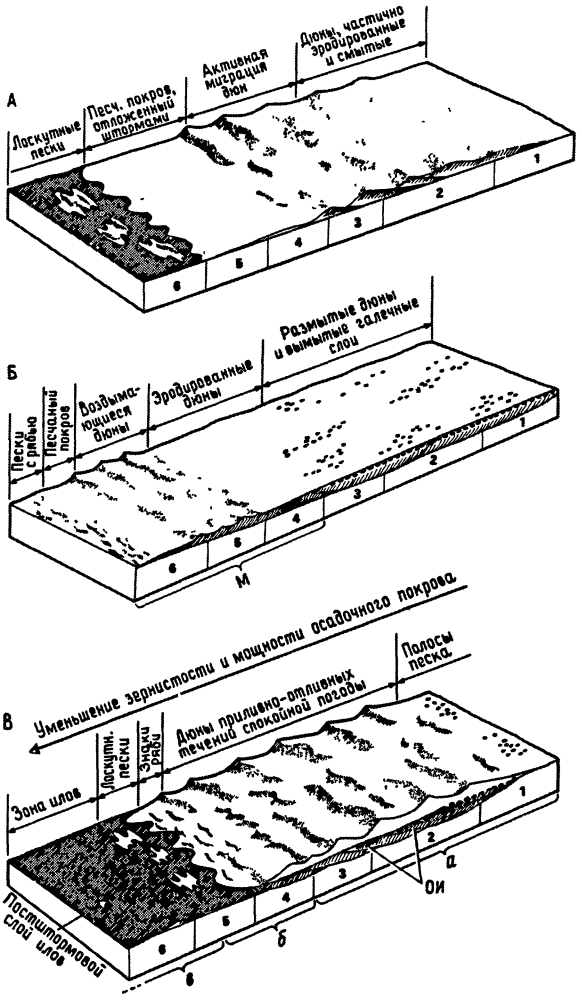


Рис. 9.50. Гипотетическая реконструкция шельфового моря юрских кварцитов, развивающихся в приливно-отливных и штормовых условиях. *А—В* — предполагаемое соответствие осадочного покрова различным гидравлическим режимам, обусловленным изменениями в приливно-отливных и штормовых обстановках. *1—6* — гипотетические зоны осадконакопления вдоль путей транспортировки приливным течением. Длина зон осадконакопления от десятков до сотен километров [77]. *А* — умеренные штормовые условия. Приливно-отливные течения усиливают штормовые процессы; *Б* — условия интенсивного штормового вала. Приливно-отливные течения максимально усиленные штормовыми волнами и ветронагонными течениями. *М* — миграция фациальных поясов вниз по течению с замещением фаций спокойной погоды дюнами и покровными песками; *В* — постштормовые/возвращение к условиям спокойной погоды. Нормальные приливно-отливные течения. *а* — грубые фации; *б* — чередование грубых и тонких; *в* — тонкие фации; *оп* — остатки постштормовых илов, эродированные и/или перекрытые песками, образованными в спокойную погоду.

но-отливные или другие течения относительно слабы или отсутствуют, штормы и связанные с ними волновые процессы высокой энергии часто являются определяющей особенностью гидравлического режима. В частности, штормы были главной чертой древних эпиконтинентальных морей, которые располагались в широтах, подверженных действию ураганов или зимних штормов [651, 1405, 1576].

Нижний карбон, южная Ирландия: модель преимущественно волновых и штормовых фаций. В интервале нижнего карбона мелководные морские песчаники в южной Ирландии иллюстрируют влияние преимущественно волнового и штормового гидравлического режима, меняющегося по силе и постоянству в рамках платформенной обстановки, богатой илом и с относительно невысокой энергией [1958].

Эти отложения литологически преимущественно весьма разнообразны. Среди них различаются четыре фации по зернистости и соотношению песка и ила: 1) полосчатые илы, 2) линзовидные слои, 3) параллельно- и косослоистые песчаники, 4) песчаники с крупномасштабными структурами.

Полосчатые илы (М) состоят из аргиллитов с тонкими алевритовыми и песчаными прослойками, которые имеют в основном плоско-параллельную, ундулирующую или реже мелкую косую слоистость (рис. 9.51, *1—4*). Более высокая энергия условий среды выражается в увеличении содержания песка в линзовидных слоях (Hb—Hc), которые образованы песчаниковыми слоями с протяженными и прерывистыми облекающими аргиллитовыми слоями (линзовидная слоистость). Преобладающей структурой является однонаправленная мелкая косая слоистость, дискордантная по отношению к форме отдельных линз, подчиненное значение имеют слоистость под пологими углами и ундулирующая тонкая слоистость. Все эти структуры образованы волнами (рис. 9.51, *5—8*). *Параллельная* и *мелкая косая слоистость* (На) характерны для мелко- и среднезернистых песчаников (рис. 9.51,*9—12*). Песчаники с мелкой косой слоистостью включают разновидности, сформированные как волнами, так и течениями, в том числе серповидные участки и разнообразные наслоения, часто обладающие микропоследовательностью в отложении, которая отражает увеличение или уменьшение энергии. Песчаники с крупномасштабными структурами представлены отложениями наиболее высокой энергии и обладают главным образом горизонтальной или слабонаклонной слоистостью; крупная косая слоистость имеет подчиненное значение.

Природа физических осадочных структур во

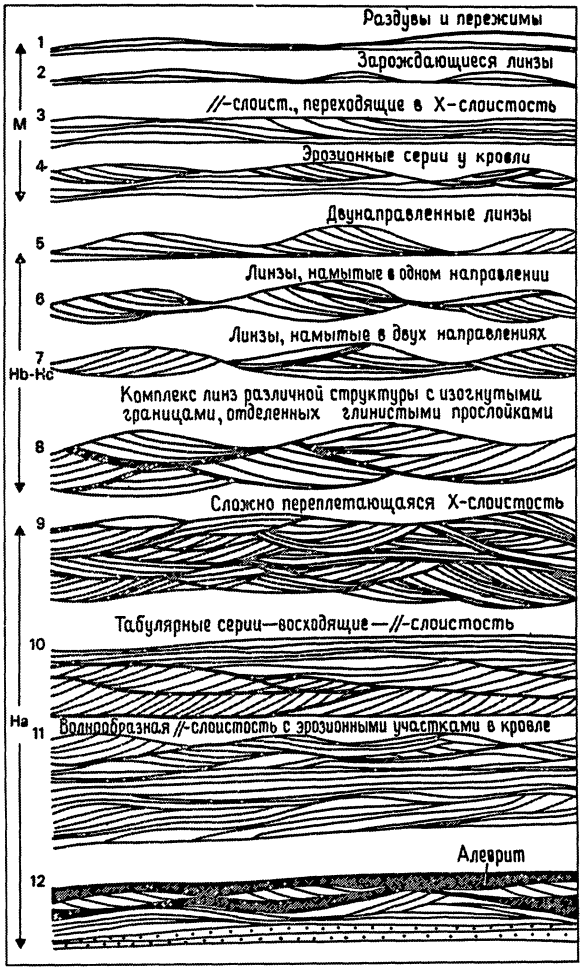


Рис. 9.51. Некоторые характеристики преимущественно волновых структур в сублиторальных литофациях нижнекаменноугольных отложений в графстве Корк, южная Ирландия [1958]. Объяснения в тексте.

всех четырех фациях указывает на то, что отложение песков первично контролировалось колебательными потоками различной силы и продолжительности. Так как в большой степени это определяется глубиной воды, эти четыре фации, возможно, контролируются также батиметрией. Более того, периодичность отложения песков, возможно, отражает метеорологические изменения, в процессе которых максимум воздействия волн формировал характерные последовательности убывающего потока — отложения с бугорчатой слоистостью (рис. 9.51).

В большинстве древних штормовых отложений отражается их образование течениями, направленными от берега или косо вдоль берега. В

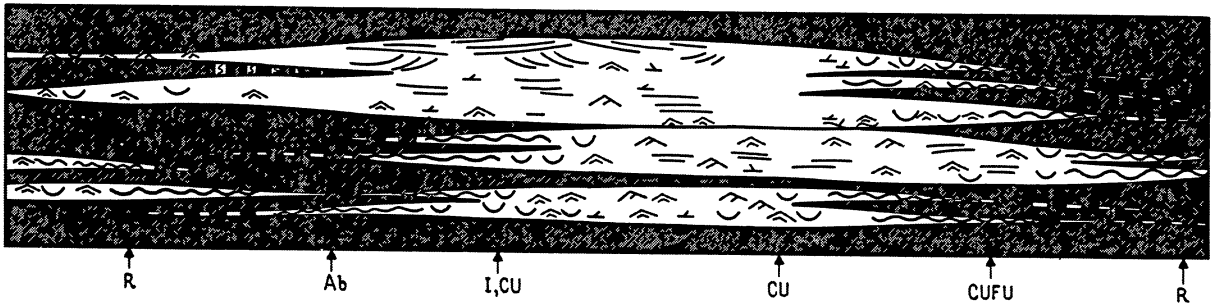


Рис. 9.52. Вертикальная последовательность отложений, связанных с тремя типами волновых песчаных баров: зарождающимися, погруженными и частично выступающими над водой. Основные типы переслаивания фаций: беспорядочное (*R*), резкое (*Ab*), прерывистое с укрупняющейся вверх зернистостью отложений (*CU*), прерывистое (*I*), многократное чередование отложений с укрупняющейся и уменьшающейся вверх зернистостью (*CUFU*) [1958].

этом случае, однако, преобладающая транспортировка осадка волнами и штормами, судя по мелкой косой слоистости и асимметричной волновой ряби, была направлена к берегу. Другой характерной чертой являются быстрые латеральные фациальные изменения между преимущественно песчаными и преимущественно глинистыми отложениями (рис. 9.52) и разнообразие вертикальной последовательности изменения фаций, особенно в разрезах с укрупняющейся вверх зернистостью. Полагают, что такая последовательность отражает различные стадии в построении и миграции удлиненных, создаваемых волнами баров (рис. 9.52), которые протягивались параллельно береговой линии, располагавшейся в нескольких десятках километров к северу от этих баровых отложений. Пески транспортировались от побережья во время крупных штормов, выпадая из взвеси и переотлагались штормовым валом, направленным к берегу. Такая транспортировка песка в сторону суши известна и в других песчаных баровых отложениях (например, песчаники Даффи-Маунтин, разд. 9.13.4).

Фациальная модель проксимально-дистальных штормовых слоев. В современных шельфовых обстановках отдельные штормовые слои изменяются от песчаных у побережья до маломощных мелкозернистых в сторону бассейна (разд. 9.8.2, рис. 9.26). Такие проксимально-дистальные штормовые слои широко представлены в древних отложениях дальней зоны в ордовике — силуре Англо-Уэльского бассейна [335, 337, 1210], в девонских морях, обрамляющих в Северном полушарии континент времени древнего красного песчаника [417, 957], в юрско-меловом проливе Северной Америки [1018, 1467, 2664] и в некоторых других [138, 336, 654, 1729].

Открытый мелководный морской платформенный район на юге Норвегии является одним из примеров, где штормовые течения в продолжение ордовика отложили в дальней зоне тонкие (0,5—10 см) штормовые песчаниковые слои [336]. Как полагают, в этом случае пески приносились с узкого пояса вытянутых песчаных баров, отделяющих мелководную платформенную территорию на востоке от глубокого океана Япетус на западе (рис. 9.53). Какова бы ни была природа возвратных потоков, направленных в сторону моря (см. разд. 9.8.3; Брэнчли и коллеги [336] считают предпочтительными потоки штормового отлива), можно считать, что отложение песков имело место с 10 000—15 000-летней периодичностью при исключительных условиях, возможно связанных с ветрами ураганной силы (хотя этот район находится вне предполагаемого Марсалье и Клейном [1576] ордовикского пояса ураганов).

Другие исследователи, однако, предполагают альтернативный механизм транспортировки прибрежных осадков в дальнюю зону — разрывными течениями и плотностными течениями, образуемыми штормами [1018, 2664]. В случае юрских отложений Ферни—Котиней в западной Канаде Гамблин и Уокер [1018] считают, что штормовое отливное плотностное течение, как первоначально и предполагалось Хейзом [1071], транспортировало пески в дальнюю зону из прибрежной дельтовой системы с преимущественно волновым режимом осадконакопления (см. разд. 7.2.5). Эти пески отлагались под влиянием сильных колебательных потоков (выше основания штормовых волн, но ниже волн, отложивших слои с бугорчатой косой слоистостью), тогда как далее от берега (ниже базы штормовых волн) отлагались порожденные штормами турбидиты (см. рис. 7.6 и 7.7). Эти

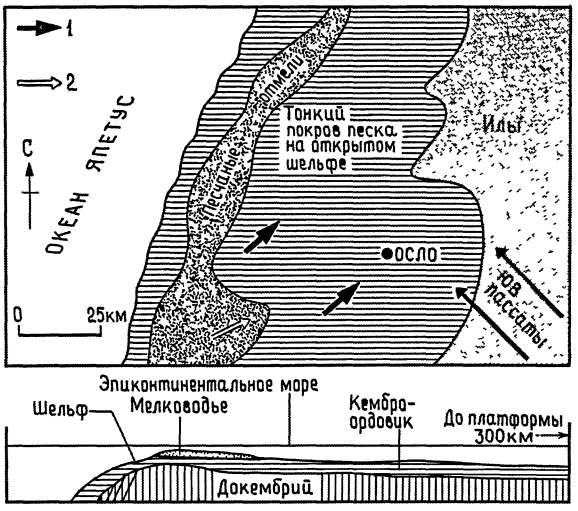


Рис. 9.53. Палеогеографическая реконструкция южной Норвегии в верхнем ордовике, иллюстрирующая распределение районов маломощных штормовых песков и мелководного эпиконтинентального моря [336]. Следует отметить наличие шельфового «барьера» с его песчаными отмелями, окаймляющими океан Япетус, который был основным источником песка. *1* — направления транспортировки осадка; *2* — миграция барьерного бара к востоку.

отложения отличаются присутствием классических признаков турбидитов (разд. 12.3.4) и отсутствием признаков, указывающих на колебательные течения (разд. 9.11).

Эта близкая пространственная сопряженность между штормовыми слоями и турбидитами показывает их генетические взаимоотношения и может встречаться при определенных идеальных условиях, когда имеется благоприятное сочетание высокой (? индуцированной волнами) концентрации осадка и относительно крутого склона ([38], с. 505). Формируемые штормом плотностные потоки и разрывные течения также предполагаются в качестве агентов, транспортировавших в дальнюю зону крупнозернистый конгломератовый материал, находимый в меловых отложениях Канады [1464, 2664].

9.13.4. Системы взаимодействия штормов и течений. Западный Внутренний бассейн Северной Америки является примером шельфа с изменчивым гидравлическим режимом спокойной погоды, на который оказывали сильное влияние штормы и морфология бассейна. Особенности прибрежных отложений показывают, что морской пролив был приливно-отливным бассейном [1372], имевшим один или два прохода, которыми он соединялся с океаном и по которым в бассейн могли входить приливные волны [351]. Термогалинная (океаническая) система течений, как полагают, способствовала смешению фауны в течение мела. При этом теплое течение поступало в бассейн с юга, а более холодное и плотное противотечение — с севера и проходило в южном направлении [1317]. Кроме того, большая часть морского пролива в течение позднего мела находилась в области зимних штормов [1576] и, следовательно, подвергалась штормовым процессам. Узкая вытянутая форма пролива (рис. 9.54) способствовала тому, что большинство шельфовых течений были прямолинейными и проходили параллельно берегу.

В течение позднего мела в проливе преобладали иловые отложения, но в дальней зоне были широко распространены также песчаные бары. Эти бары состояли из линзовидных удлиненных песчаных тел, которые облекались шельфовыми аргиллитами и отлагались на глубине в несколько

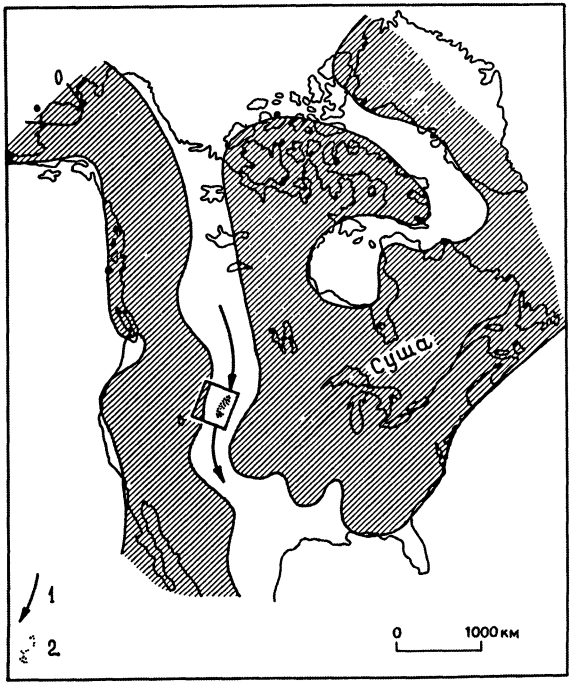


Рис. 9.54. Палеогеография позднемелового (ранний кампан) пролива на западе Северной Америки [2614] и положение песчаников Шаннон и Сассекс. *1* — преобладающее направление течения; *2* — песчаники Шаннон и Сассекс.

десятков метров, простираясь на 100 км вдоль береговой линии (рис. 9.55).

Характерные признаки фации песчаных баров дальней зоны и модели осадконакопления. Большинство баров дальней зоны состоит из хорошо или среднесортированных глауконитовых и кварцевых песков и характеризуется последовательностью напластования с укрупняющейся вверх зернистостью, когда биогенно гомогенизированные глинистые шельфовые отложения переходят в тонкие ламинарные пески со следами зарывающихся организмов и знаками ряби, а выше — в более крупнозернистые пески с крупной косой слоистостью, горизонтальной ламинарной слоистостью и/или с бугорчатой косой слоистостью (рис. 9.56). Песчаные тела имеют мощность приблизительно 5—20 м (до 30 м), ширину от 2 до 60 км и длину до 160 км, их длинные оси параллельны, что однозначно соответствует направлению палеотечения. Однако наблюдаются значительные вариации в физических седиментационных структурах в самых верхних частях песчаниковых фаций, которые отражают региональные вариации преобладающих процессов осадконакопления [1052].

Песчаники Шаннон и *Сассекс* в Вайоминге [193, 338, 1137, 2251, 2300, 2452] характеризуются плоской или троговой корытообразной крупной косой слоистостью (серии 0,05—0,65 м) с облекающими глинистыми слоями и чешуйчатыми глинистыми кластами, составляющими наиболее частые включения. Кроме того, характер последовательности напластования с укрупняющейся вверх зернистостью (рис. 9.56), геометрия песчаных тел, их распределение в пространстве и особенности палеотечений (рис. 9.57) указывают на то, что эти песчаники представляют собой вытянутые песчаные покровы с очень низким рельефом (угол склона < 0,5° [2173]), которые постепенно сдвигались к югу. Тонкослоистые песчаники с волновой рябью в нижней части пачки Шаннон являются типичными штормовыми песками [2300], но вме-

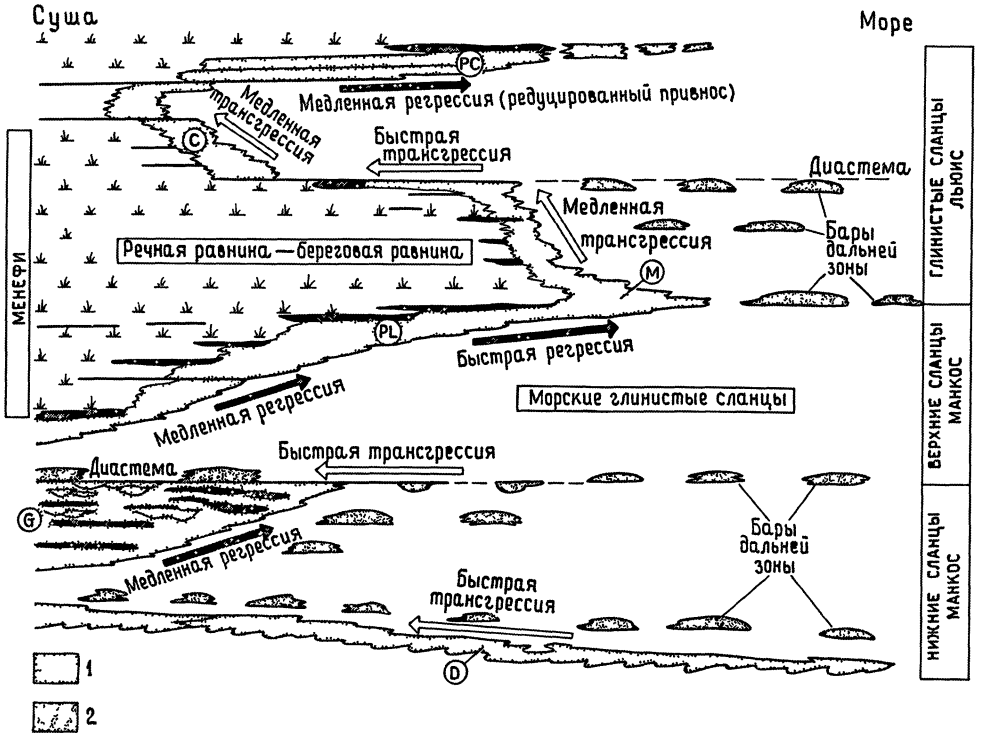
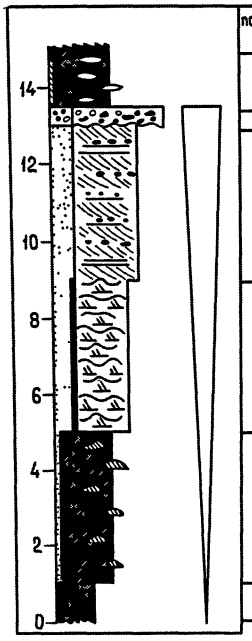


Рис. 9.55. Типичная стратиграфическая модель меловых пород Западного Внутреннего бассейна Северной Америки, показывающая расположение отложений прибрежной равнин, береговой линии, дальней зоны и взаимоотношения между регрессиями и трансгрессиями (верхний мел бассейна Сан-Хуан [2254]). Отметьте тесную связь баровых отложений дальней зоны с периодами трансгрессий. Формации песчаников: *D* — Дакота, *G* — Галлап; *PL* — Пойнт-Лукаут; *M* — Месаверде; *C* — Клифф; *PC* — Пикчед-Клифс. *1* — крупные песчаные тела берега и прибрежные равнины; *2* — морские песчаные тела мелководья и дальней зоны.



по Берту [193]	Мощность	Описание	Интерпретация фаций	Интерпретация разрезов
1	1,5–2,5 м	Биотурбированные илы с переотложенными песком и гравием. Горизонтальная слоистость	Шельфовые илы со штормовыми песчаными слоями	Внезапное прекращение активной транспортировки песка. Шельфовые илы обволакивают песчаные бары
2	0,30–1,0 м	Песчаники с кремневой и аргиллитовой галькой. Кремневые гальки концентрируются у кровли слоя	Перемытые волнами слои. Волновые процессы приурочены к вершине бара	
3	1,5–5,5 м	Косослоистые и плоскослоистые песчаники. Косослоистые серии мощностью 5–20 см. Многочисленные включения глин и иногда глинистые примазки	Миграция дюн (?) на ЮВ под влиянием приливно-отливных течений, вероятно усиленных штормами. Сильная синседиментичная эрозия глин. Пески, отложенные на верхних склонах бара	Постепенное увеличение активности волновых и приливно-отливных процессов, сопровождающее наступание линейного приливно-отливного (?) песчаного тела. Песчаные тела удлиненной формы параллельны береговой линии и путям транспортировки осадка течениями, это позволяет предполагать, что линейные приливно-отливные (?) песчаные гребни формировались как топографические приподнятости. Укрупнение зернистости вверх по разрезу отражает наступание береговой линии и соответствующее переотложение гребней и склонов баров
4	1,8–5,0 м	Косослоистые и тонкозернистые песчаники с многочисленными примазками глин. Редкие чешуйки глин и косослоистые серии. Небольшая биотурбация	Знаки ряби течений, соответствующие приливно-отливным (?) процессам. Течения меняющейся силы. Обилие тонкозернистого осадка во взвеси. Отложение в нижней части склонов баров и в мульдах	
5	0,9–4,0 м	Глины с линзами песчаников с рябью и прослоями песчаников мощностью 1–5 см. Небольшая биотурбация	Отложение илов из взвеси перемежалось с периодическим привносом песка (? дистальные штормовые слои). Отложения песчаных баров направленными вниз течениями	
		Массивные морские глины с небольшой биотурбацией	Шельфовые илы	

Рис. 9.56. Описание и интерпретация верхнемеловых песчаников Сассекс, Вайоминг, США. Последовательность пород с укрупняющейся вверх зернистостью и линейная геометрия позволяют интерпретировать отложения как продукт наступания вытянутых песчаных баров под влиянием течений и штормов [193].

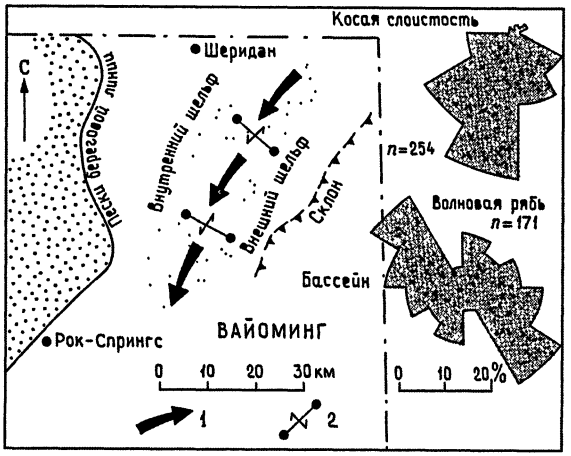


Рис. 9.57. Палеогеографическая реконструкция шельфовой обстановки осадконакопления для верхнемеловых песчаников Шаннон, показывающая детальную палеогеографию Вайоминга и связь удлинения песчаного тела с особенностями палеотечения [2299, 2300].

сте с тем обилие асимметричных поперечных форм ложа с глинистыми шлейфами и признаки, свидетельствующие о возвратных течениях, могут являться доказательством приливно-отливных течений. Однако преобладание потоков южного направления, ортогональные взаиморасположения между гребнями волновых знаков ряби и способ формирования отложений преимущественно за счет палеотечения (рис. 9.57) показывают, что преобладающий характер седиментации был связан с штормами и/или со штормовым усилением течений, характерных для условий спокойной погоды (либо приливно-отливных, либо океанических).

Песчаники Даффи-Маунтин в северо-западном Колорадо характеризуются такими же фациальными геометрическими признаками и порядком напластования (рис. 9.58) [321]. Однако одним заметным отличием является совокупность большого числа аккреционных поверхностей в центральной части баров, которые полого наклонены в сторону суши (т.е. на северо-запад), с крупной косой слоистостью, наклоненной на запад (рис. 9.59). Развитие песчаных тел могло быть частично связано с комбинированным действием направленных к югу океанических течений (сравните с моделью северо-восточного шельфа Африки, разд.

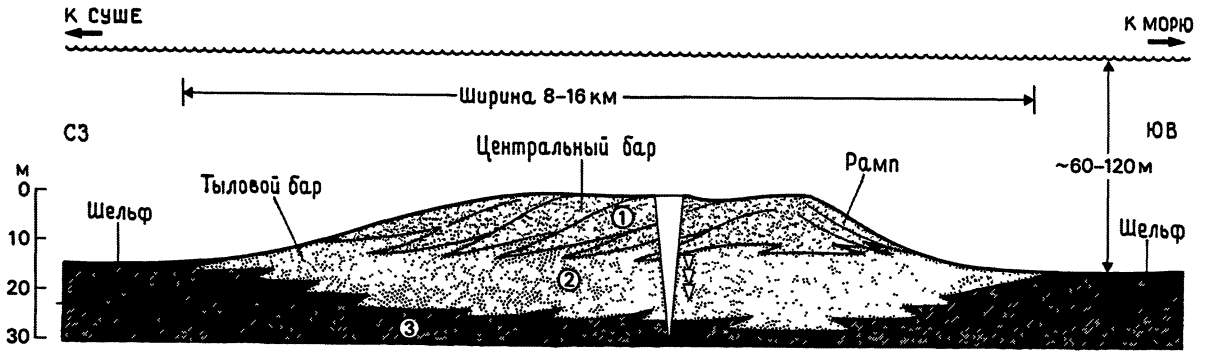


Рис. 9.58. Схематический разрез и фациальные характеристики песчаных баров дальней зоны в верхнемеловых (кампанских) песчаниках Даффи-Маунтин (сланцы Манкос) северо-западного Колорадо [321]. Разрез перпендикулярен песчаному бару и показывает преобладание в фациях центральной части бара крупномасштабных поверхностей, погружающихся в сторону суши под пологим углом. Строение и миграция бара обусловлены взаимодействием процессов спокойной погоды (? океанические течения или приливно-отливные течения) и штормовых событий (течения, генерируемые ветром и волнами). *1* — преобладающее направление течения; *2* — направление колебаний и распространение волн.

Основные характеристики: центральный бар (фация 1) — погружение в сторону суши, крупные размеры, поверхность, наклоненная под пологим углом; очень тонкозернистые глинистые пески (зернистость увеличивается вверх); косослоистые, глинистые класты, редкие зарыватели. Рамп (фация 1) — погружение в сторону моря, крупные размеры, поверхность наклонена под пологим углом; очень тонкозернистые глинистые пески (зернистость укрупняется вверх); косая слоистость (наклонена в основном на запад), глинистые класты, редкие зарыватели. Тыловой бар (фация 2) — песчаные илы — илистые пески (алеврит — тонкий песок); мелкомасштабные (1—3 м) пачки с укрупняющейся вверх зернистостью. Умеренное количество зарывателей и биотурбация. Шельф (фация 3) — биотурбированные аргиллиты, редкие знаки ряби. Размеры песчаных баров — мощность единичных песчаных баров до 18 м, ширина 8—16 км, длина 50 км.

Процессы: спокойная погода — миграция мегаряби на юго-запад вдоль гребня бара; интенсивная деятельность зарывателей на тыловой стороне бара и шельфа (приливно-отливные или ? океанические течения). Штормы — эрозия рампа и гребней бара, с образованием поверхностей, наклоненных в сторону суши и в сторону моря. Направленные на запад конусы выноса, отлагающиеся в тыловом баре, выносимые через мелкие штормовые каналы и прорезающие гребень бара; штормовая транспортировка осадка происходит косо к ориентировке песчаного бара и береговой линии.

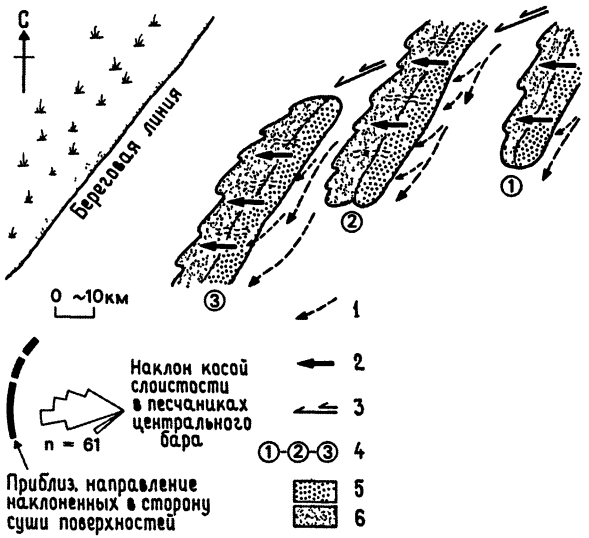


Рис. 9.59. Предполагаемые особенности миграции песчаного бара, песчаники Даффи-Маунтин [321]. Ориентировка песчаных баров определялась по карте мощностей. Пути транспортировки осадка при спокойной погоде и при штормах выявлены по направлениям палеотечений. Песчаные бары мигрировали в направлении обоих путей транспортировки: на юго-запад при спокойной погоде и на запад при штормах. При штормовой транспортировке на обращенной к суше стороне баров образуются зазубренные края. *1* — преобладающее направление транспортировки осадка (? приливными или океаническими течениями); *2* — направление штормовой транспортировки осадка (течения, образуемые ветром/волнами); *3* — направление миграции песчаного бара; *4* — последовательность расположения песчаного бара; *5* — фации центрального бара и рампа; *6* — фации тылового бара.

9.7) и направленных к западу течений, генерируемых штормами (рис. 9.59). Повышенное влияние штормов при образовании фаций гребней баров (сравните Шаннон и Сассекс) отражается в присутствии ундулирующих размытых поверхностей, которые иногда перекрываются отложениями с бугорчатой косой слоистостью, отложениями мелководных штормовых каналов и языками отложений фации обратного склона бара.

В других позднемеловых шельфовых телах в Западном Внутреннем бассейне таких, как песчаники Мосби [2017] и формация Кардиум в Альберте [2664], по-видимому, полностью преобладают переслаивающиеся отложения течений, индуцированных штормами, что подтверждается широким распространением бугорчатой косой слоистости. Кажется, однако, что этот процесс не согласуется с линейной геометрией многих песчаных тел в формации Кардиум [2664]. Это поднимает вопрос о том, насколько процессы осадконакопления могут быть связаны с морфологией песчаных тел. Например, что́ представляют эти песчаники дальней зоны: 1) миграцию существенно плоских покровов параллельно к преобладающим шельфовым течениям (медленная миграция путей транспортировки осадка приливным течением [137])? или 2) образования топографически приподнятых песчаных гряд, сформированные круговыми или спиральными потоками (как в современных приливных или штормовых грядах, см. разд. 9.5.3 и 9.6.2), и соответственно миграцию этих гряд перпендикулярно направлению преобладающих шельфовых течений при небольших уклонах дна шельфа (рис. 9.60) [417]. Современные песчаные гряды определенно не показывают весь комплекс признаков, которые наблюдаются в этих древних песчаных телах. Более того, даже в Западном Внутреннем бассейне имеется, по-видимому, не один тип баров в дальней зоне [172, 1361, 2017, 2404].

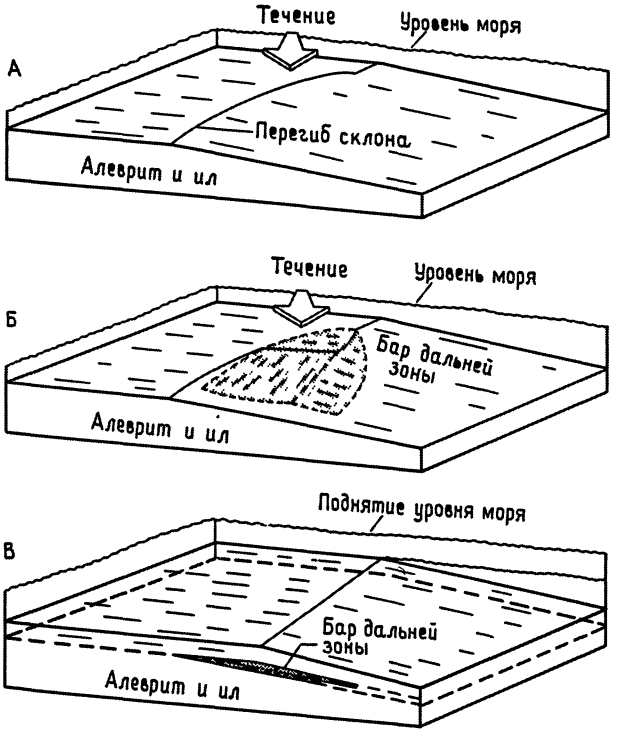


Рис. 9.60. Модель эволюции меловых баров дальней зоны. *А* — внутришельфовое нарушение склона; *Б* — отложение песков и наступание бара у перегиба шельфа, *В* — погружение или поднятие уровня моря приводит к тому, что песчаный бар отмирает и снова продолжается накопление шельфовых илов [412].

9.14. МОДЕЛИ ПРИВНОСА ПЕСКА В ДРЕВНИЕ ШЕЛЬФОВЫЕ МОРЯ

Вопрос о механизмах поступления песка в древние шельфовые моря остается пока без ответа. Современные процессы, в результате которых пески поступают на шельф, включают: 1) штормовую эрозию песков побережья (разд. 9.8.3), 2) циркуляцию приливно-отливных течений, соединяющих побережье и бары дальней зоны (разд. 9.5.2), 3) переотложение in situ плейстоценовых флювиогляциальных отложений (например, в Северном море; разд. 9.5.2), 4) эрозионную переработку, сопровождаемую переотложением дотрансгрессивных отложений в процессе трансгрессии и в предфронтальной зоне (например, в Среднеатлантическом заливе; разд. 9.6.2), 5) транспортировку песка из устьев преимущественно приливно-отливных дельт (гл. 6), где пески могут накапливаться без влияния направленного к берегу волнового нагона [1491, 1643], и 6) вынос из устьев рек (разд. 9.3.1) [661]. Относительная эффективность этих процессов в прошлом является предметом дебатов. Ниже рассмотрены модели привноса песков, которые широко применяются для двух различных древних шельфовых систем: 1) позднедокембрийских приливно-отливных шельфов, 2) меловых шельфов с взаимодействием штормов и течений (Западный Внутренний бассейн).

9.14.1. Привнос песка на докембрийские приливные шельфы. Одной из отличительных черт докембрийских и раннепалеозойских шельфовых

песчаников является их большая мощность, часто составляющая десятки и сотни метров, а иногда достигающая тысячи метров.

Существенно, что эти мелководные морские песчаники обычно находятся в непосредственной близости к обширным богатым пескам аллювиальным и береговым равнинам, которые могли быть крупным источником материала. Наиболее вероятным механизмом поступления громадных обьемов песка на шельф (например, формация Нижний Сандфьорд мощностью 1,5 км [1491]) могут быть повторяющиеся трансгрессии и регрессии приливно-отливных дельт, окаймленных песчаными прибрежными равнинами с разветвленной сетью потоков (рис. 9.61). Кроме того, предполагается также, что режим приливно-отливных течений высокой энергии во внешней зоне требует эффективного переотложения и транспортировки песка в дальнюю зону из прибрежной. Этот процесс должен также приводить к большей минералогической и текстурной зрелости мелководных морских песков в сравнении с их речными эквивалентами [1491]. Кроме того, накопление таких мощных разрезов при очевидной стабильности береговой линии должны были приводить к синседиментационной складчатости.

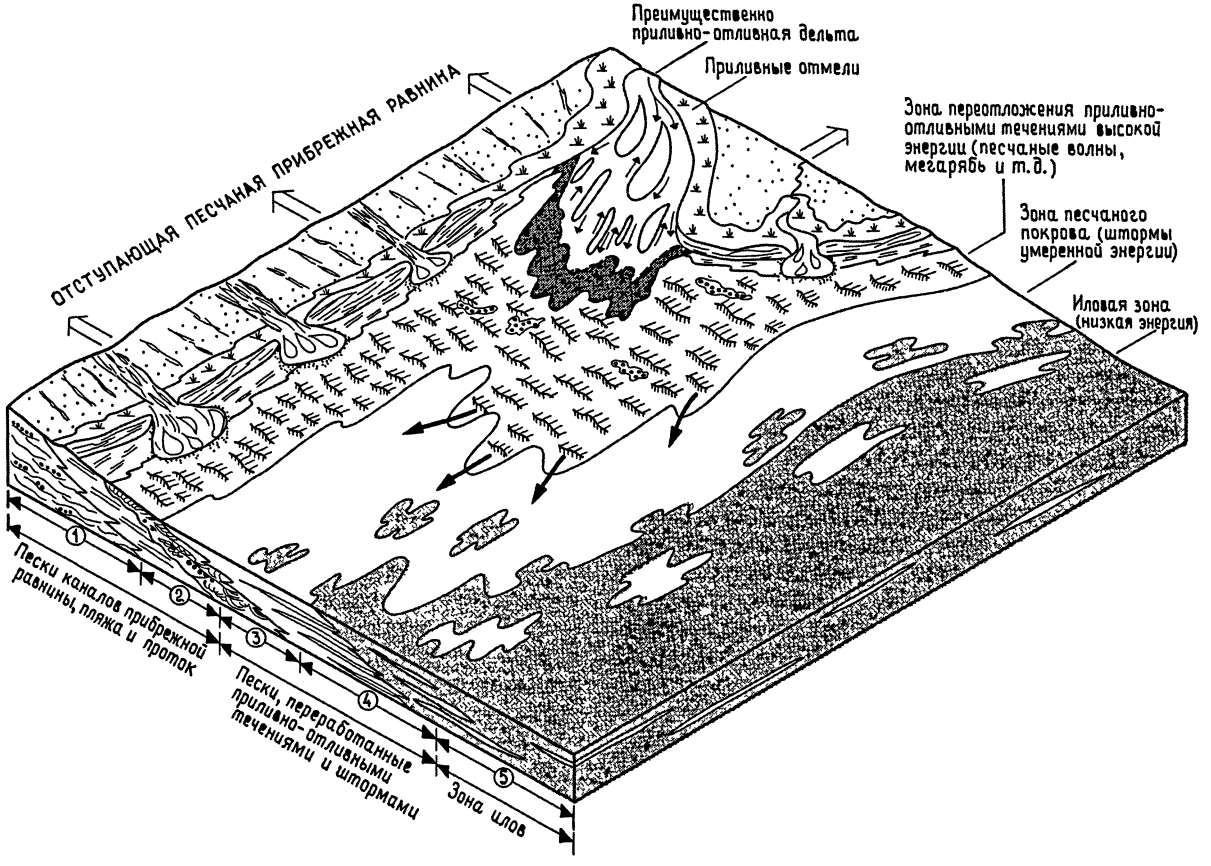


Рис. 9.61. Модель образования мощных латерально протяженных позднедокембрийских песчаников: песчаные отложения блуждающих потоков на прибрежной равнине переходят постепенно от песков береговой линии в трансгрессивные приливно-отливные пески и далее в переработанные штормами пески дальней зоны и шельфа ([1491] с изменениями). Синседиментационные сбросы могут накладывать друг на друга разные фациальные пояса. Частые трансгрессии на прибрежную песчаную равнину и береговые отложения поставляют большие количества песка в дальнюю зону и шельф. Взаимоотношения фаций показаны на рис. 9.49. *1* — прибрежная равнина с преобладанием блуждающих потоков, *2* — зона береговой линии; *3* — дальняя зона с преобладанием течений высокой энергии; *4* — дальняя зона с преобладанием штормов умеренной энергии; *5* — дальняя зона с преобладанием илов.

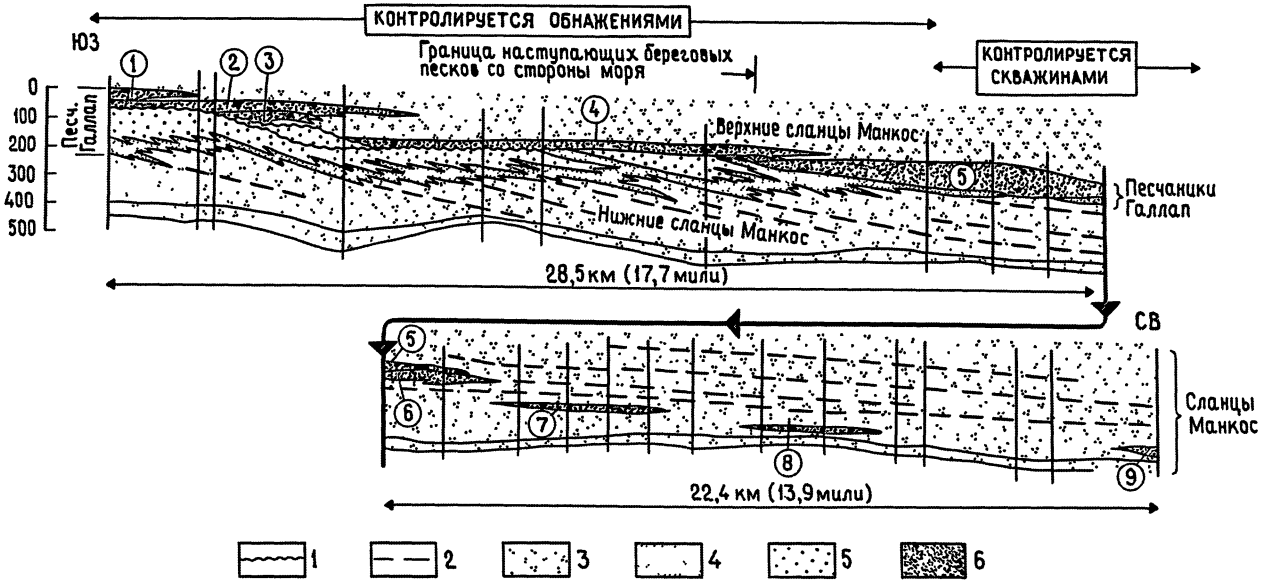


Рис. 9.62. Непрерывный разрез верхнемеловой формации Галлап от береговой линии и пляжа до дальней зоны (длина около 50 км), показывающий взаимоотношения между песками наступающей береговой линии и перекрывающими (трансгрессивными) баровыми песками дальней зоны [412]. Отметьте, что имеется девять песчаных баровых тел дальней зоны, размер которых увеличивается в направлении к суше. Бары дальней зоны (1—9) отделены от песков береговой линии эрозионным несогласием. *1* — несогласие; *2* — некоторые литологические маркеры; *3* — алевриты и глины дальней зоны; *4* — переход пляж — дальняя зона; *5* — дюны предфронтальной зоны — нижнего пляжа; *6* — бар дальней зоны.

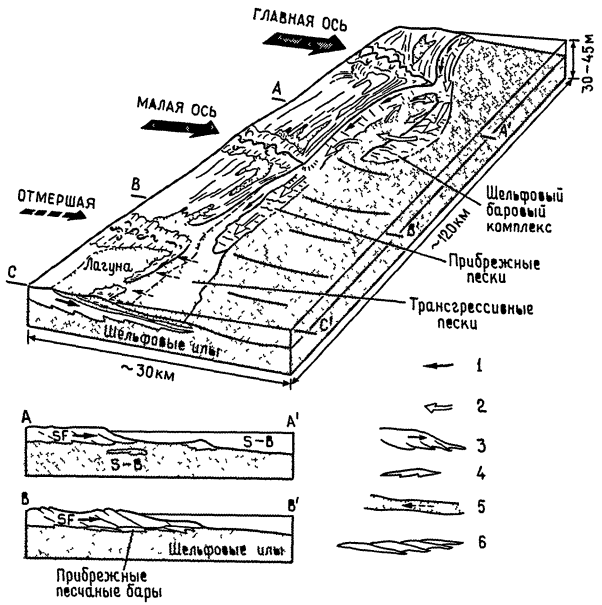


Рис. 9.63. Модель привноса песка для меловых шельфовых песчаников в Западном Внутреннем бассейне США, основанная на данных по языку Ла-Вентана (кампан) в Нью-Мексико [1853]. *1* — береговые течения; *2* — прибрежные течения; *3* — наступающая предфронтальная зона; *4* — шельфовый бар; *5* — трансгрессивные пески; *6* — прибрежный песчаный бар.

9.14.2. Привнос песка в меловой Западный Внутренний бассейн. Переотложение песка трансгрессивно отступающих дельт и песчаных побережий также служит механизмом накопления многих песчаных отложений шельфа Западного Внутренного бассейна [1137, 1853].

Многие из песчаных тел дальней зоны тесно связаны с периодами стабилизации положения уровня моря или трансгрессий. Это показывает, что они могут соответствовать несогласиям в других частях бассейна (рис. 9.55). Например, бары дальней зоны в шт. Нью-Мексико сопоставляются с шельфовыми аргиллитами, но при прослеживании в сторону суши они несогласно перекрывают подстилающие отложения пляжа и предфронтальной зоны (рис. 9.62 [414]). Текстурные особенности баровых песчаников дальней зоны таковы, что не позволяют предполагать, что они образовались путем переотложения in situ подстилающих пляжевых отложений. Возможно, материал отдельных песчаных баров был принесен из прибрежных отложений, располагавшихся в 320 км к северо-западу.

Общая модель привноса песка для шельфовых песчаных баров Западного Внутреннего бассейна, таким образом, предусматривает начальное переотложение in situ, перемещение осадка системой относительно постоянных шельфовых течений, параллельных берегу, и транспортировку его за пределы прибрежной зоны далеко от района первичного источника (рис. 9.63). В других случаях пески могут задерживаться в пределах прибрежной зоны и переотлагаться in situ, формируя трансгрессивный песчаный покров (рис. 9.63).

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Harms J.C., Southard J.B. and Walker R.G. (1982) Shallow marine environments — a comparison of some ancient and modern examples. In: Structures and Sequences in Clastic Rocks, SEPM Short Course No. 9, Chapter 8, p. 8.1—51.

Stanley D.J. and Swift D.J.P. (Eds) (1976) Marine Sediment Transport and Environmental Management, pp. 602. John Wiley, New York.

Stride A.H. (Ed.) (1982) Offshore Tidal Deposits: Processes and Deposits, pp. 222. Champan and Hall, London.

Swift D.J.P., Duane D.B. and Pilkey O.H. (Eds) (1972) Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, pp. 656. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.

Tillman R.W. and Siemers C.T. (Eds) (1984) Siliciclastic Shelf Sediments, pp. 268. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 34. Tulsa.

Walker R.G. (1984) Shelf and shallow marine sands. In: Facies Models (Ed. by R.G. Walker) Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 141—170.

Предметный указатель

Авульсия 172
Адгезионная рябь 127, 131
Акле 128, 135
Активно живущие гряды 294
Алевролиты 68
Амфидромные точки 289
Анастомозис 57
Аргиллиты 68
Арктические пустыни 123
Аттрит 205, 230

Бар пальцевый 162
— устьевой 153, 178
Барханоид 128
Барьерные острова 193, 206, 216, 220, 222
— побережья 205
Бары 301
— гравийные 35
— покровные 46
— поперечные 37, 40, 46
— прикрепленные 36, 37
— продольные 35—36, 46
— штормовые песчаные 334
Береговой склон 197
Биогермы 96, 97, 101, 110
Биологические критерии распознавания отложений 310
Биологический пограничный слой 287
Биотурбация 197, 199, 200, 203—204, 210
Битуминозные сланцы 102, 112

Веерообразные гипсовые слои 254—255
Вентифакты 131
Ветровая рябь 131
Ветровые наносы в эвапоритах 242, 243, 245
Влажность относительная 237
Водорослевые маты 242, 246—248
Водорослевых матов типы 247
Волновая рябь 322
Волновой режим 205—207
Волновые течения 290
Временные реки 44

Галит ламинарный 258
— скелетный 270
— эфемерный 244
Галита скелетные кристаллы 254, 270
Галенчиковые отложения 34—38, 62
Галолиты 256
Гамма-каротаж 26
Ганистер 71
Геострофические течения 196
Гидравлический режим шельфа 285—286
Гиперпикнальное течение 157, 158
Гипопикнальное течение 157, 158
Гипс 254—255
Гипс-ангидритовый цикл 277—279
Гипс-аренит 257
— гранулярный 206
— желваковый 244, 245
— «наложенный» 244, 246
Гипса «двойники» 252—253, 254
Гипсовые пески 257, 261
— кристаллы-проростки 243
— пойкилотопы 243
— турбидиты 270
Гипсовый цемент 240
Гипсолиты 255
Глинистых фаций типы 327
Гомопикнальное течение 157, 158
Гравийные волны 291
Грядово-ложбинные прибрежные равнины 214
Грязевые слои 263, 264

Дельта гилбертова типа 93, 144—145
— «птичья лапа» 146, 177
Дельтовый рукав 155—156, 178
— цикл осадконакопления 145
Дельты глубоководные флювиальные 176
— деструктивные 149
— конструктивные 148—149
— мелководные флювиальные 173, 177
— отливные 219, 228
— приливные 207, 219
— разрез 174
— треугольная диаграмма типов дельт 150
Джиббер 130
Диапиры 187
Дождевые «тени» 124, 232
Драа 127—130, 135, 137, 141
Дрейфовые течения 289, 325
Дурикраст 123
Дюны 40, 127—130
— барханные 134
— древние эоловые 137
— из глинистых пеллет 215
— параболические 134
— сейфовые 134, 135

Естественный потенциал 26

Живые организмы — осадок 287

«Зимний» слой 93, 94

Иловые отмели 215
— потоки 186—187
— фации 298
— шлейфы 318
Иловый диапир 185
Илы полосчатые 333
Истинная фациальная модель 20

Калийные соли эвапоритов 255
Каличе 70
Каналы промыва 153, 172, 178
Карбонатный «дождь» 104
Катастрофическая седиментация 20—22
«Кластические индикаторы» 328
Компромиссные поверхности 252
Конгломераты 62—66, 72, 211, 223, 230
— плоскогалечные 112, 114
Конус промыва 152, 172
Конусы выноса 66, 67, 97
— — конечные 45, 47
— — речные 45—46
— — семиаридные 46
Коосцилляция 288
Корненосные слои 72
Коробчатый пробоотборник 227
Косая слоистость, барханная 141
— — бугорчатая 208—209, 210, 323
— — — определение 282
— — драа 141
— — мелкая 322
— — плоскопараллельная 220, 223
— — троговая 220, 223, 227
— — эоловая 137, 139
Косой слоистости типы 74
Косы глинистые 55
— классическая модель 52
— прирусловые 54
Краевые моря 280
Красноцветы 61, 67
Кристаллы «пагода» 249
Куплеты 198, 274, 275
— известково-песчаниковые 328

Ламиниты 97, 99, 101
— алевролито-сланцевые 104
«Летний» слой 94
Лёсс пустынный 135
Лингуоид 128
Лоскутные пески 282, 292
Луннетта 128, 257

Мангры 241
Меандрирования пояса 51
Мегарябь 318
Межприливная зона 198
Мелководных обломочных фаций классификация 313—314
Мессинский кризис солености 235
Микроэлементы в морской воде 238
Минералогические критерии распознавания отложений 312
Модели дельт 148—150
— пустынь 135—136

— шельфа 283—284
— эвапоритовых бассейнов 266—268
Модель взаимоотношения внутренней структуры дюны и песчаных волн 317
— приливно-отливной седиментации 331
— проксимально-дистальных штормовых слоев 334
— роста песчаных гребней 296
— стратифицированного озера 115
— шельфовых штормовых отложений 309
«Мягкое дно» 327

Надприливная зона 198
Намывные каналы 206
— конусы 207
Наступающего пляжа разрез 211, 212
Наступающие побережья 200, 205
Небха 128

Обвальные впадины 186
Ограниченная глинистая фация 327
«Одноактное отложение» 207
«Озерный мел» 101
Онколит-оолитовые отложения 110
Онколиты 96, 97
Оползни вращения 186
Органогенный дождь 104
Осадки тонкозернистые 68
— фазы затухания штормов 329
Отмели литоральные 227, 230
— надлиторальные 227
— песчаные 41
— приливно-отливные 227—229
— сублиторальные 229, 230
Отмирающие гряды 295

Паводковые горизонты 69
— наводнения 152
Палеопочвы 70
Палеотечения 68
Пеллеты отвердевшие 242
Передовые слои гигантские 82
— — дюн 130—133
Периконтинентальные моря 280
Песчаная рябь 40, 127
Песчаники косослоистые 70, 73
Песчаные валы 225
— волны 39, 291, 316
— гребни 320
— отложения рек 38—44
— отмели 41
— покровы 130, 300
— полосы 291
— тела 75—77
Песчаный аллювий 75
Плайевое озеро 112
Плайя 98
Плотностные течения 290
Пляж верхний 198
— затопляемый 194, 107
— наступающий 21, 212
— нижний 198
Пляжи 193
— критерии определения древних пляжей 207—217
— субобстановки 208
Побережий классификация 192
— контроль типов 192
— типы по динамическому режиму 193
Поверхности регенерации 43
Поймы 59
«Покер-чип» фации 276
Пористость фенестральная 131
Прибрежные волновые процессы 193, 194
— системы циркуляции 196
— течения 195
Приливных проток миграция 217, 218
Прирусловые валы 58
Промоины 152
«Птичья лапа», дельта 146, 177
Пути транспортировки песка на шельфе Северо-Западной Европы 294

Разрывные течения 210
Рег 130
Реконструкция обстановок 10
Ритмиты 94
Россыпные месторождения 214
Руды 129—130
Русла 38
— прорыва 56—57
Русловые процессы 52
«Рыбий скелет» 226
«Рыбьи слои» 103

«Сверхдоломитизация» 276
Себха 98
— определение 234
Себхи наступающие 273
— прибрежные 127, 242—246
— разрез 246, 250, 251, 261—262
— цикл 234, 250—251, 261—262, 264
Седиментация нормальная 20—22
Седиментологическая интерпретация песчаных гребней 321
Седиментологические критерии распознавания отложений 313, 316
Седиментология, определение 9
Сейши 90
Селенит 257, 258
Серир 130
Сине-зеленые водоросли 242
Ситовидные отложения 49
Сланцевые валы 187
Слоистости типы 131—132
Слоистость адгезионная 131
— знаков ряби 227
Современное распространение беспозвоночных 311
Солеродные ванны 245
Солончаки 249—251
Соляные гиганты 233, 234, 267
Состав современной морской воды 236
Стратиграфическая номенклатура цехштейна 273
Стратификация годичная температурная 94
Строматолиты 97, 243, 247
Субтропическая зона высокого давления 124
Сулой 195
Сульфаты ламинарные 258

«Твердое дно» 327
Температура и плотность пресной воды 87
Температурные профили озер 88
Теория замкнутого бассейна 234
Тепи 258
Термоклин 288
Течений механизм 197
Трансформация волн 193
Трещинные конусы 58
Тропическая зона низкого давления 124
Турбидитов концепция 9

Углеводородов резервуары 214
Урана концентрации 214
Уровня моря колебания 286
— — — глобальные циклы 30,31

Фациальная модель, истинная 20
Фациального анализа статистические методы16—17
Фации верхнего пляжа 209
— гетеролититовые 226
— затопляемого пляжа 203, 204, 211, 212
— отмирания дельты 176, 178
— песчаных баров 336, 338
— сейсмические 23
— — внешняя форма 25
Фаций взаимоотношения 14—18
— интерпретация 18—23
— определение 13
Фация биогермов 101
— глинистая ограниченная 327
Физические процессы на шельфе 297
Флювиальные дельты и турбидиты 180
Флювиоморской разрез 164
Формы дна 195
Фронт дельты, разрез 174
Функция распределения 238

Цикл пляжа 196Ц
Циклическая седиментация 14
Цикличность эвапоритов Апеннин 270, 271

Шельфа современного терминология 282
— — распространение 281
Шельфовые фации, основные 284
Шельфовых обстановок основные типы 285
Шеньеры 214, 215, 193
— определение 193
Штормовой отлив 196
Штормовые градационные слои 306
— пески, дистальные 307
— — проксимальные 307
— слои 199—200, 324
Штормовых песчаных слоев структуры 324, 326

Эвапоритов минералы 236
Эвапоритовая накачка 243, 249
Эвапоритовые карбонаты 251
Эвапоритовый цикл 265
Эвапориты 118—233, 244
— влияние органических компонентов на кристаллизацию 244
— кластические 255—256
— последовательность кристаллизации солей 233
— самые древние 232
Экономическое значение дельтовых фаций 145, 146
Эпейрические моря 280
Эпиконтинентальные моря 280
Эрги 135, 143, 123
— определение 125
Эстуарии 224—227

Указатель географических названий

Аббевилл 168
Абу-Даби 239, 241—243
Агульяс, течение 288, 303—306
Аделаида 257
Алакратиак, фьорд 35
Албемарл, долина 299
Александра, река 57
Александрия 245
Алеутские острова 303
Алкали-Валли 99
Альберта, провинция 57, 209, 339
Альборанский бассейн 269
Альпы, горы 118
Аляска, залив 297
Аляска, штат 46, 85, 92
Амазонка, река 214, 215, 284, 285
Амбой, кратер 261
Амит, река 54
Амударья, река 93
Английский бассейн 271
Англо-Уэльский бассейн 334
Антальинский бассейн 269
Апаче, горы 274
Апеннины, горы 268, 270, 271
Аравийская пустыня 124
Аравийский залив 19
Аральское море 86, 93
Аризона, штат 315
Арль 164
Арун, река 45
Атабаска, озеро 86
Атлантический океан 29, 219, 235, 289
Атчафалайа, река 59, 168, 171, 173

Багамские банки 291
Байкал, озеро 86, 91
Балеарский бассейн 269
Балатон, озеро 90, 99
Балтийское море 285
Баренцево море 297
Бари 256
Баск, озеро 99
Батон-Руж 168
Баффинова Земля, остров 30
Беллерофон 268
Бенгальское течение 304
Бенин-Сити 189
Берингов пролив 303
Берингово море 280—285, 297, 301, 302, 304, 307
Бернистон 74
Бива, озеро 86
Бижу-Крик, река 44
Бильское озеро 95
Бин, песчаная коса 53, 54
Бихар, штат 45
Бич, долина 299
Блейк, плато 285, 288
Блок, долина 299
Боденское озеро 91, 92, 96
Бодюк, залив 164
Большое Медвежье озеро 86
Большое Невольничье озеро 86
Большое Соленое озеро 86, 87, 98—100
Бон-Спринг 274
Борни, озеро 169
Борнхольм, остров 231
Брайтлинг 261, 262
Брасс, река 157
Брахмапутра, река 39—42, 58, 82, 83, 144, 148, 150, 155, 167, 170, 181, 184, 284
Браши-Каньон 274
Бриджер, впадина 112, 116
Бриенцское озеро 91, 93, 94
Бристол, озеро 99, 259—261, 265
Бристольский залив 283, 302, 303
Британская Колумбия, провинция 42, 86, 99
Британские острова 271, 281, 293
Бурдекин, река 150
Бюзум 230

Вайоминг, штат 111, 112, 336, 337
Ван, озеро 99
Варри 189
Вашингтон, штат 281, 284, 285, 297, 299, 309
Везер, река 230
Великие озера 86, 90, 93
Верхнее озеро 91
Виктория, озеро 93
Виннипег, озеро 86
Виргиния, штат 220, 223, 328, 329
Висконсин, штат 87, 88, 315
Внешние Гебридские острова 63
Воклюз, горы 119
Волга, река 41, 93
Восточно-Мадагаскарское течение 304

Галвестон, остров 201
Гамбург 193
Ганг, река 45, 144, 148, 150, 155, 167, 170, 184, 284
Гаратовице 255
Гарден-Айленд, залив 153
Гарц, массив 271
Гаспе 81
Гаэта, залив 202
Гвинейское течение 167
Гебридские острова 67
Гельголанд, остров 230, 293
Гельголандская бухта 193, 229, 230, 282, 285, 293, 306, 308, 309
Гималаи, горы 45
Гласс, горы 274
Глостершир, графство 80
Гольфстрим, течение 288, 300
Гориславице 254
Госьют, озеро 112, 115
Гот-Сип 274
Гранд-Айл, остров 169
Гранд-Рон, река 163, 164
Грейбург 274
Грейфен, озеро 95
Грей-Эгг, долина 299
Гренландия, остров 63, 71, 101, 102, 109, 232
Грин-Лейк, озеро 96
Грихальва, река 165
Гуадалупе 274
Гудзон, река 299
Гудзонов залив 281, 285
Гурон, озеро 91

Давидсона, течение 297
Данакиль, депрессия 125
Дарем, графство 138, 273
Девон, графство 177, 178
Делавэр, бассейн 258, 259, 267, 268, 274, 275
Делавэр, река 299
Джалбехра 47
Джеймс, река 299
Джордж, озеро 91
Джорджес-Банк, банка 285, 299
Джорджия, штат 204, 207, 216, 217, 222, 228, 282
Дип-Лейк, озеро 256
Дип-Спрингс, озеро 99, 100
Долина Смерти, впадина 46, 50, 98—100
Донджек, река 36, 38
Дорсет, графство 262—264
Дунай, река 148, 150, 159, 163
Дурбан 305

Желтое море 280, 285
Женевское озеро 90, 91, 93

Западная Австралия, штат 225, 232, 246
Западные подходы 293, 295
Западный Внутренний бассейн 171, 184, 214, 315, 327, 335, 336, 339, 341, 342

Земля Вашингтона 35
Земля Джемсона 109
Зюдерпиеп 230

Иллинойс, штат 56, 275
Индиана, штат 88
Индийский океан 240, 246
Ионический бассейн 269
Иордан, река 86
Иравади, река 144, 155, 165, 167
Ирландия, остров 191, 261, 333
Исландия, остров 34
Испанские Пиренеи, горы 210, 211, 213
Ист-Бей, бухта 184

Йорк, река 299
Йэйтс 274

Калабрия, область 236
Калифорнийский залив 156, 227, 229, 232, 291
Калифорнийское течение 297
Калифорния, полуостров 48, 61, 98—102, 116, 118, 125, 199—202, 210—212, 260, 261, 282, 285, 298, 306, 307, 328
Канадская приморская область 261
Кара-Богаз-Гол, залив 233
Карлсбад 274
Кармел, гора 56
Каролина 222
Каспийское море 86, 93, 233
Каталанское озеро 102
Кататумбо, река 93
Квебек, провинция 80—82
Кейтнесс, полуостров 102—104
Кельтское море 282, 285, 295
Киву, озеро 86, 91
Кипр, остров 234, 254
Кларельвен, река 53
Кли-Хиллс 79
Колвилл, река 150
Колорадо, река 54, 156, 163, 301, 302
Колорадо, штат 44, 111—113, 115, 139, 190, 337, 338
Колумбия, река 299
Коннектикут, река 299
Кор, банка 206
Корейский залив 291
Корк, графство 333
Корпус-Кристи, залив 302
Коси, река 45, 77
Красное море 232, 267
Крейтер, озеро 85
Крит, остров 234
Крукед-Лейк, озеро 88
Куин 274
Кука, залив 285
Купер, река 150
Куронг 122
Кускоквим, залив 285, 303
Кучибугуак, бухта 202, 205

Лаитауре, река 92
Лакатонг, озеро 106, 121
Лалуэрт 262, 263
Ла-Манш, пролив 264, 283, 285, 291
Ламар 274
Ланды, область 86
Лафурш, дельта 168, 169, 177, 180
Лахонтан, озеро 86, 110
Левантийский бассейн 269
Лена-Енисейский бассейн 268
Леонард 274
Лидни 79, 80
Лизан, озеро 119
Литлфилд, озеро 95
Лонг-Айленд, остров 199, 217, 218, 221, 222
Лондон 262
Луизиана, штат 54, 214
Луп, река 39
Лутр, устье 161
Люмен-Шейл 112

Маверик, протока 207
Магади, озеро 92, 98, 99, 113, 122
Магдалена, река 185, 187
Мадре, лагуна 199, 206, 302
Мадюзее, озеро 90
Мак-Доннелл, озеро 256
Маккензи, река 150, 185, 188
Малаккский пролив 285
Маласпина, озеро 85, 92
Мапуту 305
Маракайбо, озеро 86, 93
Маринтойн, дельта 168, 169
Марион, озеро 252, 253, 256, 257
Марканда, река 47
Маррамбиджи, река 55
Марфа, бассейн 274
Массачусетс, штат 92, 219
Матагорда, залив 163, 207
Матагорда, остров 199, 200, 207, 302
Махакам, река 150, 155, 156, 167
Меконг, река 150, 155, 165, 167
Мексиканский залив 50, 147, 154, 161, 168, 171, 176, 177—182, 188, 196, 199—201, 205—207, 214, 267, 281, 285, 297, 300—302, 307, 309
Менефи 336
Мертвое море 86, 92, 99, 100, 118, 119, 122, 251, 256, 258—260, 275
Мидленд, бассейн 264, 274
Минк, залив 180
Миссисипи, река 51, 57, 144, 146, 148—150, 152—154, 157—159, 161—163, 168—171, 177, 180, 184—188, 214, 229, 284
Митчелдин 79
Мичиган, бассейн 249, 256, 258, 267, 268, 275—277
Мичиган, озеро 93
Мичиган, штат 95, 96
Мобуту-Сесе-Секо, озеро 91
Мозамбикское течение 304
Моно, озеро 99, 110
Мономой, остров 219
Мормуарон, впадина 118, 119
Моро, залив 180
Мунгер, гора 45
Мэриленд, штат 300

Набх, себха 250
Нантакет, пролив 219
Наярит, штат 165, 283
Нигер, река 39, 41, 144, 146, 148—151, 155—157, 159, 165—167, 184—190, 306, 309
Нижняя Калифорния 234, 248
Нижняя Саксония, земля 271
Нил, река 150, 163, 244, 246
Новый Орлеан 168, 169
Новый Южный Уэльс, штат 83
Ном 304
Нордергрюнде 230
Нордер-Эльбе 230
Нортон, залив 285, 303, 304, 306, 307
Норт-Саскачеван, река 57
Норфолк, банка 293, 296
Нунивак, остров 303
Нью-Брансуик, провинция 205
Нью-Джерси, штат 106, 120, 220
Нью-Йорк, штат 86, 93, 96, 199, 217, 218, 221
Нью-Лейк, озеро 256
Нью-Мексико, штат 76, 77, 81, 120, 133, 137, 211—213, 220, 236, 274, 275, 341, 342
Ньяса, озеро 86

Обзерватри-Хилл 121
Оверри 189
Огайо, бассейн 275
Оклахома, штат 274
Оксфорд 8
Ометепек, солончак 248
Онича 189
Онтарио, озеро 86, 90, 93
Орд, река 167, 225
Орегон, штат 85, 99, 201—203, 205, 210, 223, 281, 284, 285, 297—299, 309, 315
Ориенталь, эрг 126
Ориноко, река 150, 165, 185, 187, 215, 285
Оркадская котловина 102—105
Оркадский бассейн 103
Оркадское озеро 105
Оркнейские острова 102—104
Оссабо, пролив 227, 228
Оффисер, впадина 121
Охо-де-Льебре, лагуна 248

Падре, остров 131, 132, 196, 199, 200, 205, 206
Пайсанс-Крик, впадина 112, 113, 115, 116
Папуа, залив 150, 155
Парадокс, бассейн 236, 267
Парижский бассейн 246
Пассо-Фуннуто 254
Пекос, река 274
Пембрукшир 79
Персидский залив 234, 239—241, 245, 246, 248, 250, 256, 260—264, 276
Пирамид, озеро 110
Пиренеи, горы 69, 74, 76, 78, 106
Питт, озеро 86
Плакминс, дельта 168
Платт, река 39, 43
По, река 148, 150, 157
Пойнт-Пили, мыс 93
Покахонтас, бассейн 220
Порт-Харкорт 189
Прибылова, острова 303
Пти-Рон, река 163, 164

Раунд, себха 250
Ред-Дир, река 39
Ред-Ривер, река 39, 53, 54
Рейн, река 91, 92, 144, 148, 152, 155, 156, 226, 227
Реконкаво, бассейн 180
Ридж, бассейн 116—118

Ридж. впадина 101
Ридж-Бейсин, озеро 102, 117
Рио-Гранде, река 301, 302
Рис, озеро 86, 102, 111
Рисская впадина 110
Роанок, река 299
Рона, река 91, 93, 118, 144, 146, 149—152, 163, 164, 170, 222
Рочес-Грит, дельта 174, 181
Рудольф, озеро 90

Сабин, озеро 214
Садият, остров 241
Салин-Валли 98, 99
Сан-Антонио, залив 302
Сан-Мигель-де-Салинас 254
Сан-Франсиску, река 150, 159, 165
Сан-Хуан, бассейн 336
Сапело, остров 202—205
Саскачеван, провинция 320
Сассекс, графство 261, 262
Саут-Саскачеван, река 39, 41, 81, 82
Сахара, пустыня 124, 125, 288, 303
Святого Георга, пролив 285, 293
Святого Лаврентия, река 86
Святого Матвея, остров 303
Севен-Риверс 274
Северное море 19, 123, 143, 183, 214, 230, 270, 271, 273, 280, 281, 285, 289, 291—293, 295, 339
Северное устье 161
Сенегал, река 150, 159
Сен-Никола, река 157
Сент-Бернард, дельта 168, 169
Сент-Мари 164
Серлс, озеро 86, 99, 110
Сибирь 39, 281
Синай, мухафаза 249
Сицилия, остров 236, 252, 254, 255, 259, 268, 269, 278
Скалистые горы 147
Скотта, ледник 46
Снейк, река 110, 111
Средиземное море 29, 164, 203, 234, 235, 238, 245, 267—270
Среднеатлантический залив 283, 284, 290, 299, 303, 320, 339
Средняя Азия 123
Судеты, горы 65
Суонадж 262
Сускуиханна, река 299
Сьюард, полуостров 303
Сырдарья, река 93

Тагфорд-Кли-Хиллс 79
Тайваньский пролив 285
Тамур, река 45
Тана, река 39, 40, 43
Танганьика, озеро 86, 88, 89
Тандилл 274
Темза, река 296
Техас, штат 54, 65, 66, 163, 182, 183, 201, 234, 236, 261, 264, 274, 278, 301, 302, 306, 307
Теше, дельта 168, 169
Тивериадское озеро 85
Тирренский бассейн 269
Титикака, озеро 86
Тихий океан 297
Тобоса, бассейн 274
Тодилто, озеро 120
Тюбинген 10

Уилд 261
Уиллистон, бассейн 236, 267
Уитч-Фарм, нефтяная площадь 264
Унтер-Зе, озеро 96
Уобаш, река 56
Уоллский бассейн 103
Уорлингем 262, 264
Уош, залив 227
Уошаки, впадина 112, 116
Утрехт 7
Уэльс, область 70, 174, 223
Уэст-Бей, бухта 154

Фавара 252
Файр-Айленд, пролив 217, 218, 306, 307
Фанди, залив 227, 229, 285, 289
Фейетвилл-Грин, озеро 93
Фер-Бланк, залив 180
Ферри, озеро 278
Ферт-оф-Клайд 63
Фингер, озеро 86
Флорида, штат 204
Флоридское течение 288
Фолс-Ривер, река 57
Форест-оф-Дин 79
Фос, залив 164
Фоссил-Форест 262, 263
Фрейзер, река 42, 86, 144, 185, 187
Фула, остров 103
Фэр, остров 103

Харама, река 54
Хелм-Бенд, коса 56
Херд, впадина 291
Хитчкок, озеро 92, 94
Хови, пролив 274
Хойлюхан, бассейн 268
Холли-Спрингс, дельта 179
Хор-аль-Базам, лагуна 241

Хуанхэ, река 39, 284
Хугли, река 170

Центральная Азия 232
Центральный массив 118
Цехштейновый бассейн 267, 268, 272
Цюрихское озеро 94, 95

Чад, озеро 86, 92, 100, 101
Чари, река 100
Чатем 219
Черри-Каньон 274
Чесапик, долина 299
Чесапикский залив 285
Чешир, графство 64, 142
Чеширская равнина 139
Чирикова, бассейн 303
Чукотское море 303

Шанделур, острова 169
Шарк, залив 246, 247
Шархёрнрифф 230
Шетландские острова 102—106
Шетландское озеро 105
Шеффилд, пролив 274
Шотландия, область 63, 67, 102—104, 142, 143, 315
Шпицберген, острова 71, 76, 79, 110, 190, 191
Шропшир, графство 79

Эбро, впадина 75, 101, 108
Эбро, река 148, 150, 151, 159, 163
Эдуард, озеро 91
Эйлат, залив 248—250, 259
Эйр, озеро 86, 98
Элк-Пойнт, бассейн 236, 267
Эль-Аламейн 245
Эльба, река 230
Эль-Пасо 274
Эль-Хаммам 246
Эраклеа-Миноа 255
Эри, озеро 93

Южная Австралия, штат 121, 122, 256, 257, 270
Южная Каролина, штат 206
Южный Дорсет, поднятие 264
Юинта, впадина 112, 113, 115, 116
Юинта, озеро 112, 115
Юкон, река 150, 303, 304, 307
Юкон, территория 36
Юта, штат 87, 98 —100, 111—113, 115, 122, 236

Яде 230

Именной указатель

Адамс (Adams) 141
Айлз (Eyles) 7
Аллен (Allen) 5, 7, 10, 21, 33, 52, 73, 79, 85, 309
Андерсон (Anderson) 7, 274
Андертон (Anderton) 282
Артуртон (Arthurton) 253
Ашли (Ashley) 7

Багнолд (Bagnold) 55, 125
Банкс (Banks) 282
Баррелл (Barrell) 145
Барретт (Barrett) 7
Батерст (Bathurst) 10
Батлер (Butler) 234, 238
Безли (Besly) 7
Бейтс (Bates) 91, 157
Белл (Bell) 7
Белт (Belt) 7
Беннет (Bennet) 7
Берг (Berg) 337
Бернард (Bernard) 33, 78
Берсье (Bersier) 33, 78
Бесли (Besly) 7
Бидл (Beadle) 89
Бишоф (Bischof) 233, 234
Блатт (Blatt) 10
Болдуин (Baldwin) 280
Боултон (Boulton) 7
Боума (Bouma) 19, 58, 69, 78, 117, 307
Браун (Brown) 148, 149
Бридж (Bridge) 52
Бриджес (Bridges) 7, 55, 282
Брукфилд (Brookfield) 7, 138, 139
Брус (Bruce) 190
Брэнчли (Brenchley) 334
Буш (Bush) 234

Вай (Vai) 270
Вальтер (Walther) 14
Ван Андел (Van Andel) 144
Ван Бендегом (Van Bendegom) 52
Ван Веен (Van Veen) 281
Вант-Гофф (Van't Hoff) 233
Ван Хаутен (Van Houten) 7
Вейл (Vail) 30
Вернон (Vernon) 7
Ветцель (Wetzel) 89
Вишер (Visher) 137
Вольман (Wolman) 34
Вуд (Wood) 7

Галловей (Galloway) 148
Гамблин (Hamblin) 334
Гаррисон (Garrison) 7
Гауди (Goudie) 61
Геррманн (Herrmann) 238
Гертлер (Görtler) 129
Гилберт (Gilbert) 92, 145
Гленни (Glennie) 142
Голдринг (Goldring) 282
Грейвнор (Gravenor) 7
Грессли (Gressly) 13

Далримпл (Dalrymple) 7
Даццаро (Dazzaro) 255
Девис (Davis) 145
Дезборо (Desborough) 116
Дейли (Daly) 9
Де Раф (De Raaf) 7, 16
Джексон (Jackson) 7
Дженкинс (Jenkyns) 5
Джонсон (Johnson) 280
Джонстон (Johnston) 144
Джоунз (Jones) 7, 98
Дикки (Dickey) 238
Дин (Dean) 259, 270
Донован (Donovan) 103
Дрейк (Drake) 10
Дулау (Dulau) 238

Зейлахер (Seilacher) 10, 312

Ингл (Ingle) 7

Карацца (Carazza) 239
Карри (Curray) 144, 283
Кац (Katz) 259
Келтс (Kelts) 7
Кент (Cant) 18, 80
Кестнер (Kastner) 249
Кинсман (Kinsman) 234
Кларк (Clark) 268, 273
Клейн (Klein) 334
Клемменсон (Clemmenson) 7
Кнейк (Knake) 238, 239
Коди (Cody) 277
Колеман (Coleman) 39, 152, 159, 173
Коллинсон (Collinson) 5, 10, 51, 85, 123
Корадосси (Coradossi) 239
Корниш (Cornish) 125
Костелло (Costello) 67
Кочурек (Kocurek) 139, 141, 143
Крамбейн (Krumbein) 13
Кроуэлл (Crowell) 7
Кюнен (Kuenen) 9

Ламинг (Laming) 64
Левелл (Levell) 7
Леопольд (Leopold) 34
Лидер (Leeder) 7, 51, 55
Лис (Lees) 7
Лок (Lock) 7
Лукс (Loucks) 278

Майалл (Miall) 17, 64
Маки (McKee) 127, 133
Маккейв (McCave) 7
Марсалье (Marsaglia) 334
Маршалл (Marshall) 7
Маттер (Matter) 7
Мейджор (Major) 33, 78
Меррей (Murray) 10, 14
Мидлтон (Middleton) 10, 13, 14
Миллер (Miller) 7
Мильиорини (Migliorini) 9
Моррис (Morris) 238
Мортон (Morton) 309
Мур (Moore) 20, 238

Ноблс (Nobles) 48
Нурми (Nurmi) 249

Онгибен (Ogniben) 268
Оксениус (Ochsenius) 233, 234
Омкенс (Omkens) 164
Ор (Ore) 37
О'Салливан (O'Sullivan) 94

Падси (Pudsey) 7
Парк (Park) 245
Паттон (Patton) 141
Пауэлл (Powell) 7
Петтиджон (Pettijohn) 9
Пикеринг (Pickering) 7
Платт (Platt) 7
Поттер (Potter) 9
Пулем (Puhlam) 7

Райдинг (Riding) 7
Райер (Ryer) 224
Райт (Wright) 159
Рамос (Ramos) 64
Рединг (Reading) 5, 8, 16, 282
Рейнек (Reineck) 10
Ричардз (Richards) 7
Риччи-Люччи (Ricci-Lucchi) 270

Сагден (Sugden) 7
Саутгейт (Southgate) 253
Саутхард (Southard) 10
Свифт (Swift) 283, 284
Селли (Selley) 10, 17, 19
Сигенталер (Siegenthaler) 238
Сингх (Singh) 10

Смит (Smith) 7, 35, 37, 273
Смут (Smoot) 98
Сопенья (Sopeña) 64
Сорби (Sorby) 9
Стил (Steele) 7
Стокс (Stokes) 141
Стрит (Street) 7

Такер (Tucker) 232
Таллбакка (Tallbacka) 268
Тейлор (Taylor) 7, 129, 273
Тейссер (Teisseyre) 65
Тейчерт (Teichert) 13
Тилл (Till) 232
Томпсон (Thompson) 7, 10, 139

Уилсон (Wilson) 10, 127
Уинтерер (Winterer) 7
Уокер (Walker) 7, 10, 16, 18, 19, 67, 80, 215, 334
Уоррен (Warren) 253, 270
Уоткинс (Watkins) 10
Уоттс (Watts) 7, 72
Усиглио (Usiglio) 233, 236
Уэст (West) 7, 262—264

Фиск (Fisk) 162, 163
Фишер (Fischer) 7
Фон Брюнн (Von Brunn) 7
Форель (Forel) 90
Фриман (Freeman) 136

Хадсон (Hudson) 7
Халл (Hull) 277
Хантер (Hunter) 132
Харви (Harvie) 236
Харвуд (Harwood) 273
Харди (Hardie) 98, 236, 239
Хармс (Harms) 10, 215, 282, 323, 324
Хартсхорн (Hartshorn) 7
Хатчинсон (Hutchinson) 89
Хейз (Hayes) 193, 196, 334
Хендерсон (Henderson) 279
Хилл (Hill) 7
Хобдей (Hobdey) 282
Холзер (Holser) 238
Холлидей (Holliday) 261
Хоулсби (Houlsby) 7
Хсю (Hsü) 238
Хьюард (Heward) 7, 213
Хэм (Ham) 10

Чаранфи (Ciaranfi) 255

Шаллер (Schaller) 279
Шарп (Sharp) 48, 125
Шепард (Shepard) 187, 280
Шепард-Торн (Shepard-Thorne) 261
Шефер (Schäfer) 10
Ширман (Shearman) 234, 237, 242, 248, 260, 278
Шлосс (Sloss) 13
Шмальц (Schmalz) 267
Шрейбер (Schreiber) 5, 232, 237

Эванс (Evans) 7, 261, 320
Эллиотт (Elliott) 5, 17, 144, 192
Эмери (Emery) 283
Эрикссон (Eriksson)

Югстер (Eugster) 98

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода 5
Предисловие 7

Глава 1. Введение. *Х.Г. Рединг*

1.1. Развитие седиментологии 9
1.2. Содержание и философская направленность книги 10
1.3. Строение книги 11

Глава 2. Фации. *Х.Г. Рединг*

2.1. Строение фаций 13
2.2. Интерпретация фаций 18
2.3. Фации, скрытые под поверхностью ... 23
2.4. Факторы, контролирующие характер и распространение фаций 27

Глава 3. Аллювиальные отложения. *Дж.Д. Коллинсон*

3.1. Введение 33
3.2. Современные реки с твердым донным стоком 34
3.3. Аллювиальные конусы выноса 44
3.4. Современные меандрирующие реки ... 50
3.5. Ветвление речных русел (анастомозис) 57
3.6. Межрусловые пространства 58
3.7. Древние аллювиальные отложения 61
3.8. Древний галечный аллювий 62
3.9. Древние песчаные речные системы .. 68

Глава 4. Озера. *Ф.А. Аллен и Дж.Д. Коллинсон*

4.1. Введение 85
4.2. Разнообразие современных озер 85
4.3. Основные особенности озерной воды 87
4.4. Кинетика озерной воды 89
4.5. Химизм и продуктивность озерной воды 91
4.6. Осадки гидрологически открытых озер 92
4.7. Отложения гидрологически закрытых озер 101
4.8. Отложения древних озер 102
4.9. Древние разбавленные озера в гидрологически открытых впадинах 102
4.10. Древние озера гидрологически закрытых впадин 111
4.11. Экономическое значение озерных отложений 122

Глава 5. Пустыни. *Дж.Д. Коллинсон*

5.1. Введение 123
5.2. Современные пустыни 123
5.3. Отложения древних пустынь 136

Глава 6. Дельты. *Т. Эллиотт*

6.1. Введение 144
6.2. Развитие учения о дельтах 144
6.3. Схема изучения дельт 146
6.4. Модели дельт 148
6.5. Фациальные комплексы современных дельт 150
6.6. Отмирание дельты 168
6.7. Строение древних дельт 170
6.8. Деформации, вызванные процессами осадконакопления 184

Глава 7. Побережья с терригенной седиментацией. *Т. Эллиотт*

7.1. Введение 192
7.2. Побережья с преобладанием волновой деятельности 193
7.3. Побережья со смешанным волновым и приливно-отливным режимом 216
7.4. Трангрессивные побережья с преимущественно волновым и волновым приливно-отливным режимами 220
7.5. Побережья с преимущественно приливно-отливным режимом. 224

Глава 8. Побережья аридных зон и эвапориты. *Б.Ш. Шрейбер при участии М.Е. Такера и Р. Тилла*

8.1. Введение 232
8.2. Испарение морской воды 235
8.3. Обстановки образования и накопления морских эвапоритов 239
8.4. Современные себхи, обогащенные карбонатами: южное побережье Персидского залива 239
8.5. Современные терригенные себхи 248
8.6. Субаквальные эвапориты 251
8.7. Некоторые неморские соленые озера 259

8.8. Древние эвапориты 260
8.9. Древние себхи и рассольные водоемы 260
8.10. Древние бассейновые эвапориты 266
8.11. Диагенез эвапоритов 277

Глава 9. Мелководные моря с терригенной седиментацией. *Г.Д. Джонсон и К.Т.Болдуин*

9.1. Введение 280
9.2. Модели современного терригенного шельфа 283
9.3. Основные процессы, контролирующие осадконакопление и фации на шельфе 284
9.4. Физические процессы (общие положения) 288
9.5. Осадконакопление на шельфе с преимущественно приливно-отливным режимом 290
9.6. Осадконакопление на шельфе с преимущественно штормовым режимом (ветровой и волновой режимы) 297
9.7. Седиментация на шельфе с преобладанием режима океанических течений . 303
9.8. Современные шельфовые штормовые отложения: природа и происхождение 306
9.9. Древние мелководные моря с терригенной седиментацией 309
9.10. Удаленные от берега преимущественно приливно-отливные фации 316
9.11. Преимущественно волновые и штормовые фации внешней зоны 322
9.12. Преимущественно иловые фации дальней зоны 326
9.13. Модели древних мелководных морских терригенных фаций дальней зоны 329
9.14. Модели привноса песка в древние шельфовые моря 339

Предметный указатель 343
Указатель географических названий 345
Именной указатель 348

Научное издание

Харолд Г. Рединг, Джон Д. Коллинсон, Филип А. Аллен и др.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ

Под редакцией Харолда Г. Рединга

В двух томах
Том 1

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский
Старший научный редактор В. С. Красикова
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник А. Д. Захаров
Художественные редакторы А. Я. Мусин, А. В. Страхова
Технический редактор Т. К. Такташова
Корректор Т. Б. Куликова

ИБ № 6781

Подписано к печати 23.03.90. Формат 84×108 1/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура гелиос. Печать офсетная. (фотоофсет). Объем 11,00 бум. л. Усл. печ. л. 36,96. Усл. кр.-отт. 74,13. Уч.-изд. л. 38,69. Изд. № 5/5962. Тираж 1760 экз. Зак. 1487. Цена 7 руб. 80 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
В/О «Совэкспорткнига» Государственного комитета СССР по печати.
Набрано в Межиздательском фотонаборном центре издательства «Мир».
129820, ГСП, Москва И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат В/О «Совэкспорткнига»
Государственного комитета СССР по печати.
143200, г. Можайск, ул. Мира, 93.