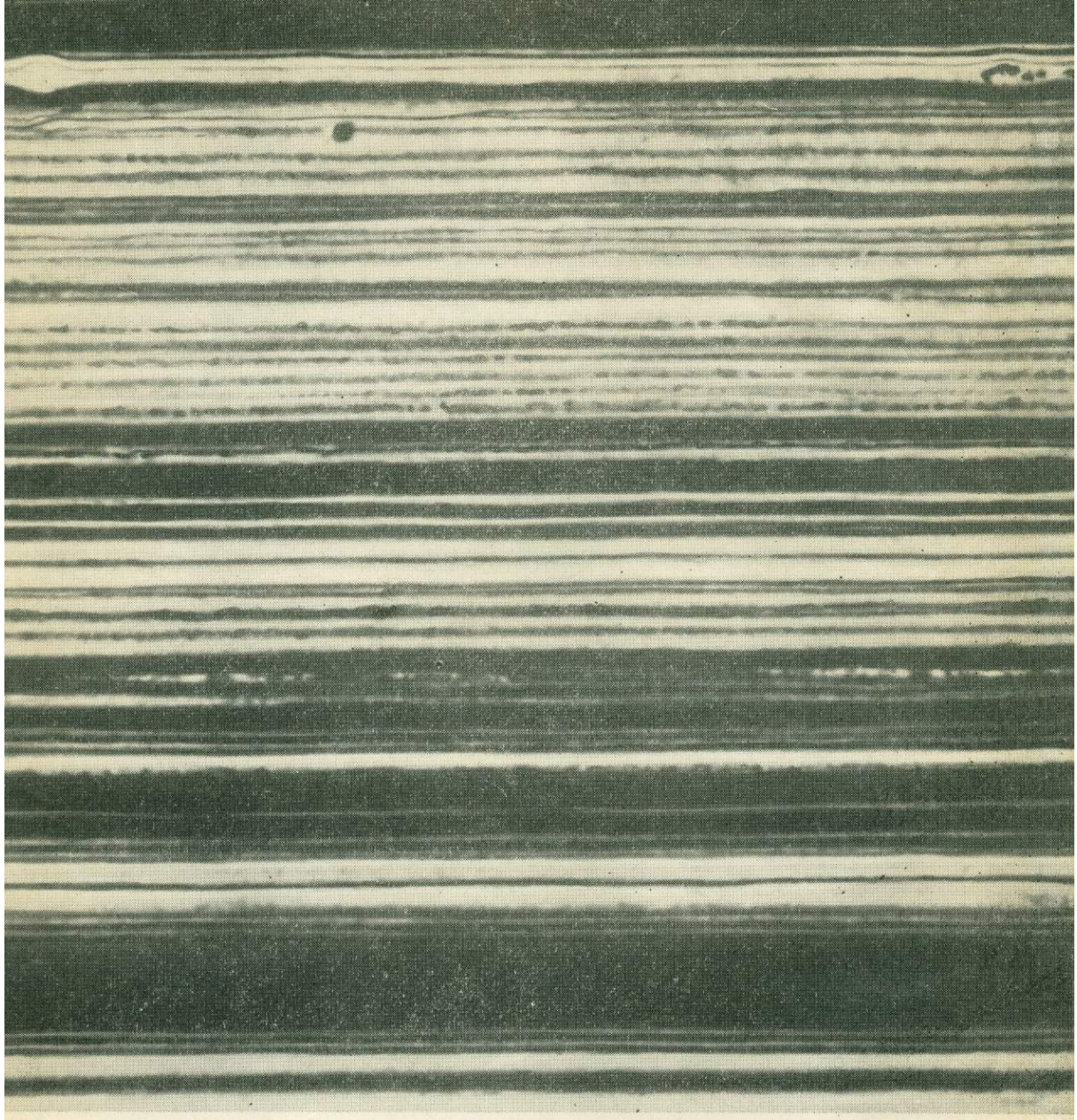
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

П. Дарвин, А. Халлам, Э. Уолтон

ЦИКЛИЧНОСТЬ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ




ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР



ЦИКЛИЧНОСТЬ

Cyclic sedimentation

by P. McL. D. Duff, A. Hallam, E. K. Walton

Grant Institute of Geology
University of Edinburgh,
Edinburgh, Great Britain

ELSEVIER PUBLISHING
COMPANY AMSTERDAM LONDON NEW YORK
1967

551.3.051

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

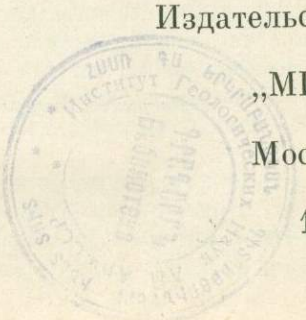
Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

21082 5763

П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Издательство
„МИР“
Москва
1971



УДК 551.305.1

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
И. Т. Дубовского и Г. Ф. Ульмишека

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ
чл.-корр. АН СССР ***В. Е. Хаина***

Книга видных английских ученых — оригинальное глубокое исследование, посвященное одной из актуальных проблем геологической науки — цикличности осадконакопления. В книге использован обширный фактический материал по многим районам земного шара; это по существу единственная работа подобного рода в мировой литературе за последние годы. В ней рассмотрены строение и условия образования циклов различных типов в морских, паралических, озерных, флювиогляциальных, а также флишевых толщах. Освещен характер фаунистических изменений в пределах цикла. Показаны возможности и перспективы применения математических методов для изучения цикличности.

Книга представляет большой интерес для геологов различного профиля, занимающихся вопросами литологии, осадконакопления, стратиграфии, палеогеографии, а также для студентов старших курсов геологических факультетов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

2—9—2

ПРЕДИСЛОВИЕ

Значение предлагаемой вниманию советских читателей книги П. Даффа, А. Халлама и Э. Уолтона во многом определяется двумя обстоятельствами, которые справедливо отмечают сами авторы в предисловии и вступлении к своему труду.

Во-первых, проблема циклической седиментации действительно представляет собой одну из наиболее запутанных и сложных проблем геологической науки. В ней спорно все — от самого существования циклов и их строения до условий образования. Между тем цикличность имеет огромное теоретическое и практическое значение. По мнению многих исследователей, в циклах осадочных толщ зарегистрирована история колебаний уровня океана или колебательных движений земной коры. Изучение цикличности важно для стратиграфии, для поисков многих осадочных полезных ископаемых.

Во-вторых, в мировой литературе до появления данной книги не существовало сводной работы, которая освещала бы проблему циклической седиментации в целом, для толщ любого возраста, происхождения и регионального положения. В то же время отдельным примерам циклически построенных осадочных толщ посвящена обширная литература, рассеянная во множестве журналов, сборников и монографий. То, что авторы настоящей книги предприняли попытку синтезировать этот большой и весьма разнородный материал, — их бесспорная и большая заслуга.

Однако, как указывают в предисловии сами авторы, большим пробелом в их сводке является недостаточное использование русской, точнее советской литературы. Действительно, в нашей стране сделано немало в области изучения циклической седиментации. Широко известны работы Ю. А. Жемчужникова, В. С. Яблокова, Г. А. Иванова и др. по угленосным формациям, работы Н. Б. Вассоевича (первооткрывателя цикличности флиша), В. А. Гроссгейма и др. — по флишевым, В. И. Попова и его учеников — по молассовым, Н. Н. Форша и др. — по эвапоритовым формациям и др. Неполнота использования советских работ наносит ущерб прежде всего зарубежным читателям книги; с точки же зрения советских читателей книга Даффа, Халлама и Уолтона интересна именно тем, что она построена в основном на зарубежном, менее знакомом нам материале и в ней отражены взгляды иностранных исследователей на рассматриваемую проблему.

Следует отметить два важных достоинства книги. Первое заключается в том, что авторы стремились к максимальной строгости доказательств и объективности интерпретации фактических данных. Ничто не принимается просто на веру, утверждения любого автора пропускаются ими через критический фильтр. Второе достоинство — попытка ввести в оценку цикличности математические критерии (метод гармонического анализа — гл. 1).

Наряду с несомненными достоинствами, к которым нужно отнести еще лаконичность изложения, в книге могут быть обнаружены, естественно, и спорные положения, разумеется, разные с позиций различных исследований. В частности, автор этих строк не во всем согласен с общей

направленностью, с подходом к решению проблемы в целом, принятым в рассматриваемой книге.

Поставив перед собой сложную задачу обобщения и анализа всего материала по цикличности осадочных толщ, авторы книги должны были прежде всего столкнуться с вопросом о принципе группировки этого материала. Выбранное ими решение вопроса очевидно из самой структуры книги — группировка по обстановкам (режимам) осадконакопления. Несомненно, это один из возможных и рациональных критериев. Другим таким критерием мог бы быть формационный признак (в скрытом виде, а в случае флиша и в явном он использован и здесь), и, вероятно, появление работы, освещающей цикличность отдельных типов формаций, было бы также чрезвычайно полезным. Третий возможный критерий — классификация циклов по их размерности. Авторы пытаются провести такую классификацию в пределах типов, намеченных по режимам осадконакопления, но делают это непоследовательно, расплывчато (деление на «мелкие» и «крупные» циклы) и не дают в заключение какой-либо систематизации полученных сведений. В связи с этим хотелось бы обратить внимание читателей на работы советского исследователя И. А. Вылцана, который детально разработал этот вопрос на примере палеозоя Горного Алтая [1].

Происхождение цикличности анализируется авторами для каждой обстановки осадконакопления в отдельности и лишь в заключении рассматривается относительная роль разных факторов — тектонического, седиментационного, эвстатического, климатического. Авторы присоединяются к высказываниям Т. Робертсона, что «только в том случае, когда эти (локальные причины) оказываются недостаточными, позволительно обратиться к более спекулятивным идеям о влиянии климата, региональных пульсациях, планетарных движениях или космических явлениях».

Подобный подход представляется оправданным и плодотворным лишь до тех пор, пока речь идет о поисках механизма, непосредственно обусловливающего циклическое строение тех или иных осадочных толщ, т. е. о поисках ближайшей причины цикличности. Однако если учесть, что цикличность свойственна практически всем осадочным формациям и что она нередко прослеживается из формации одного типа в формацию другого типа, например из флиша в формацию слоистых известняков или из паралической угленосной формации в карбонатную формацию, и что «мелкие» циклы закономерно сочетаются в «крупные», то становится ясным, что должна существовать общая и главная причина цикличности осадконакопления вообще, причина планетарного масштаба.

Такой причиной могут быть, очевидно, либо эвстатические колебания уровня океана, роль которых хорошо обоснована А. Халламом в гл. 6 и 8 книги, либо колебательные тектонические движения (общие колебания, осцилляции, пульсации), либо климатические изменения. Скорее всего речь должна идти об эвстатических колебаниях, обусловленных (за исключением ледниковых периодов?) [2] колебательными движениями литосферы.

Эвстатические колебания по понятным причинам находят свое наиболее четкое отражение в осадках эпиконтинентальных морей, где даже незначительные изменения глубин бассейнов или положения береговой

---

[1] См. И. А. Вылцан. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях, Геология и геофизика, № 11, 1967.

[2] Сами ледниковые периоды отражают наиболее крупные тектонические пульсации, с одной стороны, и многократно усиливают воздействие этих пульсаций на эвстатические колебания уровня океана — с другой.

линии существенно влияют на состав и другие особенности осадков. Но они не могут не оказывать влияния на осадконакопление и в пределах прибрежных равнин, к тому же периодически заливаемых морем. Поэтому объяснение цикличности паралических угленосных толщ только процессами саморазвития дельт, в частности миграцией русел, представляется недостаточным, особенно, если принять во внимание правильный характер цикличности и регулярное появление морских прослоев. Авторы объясняют последнее прекращением притока обломочного материала в сочетании с продолжающимся погружением. Однако вряд ли есть необходимость в подобном допущении, если и без того известно, что уровень океана постоянно испытывал периодические колебания. Связанные с последними изменения положения базиса эрозии не могли не сказываться на режиме рек и проточных озер, т. е. на накоплении флювиальных и озерных осадков, хотя в этой обстановке, а особенно в обстановке замкнутых озер, проявление «автоцикличности» наиболее вероятно.

Поиск «ближайших причин» цикличности характерен и для данного авторами анализа происхождения одного из наиболее ярких типов цикличности — цикличности флишевых формаций. Оценивая относительную роль различных факторов, авторы отдают предпочтение сочетанию мутьевых потоков и донных течений, что в первом приближении действительно представляется наиболее разумным, ибо эвстатические колебания уровня океана не эффективны для условий удаленных от континента и относительно глубоководных «флишевых» прогибов. Но заключение о том, что «последовательность текстур в песчаниковых пластах флишевых отложений, видимо, всецело контролируется седиментационным процессом», едва ли справедливо. Сами авторы говорят о необходимости поисков «спускового механизма» мутьевых потоков, упоминая в связи с этим о землетрясениях и приводя работу Г. Нифа по Новой Зеландии, в которой цикличность объясняется периодическими движениями по сбросам по периферии бассейна осадконакопления[1]. Очевидно, наиболее логичным будет связывать флишевую цикличность с периодическими подвижками бортов «флишевых» прогибов по ограничивающим их разломам и в результате этого сбросом мутьевыми потоками на дно прогибов накопившегося в полосе мелководья обломочного материала. Можно подозревать, далее, существование связи между такими подвижками по разломам (блоковыми движениями) и общими тектоническими пульсациями.

Вообще четыре фактора, контролирующие циклическую седиментацию и рассматриваемые в настоящей книге как совершенно независимые один от другого, а именно седиментационный, тектонический, эвстатический и климатический, в действительности проявляются в тесной связи и взаимодействии. О связи эвстатических колебаний уровня океана и региональных тектонических движений с общими тектоническими колебаниями уже говорилось; очевидна также зависимость климата Земли, особенно в пределах отдельных регионов, от вызванных эвстатическими колебаниями уровня океана изменений площади континентов и океанов. Разумеется, необходима еще большая и сложная работа по раскрытию всех этих связей; кроме того, нельзя игнорировать и влияние внезапных космических факторов.

В целом цикличность — явление глобальное, и причины ее также должны быть глобальными.

---

[1] Аналогичный механизм был предложен В. Е. Хаиным и М. Г. Ломизе для верхнеюрского — нижнемелового флиша северо-западного Кавказа (Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961).

Представляется, наконец, что авторы данной книги не уделили достаточного внимания проблеме длительности циклов. Отмечая противоречивые выводы разных исследователей, они даже пишут в заключение, что «подобные упражнения [определение длительности циклов. — *В. Х.*] малопродуктивны». С этой оценкой трудно, однако, согласиться, и несомненно, что определение длительности циклов — одно из важных направлений в разработке проблемы цикличности.

В целом книга Даффа, Халлама и Уолтона может рассматриваться как первая ступень обобщения огромного материала по цикличности осадконакопления, ступень еще чисто эмпирическая. Этот эмпиризм не должен быть поставлен в вину авторам, поскольку он оправдан как реакция на слишком поспешный переход от фактического материала к генетическим заключениям, заметный во многих более ранних работах по данной проблеме. Книга Даффа, Халлама и Уолтона, несомненно, составит заметный этап в изучении циклической седиментации.

В. Хаин

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРОВ

Несмотря на чрезвычайное обилие литературы по данному вопросу, это первая монография, специально посвященная проблеме цикличности осадконакопления. Мы не можем претендовать на исчерпывающий обзор литературы. В частности, работы русских авторов освещены в недостаточной степени. Однако мы пытались охватить такое количество данных, которое было необходимо для компетентного рассмотрения всех значительных гипотез.

Мы сочли удобным менять последовательность изложения предмета от главы к главе, а также при описании стратиграфических разрезов наряду с метрическими размерностями пользоваться размерностями англо-американской шкалы. Мы руководствовались при этом характером имеющихся данных и существующей литературой.

Мы хотели бы выразить благодарность коллегам, чье содействие было для нас неоценимым. Д-р Д. Ф. Мерриам любезно разрешил нам ознакомиться с неопубликованными рукописями докладов на симпозиуме, посвященном цикличности осадконакопления. Эти доклады были опубликованы в бюллетене 169 Канзасской геологической службы в то время, когда наша монография уже находилась в печати. Д-р Мерриам показал нам также некоторые классические разрезы позднепалеозойских циклотем Канзаса, а д-р Х. Р. Уонлесс — характерные разрезы пенсильванских отложений Иллинойса и Индианы. Д-р Дж. Х. Раттиган любезно предоставил в наше распоряжение неопубликованное описание некоторых циклов каменноугольных отложений Австралии, а проф. Ф. Х. Стюарт сделал полезные замечания к гл. 8. Разрешение на репродукцию фигур в тексте было получено от соответствующих авторов журнальных статей.

Эдинбург

П. Дафф
А. Халлам
Э. Уолтон

«Тот, кто учитывает существующую в природе ритмичность или цикличность, увидит ее, даже если она не такая уж отчетливая, и сделает все вытекающие отсюда выводы. А кто не хочет, тот не заметит ее и там, где она бросается в глаза».

Ю. А. Жемчужников, 1958

«Наука, больше чем какая-либо иная область человеческой деятельности, поощряет умение личности выявить порядок там, где, казалось бы, этого порядка нет. Поэтому ученый, более чем кто-либо другой, должен быть объективным в отношении своей работы и, пожалуй, в еще большей степени — в отношении самого себя».

Е. Зеллер, 1964

137

ГЛАВА 1

Введение

Некоторые проблемы геологической науки, такие, как дрейф континентов, происхождение геосинклиналей и гранитизация, с момента своего возникновения были и продолжают оставаться объектами непрекращающейся полемики и источниками новых, противоречащих одна другой концепций. Одной из таких проблем является ритмичность или цикличность осадконакопления. В общих словах (подробнее это будет освещено ниже) под цикличностью понимают повторение в определенном порядке слоев горных пород в разрезе. Но даже сейчас, после более чем столетних дебатов, имеются различные точки зрения на обоснованность и пригодность этой концепции. По мнению одних геологов, цикличность является понятием настолько общим, что включает весь процесс осадконакопления, и потому не имеет особого значения[1]; по мнению других, эта концепция на фоне кажущейся хаотичной картины дает возможность сделать продуманные обобщения, внутренне непротиворечивые и создающие основу для генетической интерпретации.

Наиболее простой случай повторения слоев — это чередование в разрезе двух компонентов; в качестве такого повторения можно рассматривать тонкое переслаивание, например, алевролитов и глин, служащих примером цикличности или ритмичности отложений. Противоположным примером цикличности являются крупные изменения характера отложений, которые могут охватывать целые системы и даже еще более обширные стратиграфические интервалы. Некоторые известные геологи, например, фон Бубнов [449] и Слосс [397], говорили о циклах в масштабе геологических систем и еще более крупных, а Уэллер [471] показал, как в начале нашего столетия в умах стратиграфов США господствовали теории, предполагавшие существование крупных, развитых на всей планете циклов осадконакопления. Мы решили исключить из нашего анализа эти стратиграфически более крупные циклы, ибо в противном случае нам бы пришлось рассматривать все разрезы без исключения. С другой стороны, мы не хотели бы также обсуждать тонкие чередующиеся в разрезе слои, поскольку они не представляют большого интереса и имеют лишь локальное значение. Так, мы исключили из описания слоистость приливно-отливной зоны[2], но рассматриваем сезонную слоистость, или варвы. В пределах принятых таким образом границ цикличность отложений изменяется от сезонной слоистости обломочных, органогенных или эвапоритовых варвов с мощностью слоев часто менее 1 *мм* через последовательности слоев среднего размера (например, около метра или несколько более) до мощностей порядка десятков и сотен метров.

---

[1] «Всем осадочным отложениям в значительной мере свойственна цикличность или ритмичность» ([426], стр. 502).

[2] Слойчатость, по Н. Б. Вассоевичу. — *Прим. ред.*

ЦИКЛЫ, РИТМЫ И ЦИКЛОТЕМЫ

Характерной особенностью строения отложений, позволяющей называть их цикличными или ритмичными, является повторение в разрезе серии литологических элементов (скажем, *A*, *B* и т. д.). Объединив эти элементы (*ABC*), можно говорить о ритмах и циклах, терминах, вошедших в употребление по крайней мере с конца прошлого столетия (см., например, [320]). В простейшем случае мы имеем повторение элементов в виде *ABABAB*, и некоторые геологи (например, [123, 129]) полагают, что термин «ритм» ограничивается лишь последовательностью слоев такого типа. С другой стороны, Зандер [366] считал, что о ритмах следует говорить только применительно к тем разрезам, в которых элементы ритмичности имеют строго постоянную мощность, а фон Бубнов [449] внес дополнительный генетический смысл в понимание ритмов, считая, что они являются последовательностями слоев климатического происхождения. Ленточные глины соответствуют большинству этих требований, поскольку в основной своей массе представляют собой двучленные простые структуры, каждый элемент которых характеризуется довольно постоянной мощностью; они отличаются четко выраженной периодичностью и имеют климатическое происхождение. Но весь комплекс этих условий выдерживается лишь в столь немногих случаях, что термин «ритм» при таком его понимании имел бы очень ограниченное применение.

По-видимому, нет никаких серьезных оснований для отнесения термина «ритм» только к простым последовательностям типа *ABAB*. Всегда имеется возможность появления в составе ритмов линзовидных тел с особой литологической характеристикой, и тогда оказывается, что ритм следует называть уже циклом. Кроме того, при описании во всех случаях удобно пользоваться рядом синонимов.

Для решения этого вопроса мало что могут добавить и математики. Кендалл [229] полагал, что термином «цикл» следует пользоваться только тогда, когда повторение осуществляется через регулярные промежутки времени. Отстаивая такую точку зрения, Шварцахер [375] признавал, что для большинства разрезов можно говорить лишь о проявлении в них «седиментационных осцилляций». В его схеме много убедительного, но термин «седиментационные осцилляции» очень громоздкий, и, вероятно, трудно согласиться с его применением.

Некоторые авторы указывали на значение различий между последовательностями *ABCDABCD* и *ABCDCBA* и считали, что слово «цикл» следует применять только к последней из них. Но, как отметил Робертсон [356], одним из наиболее типично выраженных циклов в Англии являются «сезонные циклы», относящиеся к типу *ABCDABCD*. Вероятно, наиболее простое решение — это называть циклы типа *ABCDABCD* асимметричными, а циклы типа *ABCDCBA* — симметричными.

Термин «циклотема» отличается от двух предыдущих терминов тем, что он был введен в употребление специально для описания осадочных пород. «Поэтому слово «циклотема» предлагается для обозначения серии слоев, образовавшихся в течение единого седиментационного цикла такого типа, который преобладал в пенсильванском периоде» ([462], стр. 1003). Но даже в таком понимании это своеобразное определение отличается двусмысленностью. При разной интерпретации применение термина «циклотема» может быть ограничено отложениями каменноугольной системы или даже только пенсильванскими породами. Он может применяться также более широко к седиментационным циклам «такого типа, который преобладал в пенсильванском периоде». На практике, несмотря на неодобрительное отношение к этому Уэллера [470], после-

дующие исследователи применяли термин «циклотема» к отложениям различного возраста, часто резко литологически отличающимся от пенсильванских циклотем Иллинойса (см., например, [10, 169, 6]). В настоящее время, по-видимому, нет оснований ограничивать применение этого термина отложениями каменноугольного возраста, так же как нельзя считать цикличность осадочных пород свойством, присущим исключительно образованиям этой системы.

По нашему мнению, все три термина — «ритм», «цикл» и «циклотема» — должны рассматриваться как синонимы, за исключением того, что последний из них всегда применяется лишь по отношению к осадочным породам. В то же время, хотя слова «цикл» и «ритм» в большинстве случаев также употребляются применительно к осадочным породам, они, кроме того, могут обозначать периоды времени, в течение которых формировались определенные отложения. Использование этих терминов в дальнейшем будет ясно из контекста, в котором они встречаются. Такое понимание вызвало возражения Бирбауэра [35], указывавшего, что первоначальное определение циклотемы включало в себя представление о ее асимметрии. Однако многие геологи пользовались этим термином для описания как симметричных, так и асимметричных типов циклов; широко известные канзасские циклотемы, например, также включают в себя симметричные и асимметричные циклы [295, 286, 301].

Мы не видим ни перспектив достижения общего согласия, ни каких-либо особенных преимуществ использования этих терминов в соответствии с произвольными определениями, ограничивающими область их применения. Напротив, следовало бы, вероятно, сохранить за этими словами значение общих терминов, необходимых для описания разреза. Если можно показать, что формирование повторяющихся сочетаний слоев происходило через равные промежутки времени, то будет достаточно применить такое определение, как «периодичный» цикл; если последовательность слоев представляет собой сочетание элементов типа *ABAB*, можно говорить о простом цикле или ритме. Кроме того, как указывалось выше, циклы могут быть симметричными или асимметричными в зависимости от расположения элементов внутри ритмичной последовательности слоев. При таком подходе терминология может остаться недвусмысленной и в то же время сохранить гибкость, не допускающую слишком жестких определений.

Возможно, разумно было бы называть тонкие циклы микроциклами, циклы среднего размера — просто циклами или циклотемами, а более мощные разрезы — мегациклами или мегациклотемами. Но попытка связать эти размеры со специфическими причинами образования циклов (например, климатическими флуктуациями или эпейрогеническими движениями для микроциклов и эпейрогеническими движениями для циклотем), предпринятая Фиге [129], крайне рискованна. Следует также отметить, что в Америке существует тенденция придавать понятию мегациклотема дополнительное значение, указанное Р. К. Муром ([295], стр. 88—94, см., однако, [487, 488]) и описанное им как «цикл циклов».

Последовательности слоев, более крупные, чем мегациклотемы Р. К. Мура [295], были названы «гиперциклотемами» (hypercyclothems) и «магнациклами» (magnacycles). Термин «гиперциклотема» ввел Уэллер [470] для обозначения «цикла мегациклотем», а термин «магнацикл», следуя предложению Р. К. Мура, употребил впервые Меррнам [286] для описания толщ пород, образование которых отражает основные события в истории земной коры. Примером магнацикла, рассмотренным Мерриамом, являются пермско-пенсильванские отложения Канзаса. Иерархическая последовательность циклов была описана также В. С. Яблоковым и др. [208]. Циклы первого порядка сгруппированы ими в циклы второго

порядка, или *мезоциклы*; мезоциклы объединены в циклы третьего порядка, или *макроциклы*, а сочетания последних образуют циклы четвертого порядка, или *мегациклы*. Выделение циклов второго, третьего и четвертого порядков, по-видимому, настолько произвольно, что их практическая ценность на современном уровне знаний представляется сомнительной. Таким образом, номенклатура циклов весьма запутанна, что можно видеть на примере двух систем, описанных выше. В дополнение следует также отметить, что Сакамото [365] пользовался для описания разрезов циклами первого, второго и третьего порядка в обратной последовательности по сравнению с изложенной В. С. Яблоковым и др.; так, Сакамото рассматривал «поздний» палеозой как цикл первого порядка, подразделения среднего карбона — как циклы второго порядка, тогда как циклами третьего порядка являются отдельные циклотемы.

НОМЕНКЛАТУРА ЦИКЛОВ

Исторический интерес к последовательностям слоев, обнаруживающим постоянно повторяющиеся изменения литологического состава (вначале они не назывались циклическими последовательностями), впервые возник, по-видимому, при изучении угленосных разрезов. Как только стало ясно, что каменный уголь представляет собой скопление остатков растений и слои между пластами углей иногда содержат раковины морских животных, начали возникать предположения о значении подобных сочетаний. Теории образования повторяющихся наборов слоев в угленосных толщах рассматриваются в гл. 4 и 5. В настоящей главе поучительно проследить путь, по которому развивались обобщения, касающиеся цикличности разрезов.

В наиболее ранних работах (например, [85, 273, 290]) авторы полагали достаточным отметить переслаивание угольных прослоев с пластами морских пород. Отдельные исследователи пошли несколько дальше. Доусон [80], например, особо подчеркнул сочетание литологических членов разреза подугольная глина—уголь—битуминозный известняк, а Филлипс [324] предложил совершенно замечательную систему, которая, если бы она была принята, могла бы существенно прояснить представление о проблеме в целом и привести к гораздо более быстрому развитию идей, чем это произошло в действительности. Он показал, что нижнекаменноугольные отложения в северной части Англии (которые он называл йордейлской серией) образованы повторением слоев «известняка, крупнозернистого песчаника и глинистых сланцев[1]» и отдельное сочетание таких литологических единиц (скажем, *ABC* или *CAB*) предложил называть «членом» («term»). Ряд подобных членов образует «серию» («series»). Там, где последовательность слоев состоит только из двух членов, она может быть названа «димерной серией» («dimeric series»); в общем случае это будет «полимерная серия» («polymeric series»), сложенная многими членами. Если последовательность слагается повторением одного и того же члена (*ABC*, *ABC*, *ABC*...), серия является «гомо-полимерной» («homo-polymeric»), а если члены, входящие в ее состав, разнородны (*ACB*, *ABC*, *BAC*...), тогда это «гетеро-полимерная» («hetero-polymeric») серия. Любопытно, что большинство английских геологов ссылаются на Филлипса как на первого исследователя, установившего, что йордейлские отложения образованы серией однотипных «йордейлских циклов», тогда как в действительности он рассматривал эту толщу как гетеро-полимерную серию.

---

[1] Здесь и ниже английский термин «shale» переведен как глинистый сланец». — *Прим. ред.*

Предложения Филлипса не были приняты, и на протяжении более столетия все обобщения, рассматривающие ритмические последовательности слоев, основывались на субъективных оценках авторов. Многие геологи удовлетворялись тем, что просто отмечали повторение элементов разреза; иногда это происходило потому, что они имели дело с ограниченными по мощности и стратиграфическому объему толщами, или же потому, что они лишь в общих чертах и весьма поверхностно рассматривали мощные разрезы на сравнительно обширных территориях. Хайнд [190], например, описал разрез йордейлских отложений как повторяющуюся последовательность слоев известняка, глинистого сланца и песчаника. Хадсон [200] объединял те же литологические элементы (сланцы—песчаники—известняки), но предлагал иное начало цикла, поскольку по его мнению, в кровле каждого известнякового пласта наблюдаются следы эрозии (сейчас известно, что эта поверхность сложена водорослевыми желваками своеобразной формы и не является эрозионной). В США Адден [427], изучая небольшой по мощности разрез в толще пенсильванских отложений в квадрате Пиория, штат Иллинойс, отметил существование подобных же ритмических элементов. «Можно показать, что в каждом цикле, — писал Адден ([427], стр. 470), — отражены четыре последовательные стадии, а именно: 1) накопление растительных остатков; 2) отложение известкового материала; 3) привнос песка и 4) накопление отложений до уровня моря и почвообразование».

Поскольку во всех разрезах наблюдается тенденция к литологическим изменениям как в латеральном направлении, так и по вертикали, подобное простое обобщение может быть справедливым лишь в ограниченной мере, когда на всей рассматриваемой площади мощность разреза выдержана. Так, Пич ([320], стр. 17), рассматривая нижнекаменноугольные отложения Шотландии, описал повторяющиеся циклы с изменчивым составом литологических элементов: «В полном разрезе наблюдается следующая последовательность слоев снизу вверх: 1) известняк, содержащий нормальную морскую фауну; 2) глинистый сланец с карликовой морской фауной; 3) песчаник; 4) огнеупорная глина с остатками корневых систем растений, перекрытая угольным пластом. В некоторых случаях одна или несколько из этих пачек могут отсутствовать, но в остальных сохраняется одинаковая относительная последовательность залегания». Этот метод, основанный на субъективном выделении литологических членов в ритмическом элементе и дальнейшем описании возможных изменений, оставался основным для изучения цикличности осадконакопления на протяжении семи или восьми десятилетий после работ Пича. Рассмотрим, к примеру, описание угленосной толщи Великобритании, выполненное Трумэном [424].

«Многие годы тем, кто изучал угленосные толщи, было ясно, что последовательность типов пород в этих отложениях обладает характерными чертами, изменяющимися в деталях, но устойчивыми по своим существенным особенностям в отложениях любого возраста всех стран. Это повторение основных черт строения во всех угленосных толщах может быть названо их цикличностью или ритмичностью. В угленосной толще Великобритании и северо-запада Европы элемент (1—5) ритмичного строения разреза обычно может быть представлен в следующем виде:

5) уголь;
4) слой с остатками корней растений;
3) песчаник;
2) неморской сланец или аргиллит;
1) морской слой.

Несмотря на то что такой элемент, или цикл («циклотема», согласно

терминологии американских геологов), в этой простой форме повторяется в некоторых частях разреза, в нем наблюдается множество более мелких изменений. Мощности различных пачек нередко резко варьируют, а некоторые пачки иногда вообще отсутствуют. Угольный пласт бывает более или менее мощным; представляя собой лишь прослоек в одних местах, он может выпадать из разреза в других, даже если слой с корнями растений развит хорошо. Морской слой там, где он установлен, имеет обычно небольшую мощность, но в большинстве элементов он полностью отсутствует. Когда морской слой присутствует, он залегает, как правило, на небольшом расстоянии выше угольного пласта, хотя часто они могут разделяться тонким неморским прослоем, указывающим на более постепенное затопление «угольного» болота. Как уже было сказано, мощность песчаников одного и того же элемента может резко меняться на различных участках. Изредка песчаник непосредственно перекрывает угольный пласт. Элемент иногда наращивается повторяющимися более тонкими песчанистыми и глинистыми слоями. Но при *любых модификациях* наиболее отличительной особенностью разреза отложений, образующих продуктивную (т. е. содержащую уголь) часть угленосной толщи, является *регулярное повторение этой простой структуры»* ([424], стр. 10).

Эти изменения настолько тщательно перечислены, что обоснованность ритмичности разрезов становится крайне сомнительной. Тем не менее приведенное описание в принципе не отличается от данного Пичем. В других работах приведены аналогичные данные. В Германии Йессен [215], предложив тщательно разработанную «идеальную» 14-членную «полную циклотему» («Voll-cyclothem», см. стр. 312) для угленосных отложений Европы, отметил следующее (стр. 316—317):

«Тот, кто знает все эти члены циклотемы и очередность их образования в процессе циклического осадконакопления, поймет встречаемые в природе вариации циклотем, у которых этих членов по сравнению с «идеальной полной циклотемой» мало либо очень мало. Ряд вариаций основан на выпадении членов из трансгрессивной гемициклотемы (члены 1+2, 1—3, 1—4, 1—5, 1—6, 1—7). При этом циклическое строение в конечном счете превращается в «ритмическое» (члены 8—14), которое, однако, также представляет собой истинную циклотему. К этому ряду примыкает второй ряд вариаций, в котором даже регрессивная гемициклотема «утрачивает» отдельные члены (15, 14+13, 14—12, 14—11, 14—10). Циклотема, в которой выпало много членов (в результате комбинации двух рядов, лишенных части членов), будет состоять из одной сланцеватой глины. Образуется она в процессе особенно интенсивной трансгрессии моря, когда поступление какого-либо песчаного материала в краевую впадину исключено.

Напротив, ряд вариаций, в котором выпадает все больше тонкозернистых членов (6—8, 5—9, 4—10, 3—11), в крайнем случае ведет к образованию циклотемы, состоящей из одного песка. Последняя может возникнуть, когда трансгрессии моря вообще не происходит или влияние его проявляется очень слабо».

Бельгийский геолог Ван-Леквийк ([440], стр. 42) при описании пятичленного «полного» цикла намюрских отложений вынужден был отметить: «Не во всех циклах присутствуют все пять фаз...»

Изучение цикличности осадконакопления в США резко прогрессировало после 1930 г. благодаря работам Уэллера [464, 465], и интерес к этой проблеме не ослабевает и поныне. Однако беспорядочность номенклатуры росла почти столь же быстро, как и накопление литолого-стратиграфических данных. В 1930 г. Уэллер описал «типичную» циклотему Иллинойса, выделив в ней девять последовательных литологических членов. Годом позже эта последовательность была модифицирована и еще

раз пересмотрена в 1932 г., когда был введен термин «циклотема» специально для описания осадочных отложений (см. выше). Затем типичная циклотема Уэллера была детально описана Уонлессом и Шепардом [460], выделившими нормальную (normal), полную (complete), стандартную (standard), обычную (common) циклотемы, слегка отличающиеся набором литологических элементов. Позже Уэллер [467] предложил различать «идеализированную стандартную» последовательность и «реальные» циклотемы, видимо понимая под реальными установленные в разрезах чередования литологических элементов. Вероятно, «идеализированная стандартная» циклотема в понимании Уэллера сравнима с «полным» циклом Пича [320]. Таким образом, могут быть выделены две категории циклов — одни, называемые «типичными», «нормальными» и т. д., которые, как полагают, достаточно часто встречаются в реальных разрезах, и другие, такие, как «идеализированные стандартные», которые могут быть развиты лишь изредка, но отражают некоторый характерный порядок в залегании литологических элементов. Поскольку в США для описания одной и той же последовательности слоев использовались различные термины, и, наоборот, один и тот же термин употреблялся для описания различных разрезов, аналогичная терминологическая путаница возникла и в английской литературе. Это отражено в табл. 1. Следует отметить

5763
21082

Таблица 1

Неясности номенклатуры циклотем

(по Даффу и Уолтону [102])

Реальные циклы, встречающиеся в природе	Теоретические или отчасти идеализированные циклы, обычно редко встречающиеся или вообще отсутствующие в природе
Типичный (typical [464]) [1]	Полный ритмический разрез (full rhythmic sequence [356])
Типичный (typical [465]) [1]	
Нормальный (normal [460]) [2]	Нормальный (normal [356])
Полный (complete [460]) [2]	
Стандартный (standard [460]) [2]	Идеализированный стандартный (idealised stahdard [467])
Типичный (typical [460])	
Обычный (usual [460])	Теоретический (theoretical [468])
Распространенный (common [460])	Полный (full [114])
Типичный (typical [356])	Полный (complete [159])
Полно развитый (fully developed [117][3]	
Нормально развитый (normally developed [116]) [3]	Теоретически ожидаемая составная последовательность (theoretically expectable composite succession [473])[5]
Стандартный (standard [104]) [4]	
Обычно развитый ритм (commonly developed rhythmic unit [105])	Типичный (typical [34]) [6]
«Нормальный» («normal» [114])	
Характерный (characteristic [159])	

[1] Эти две «типичные» циклотемы в действительности различны, хотя обе они применены для описания одного и того же разреза.
[2] Термины использованы Уонлессом и Шепардом для описания циклотемы Уэллера [464], хотя они не употреблялись самим Уэллером.
[3] Термины приведены для описания одного и того же цикла.
[4] Данем упоминает «стандартную циклотему или ритмический элемент» Уонлесса и Уэллера [462], хотя последние не пользовались этим термином.
[5] Термин применен для описания циклотемы Уэллера [464].
[6] Использован при упоминании «теоретического» цикла Уэллера [468].

не только очевидную избыточность количества терминов, но и гораздо более серьезное обстоятельство — многие термины, такие, как «полный» («complete»), «нормальный» («normal»), «типичный» («typical»), встре-

чаются в обеих половинах таблицы и, следовательно, используются для описания обеих категорий циклов, указанных выше.

Такая терминологическая путаница возникла по двум причинам. Первая из них — это субъективные методы оценки цикличности отложений (усовершенствованные методы будут рассмотрены ниже). Вторая причина — это неудачные попытки выделить определенные элементы в исследуемом объекте. В настоящей работе мы пытаемся выделить эти элементы.

В любой толще осадочных пород, отличающейся цикличным строением, можно выделить особые сочетания слоев с характерной литологией, которые наиболее часто встречаются в разрезе. Эти упорядоченные сочетания слоев могут быть, естественно, сопоставлены с теми объектами, которые многие геологи называли «типичными», «нормальными» или «характерными» циклами (см. табл. 1). Подчеркивая, что выделение такого цикла основано на его частой встречаемости в разрезах, Дафф и Уолтон [102] предложили называть его *модальным циклом.*

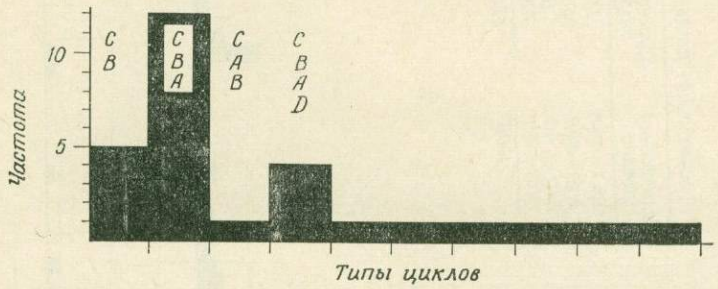
Однако в табл. 1 можно видеть также и термины, имеющие несколько иное значение, например, «идеализированный стандартный» цикл Уэллера, «составной» и «полно развитый» циклы. Эти термины не подразумевают частой встречаемости таких циклов. Использовавшие их авторы обычно ясно указывали, что лишь изредка или вообще никогда элементы, образующие любой из названных циклов, отмечаются вместе в реально существующем цикле. Тем не менее некоторые литологические слои, несмотря на то что они встречаются достаточно редко, могут занимать совершенно определенное положение по отношению к другим пластам модального цикла. Например, в разрезе, где преобладает ритм *ABCD*, может иногда встречаться дополнительный литологический пласт *X*, который в случае его присутствия залегает между слоями *C* и *D*. Это, по-видимому, значительный факт, хотя несомненно, что последовательность *ABCXD* не является постоянным членом ритмичного разреза. Последовательность *ABCXD* составлена по статистическим данным, она объединяет все литологические члены в том порядке, в котором они имеют тенденцию встречаться в природе. Такая последовательность была названа Даффом и Уолтоном [102] «сложным набором слоев» («composite sequence»).

Как «модальный цикл», так и «сложный набор» основаны на реально встречающихся последовательностях слоев. Однако в работах авторов, изучавших цикличность осадконакопления, сквозит и другая мысль. Она косвенно выражается терминами «теоретический», «идеализированный» и даже, можно полагать, термином «теоретически ожидаемая составная последовательность» [473]. Во всех этих терминах подразумевается теоретический цикл, который может быть использован для объяснения наблюдаемых разрезов и при помощи которого могут быть поняты условия образования наблюдаемых последовательностей осадочных пород. Этот «идеальный» («ideal») или «схематический» («model») цикл может быть составлен на основе теоретических предположений и обобщений данных о современных условиях осадконакопления и материалов эксперимента. Он вырисовывается только при рассмотрении наблюдаемых групп модальных циклов и сложных наборов слоев. Бирбауэр [35] справедливо указал, что модель любого бассейна может считаться хотя бы приблизительно отражающей реальность только тогда, когда в подобных условиях образуются разнообразные циклы, среди которых можно выделить наиболее распространенные. Такой наиболее обычный разрез он назвал «идеальной модальной циклотемой» («ideal modal cyclothem»). По нашему мнению, более правильным названием было бы «модальная идеальная циклотема» («modal ideal-cyclothem»), но мы возражаем против использо-

вания слова «модальная» в этом контексте, поскольку оно введено специально для описания результатов статистического исследования реально существующих разрезов.

МЕТОДОЛОГИЯ

В своей дискуссионной статье Зеллер [489] отметил, что «наука, больше чем какая-либо иная область человеческой деятельности, поощряет умение личности выявить порядок там, где, казалось бы, этого порядка нет» [1]. Хотя в целом это утверждение спорно, весьма обоснованным выглядит предположение, что любая субъективная оценка наличия или отсутствия цикличности осадконакопления сомнительна. Отсюда следует

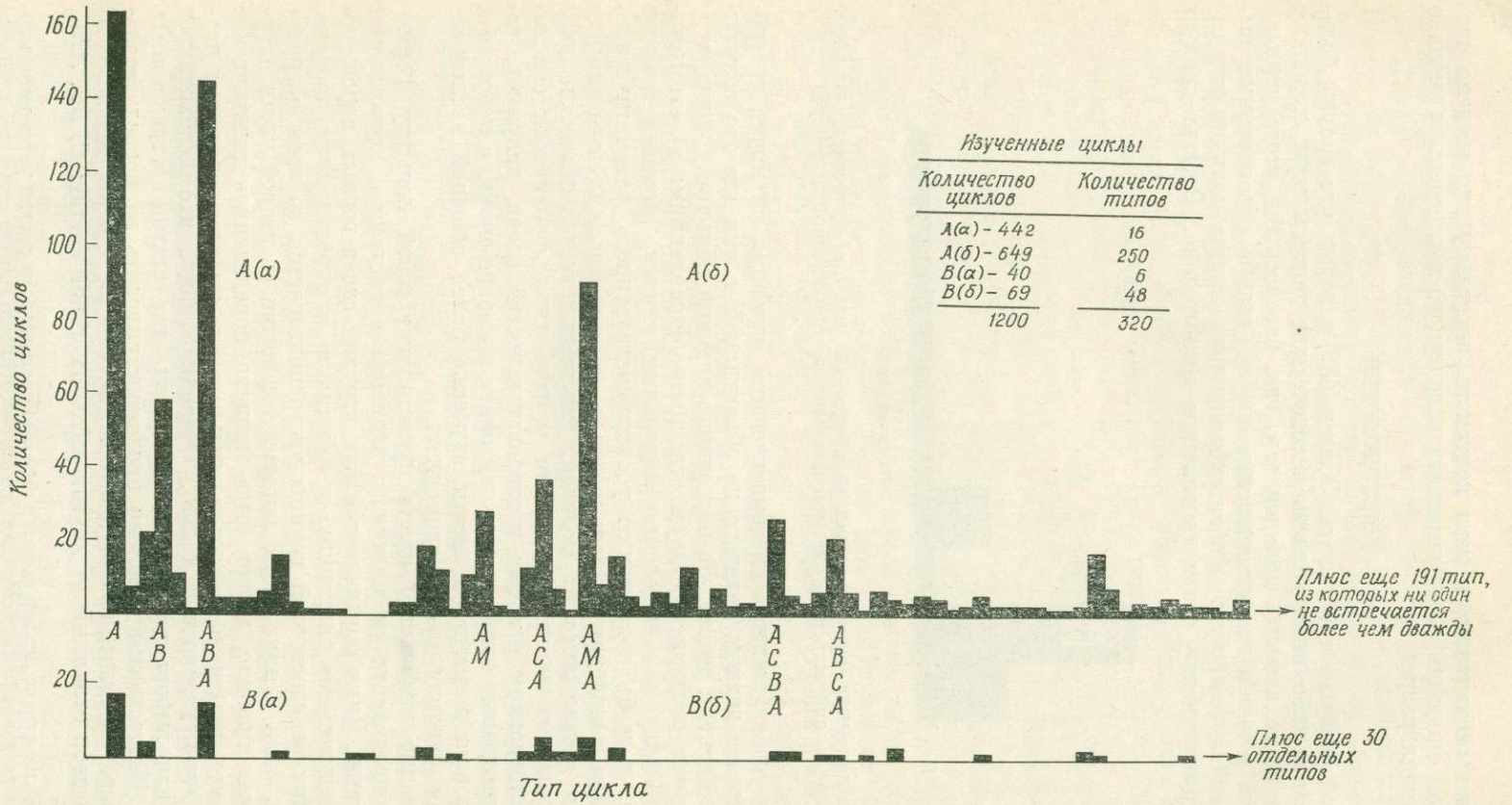


Фиг. 1. Гистограмма, показывающая распределение частоты встречаемости типов циклов в искусственной последовательности, приведенной в тексте.

вывод, что любая попытка систематического описания ритмично построенных разрезов должна делаться на объективной и, там где это возможно, количественной основе. До настоящего времени попытки количественного описания сводились к двум основным направлениям: а) статистическому анализу для выделения модальных циклов, сложных наборов слоев и т. д. и б) применению усовершенствованного математического аппарата для выявления периодичности по наблюдаемым данным или для построения математических моделей, описывающих геологические данные. Методы, связанные с задачами второго типа, фактически ограничены рассмотрением простых последовательностей слоев, например, таких, как ленточные глины, хотя, как будет показано ниже, в некоторых случаях можно попытаться свести изучение более сложной последовательности к анализу одной переменной.

Выделение модального цикла представляет собой попытку формализовать определение ритмического элемента в системе с несколькими компонентами. Цикл определяется как «группа слоев горных пород, которые обнаруживают тенденцию к залеганию в определенном порядке, причем один из слоев этой группы часто повторяется во всем разрезе» ([102], стр. 239). Тому слою, о котором говорится во второй части определения, как правило, может быть придано определенное генетическое значение; его примером являются угольные пласты или горизонты подугольных глин угленосной толщи. Очевидно также, что необходимым условием для выбора такого слоя является его частая встречаемость в разрезе. Вышесказанное можно продемонстрировать на последовательности слоев, обозначенных буквами *A*, *B*, *C* и *D*, причем каждому из слоев свойствен отличный от других литологический состав: *C*, *BC*, *ABC*,

[1] В этой же статье Зеллер показал, что студенты-геологи смогли установить корреляцию между реальными разрезами, в которых каждый литологический слой был обозначен цифрой или последовательностью цифр, взятой из Канзасской телефонной книги.

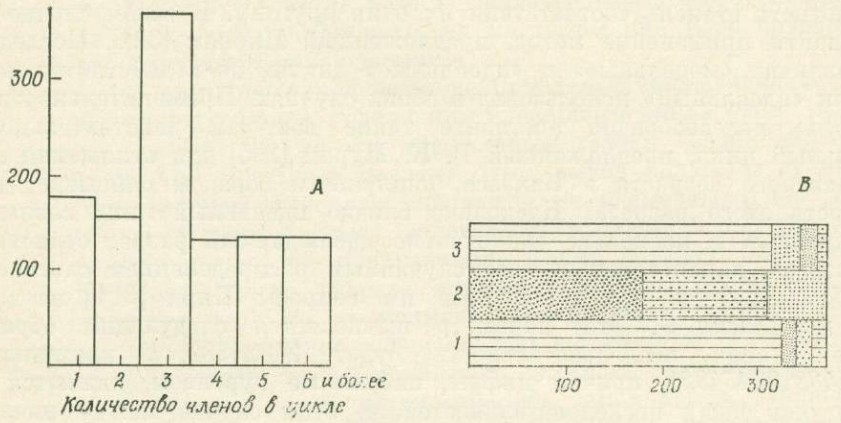


Фиг. 2. Гистограмма, показывающая распределение частоты встречаемости типов циклов в угленосной толще Восточно-Пеннинского угольного района Англии (по Даффу и Уолтону [102]).

A — циклы без остатков морских ископаемых, разделяемые на (*а*) циклы, не содержащие песчаников, и (*б*) циклы с песчаниками; *B* — циклы с остатками морских ископаемых, разделяемые на (*а*) и (*б*) так же, как на гистограмме *A*; литологические пачки основных типов циклов, показанные в последовательности снизу вверх; *A* — глинистые сланцы или аргиллиты; *B* — алевролиты; *C* — песчаники; *M* — породы, сложенные алевролитами или глинистыми сланцами и песчаниками.

ABC, BAC, DABC, ABC DABC, BC, ABC, BABC, BABAC, ABC, BC, ABAC, ABDC, BABABC, DABC, BC, ABC, ABAC, ABC, ABABAC, ABC, ABC, ABC, BAC, DABC, BC, ABC...

Выбрав литологический слой *C* в качестве маркирующего горизонта благодаря его геологическому значению, расчленим, как это показано, весь разрез на ряд элементов, или циклов, из которых последовательность *ABC* встречается наиболее часто (фиг. 1). Поэтому сочетание слоев *ABC* представляет собой модальный цикл. Для того чтобы определить сложный набор, исследуется положение дополнительного литологического элемента, такого, как *D*, по отношению к слоям, образующим модальный цикл. В данном примере ясно, что, хотя *D* встречается в разрезе не очень



Фиг. 3.

A — число литологических членов в неморских циклах; *B* — относительное расположение типов пород в трехчленных неморских циклах; горизонтальные линии — *A* (сланцы); мелкие точки — *B* (алевролиты); крупные точки — *C* (песчаники); горизонтальные линии с точками — *M* (смешанные породы).

часто, в случае своего присутствия он обычно залегает над *C* и под *A*. Поэтому сложный набор выглядит как *DABC*.

Дафф и Уолтон [102] проанализировали свыше 1200 циклов угленосной толщи Восточно-Пеннинского угольного района Англии и установили распределение типов циклов (фиг. 2). Для выделения циклов в качестве маркирующих литологических горизонтов были выбраны пласты каменного угля, а в случае их отсутствия — подстилающие глины. Слои подстилающих глин были классифицированы в соответствии с их гранулометрией, поэтому там, где эти слои, образованные глинистым материалом, залегают на глинистых сланцах, те и другие вместе обозначались как *A*. Другими рассмотренными слоями со специфической литологией были алевролиты — *B*, песчаники — *C* и смешанные породы, образованные песчаным и алевритовым или глинистым материалом, — *M*. Модальными циклами оказались *A* (переслаивание глинистых сланцев с подстилающими глинами и иногда — с углями), *ABA* и *AMA*. Преобладает цикл, сложенный книзу тонкими, выше грубыми и еще выше опять тонкими осадками. Иной путь подхода к решению проблемы — это выделить доминирующий цикл, оперируя рядом вышеназванных литологических элементов (фиг. 3). Доминирующий цикл оказывается состоящим из трех элементов, и когда эти трехчленные циклы были проанализированы, выявилось, что они действительно имеют указанное выше строение (тонкие, грубые и вновь тонкие осадки, фиг. 3). В угленосной толще, кроме того, содержатся морские сланцы, представляющие собой существенные, но малочисленные слои разреза. Если учесть положение этих

прослоев, а также угольных пластов в разрезе, сложный набор будет выглядеть следующим образом:

уголь;
подстилающая глина;
сланец неморской;
алевролит и/или песчаник;
сланец неморской;
сланец морской.

На основе доминирующего цикла и сложного набора с учетом, например, разрезов, известных в областях развития современных дельт, может быть воссоздан идеальный цикл. Затем может быть проведено сравнение «идеального» и «модального» циклов, причем желательно рассмотреть степень соответствия их один другому. В таком случае может найти применение метод, предложенный Пирном [321]. Последний не различал «модальные» и «идеальные» циклы, но в действительности термин «идеальный» использовал в обоих случаях. Применительно к этим терминам целесообразно поставить такие вопросы: действительно ли идеальный цикл, предложенный Р. К. Муром [295] для отложений пенсильванского возраста в Канзасе, наилучшим образом описывает ритмичность этого разреза? Насколько близко идеальный цикл совпадает с модальным и насколько значительно наблюдаемый разрез отличается от разреза, характеризующегося случайным распределением слоев?

Для ответа на эти и подобные им вопросы Пирн [321] ввел *индекс несогласия G*. Этот параметр вычисляется следующим образом. Пусть данная последовательность будет 24324532, а идеальная — *12345432*123*45432*1, причем цифры, набранные курсивом, являются общими для обеих последовательностей. В этом случае между началом и концом данной последовательности отсутствуют в общей сложности семь элементов идеальной. Это одно возможное значение величины *G*. Но в случае, например, идеальной циклотемы Р. К. Мура [295], которая является симметричной (см. стр. 88), наблюдаемая последовательность может начинаться скорее регрессивным гемициклом (54321), а не трансгрессивным (12345), как показано выше. Тогда сравнение идеальной последовательности с данной выглядело бы следующим образом: 5432123454321234543*21* и число отсутствующих элементов было бы уже равно девяти. Однако в качестве *G* принимается наименьшая величина, равная в нашем примере семи.

В качестве следующего шага необходимо оценить вероятность появления любого значения *G* при случайном распределении литологических слоев в разрезе. Возможные комбинации из пяти литологически отличающихся слоев зависят от того, сколько элементов присутствует в предполагаемых циклах. По мере увеличения циклов объем требуемых вычислений возрастает настолько, что все труднее поддается обработке. Это обусловливает ограниченность рассматриваемого метода и соответственно значение любых полученных результатов. Для своих расчетов Пирн [321] выбрал разрезы, состоящие из семи слоев. Были рассмотрены все возможные последовательности этих семи слоев, образованных пятью литологически различающимися типами пород (таких, как 1234543, 2134543 и т. д.); при этом соблюдалось условие, что два соседних слоя никогда не представлены одним и тем же типом пород. Для полученных величин *G*, соответствующих каждой из этих последовательностей, были подсчитаны вероятности их появления в условиях случайного распределения слоев. Используя затем критерий хи-квадрат, Пирн показал, что наблюдаемое распределение значительно отличается от случайного.

Чтобы определить степень соответствия предложенного Муром идеального цикла, были рассчитаны значения индекса несогласия для других

возможных случаев расположения слоев. Оказалось, что гемицикл Мура (12345) лучше других подходит для сводного разреза отложений Канзаса (до некоторой степени искусственная последовательность, суммирующая реальные разрезы штата, которая была построена Р. К. Муром и др. [302]). Однако, когда был рассмотрен ряд реальных разрезов из различных частей штата, выяснилось, что 78 различных гемициклов дали величины несогласия меньшие, чем гемицикл Мура. Хотя Пирн называл эти возможные гемициклы «идеальными», метод их установления соответствует определению «модального» цикла, который лучше других обобщает наблюдаемый разрез. По-видимому, идеальный цикл Р. К. Мура, основанный на трансгрессивно-регрессивной модели осадконакопления, во многих отношениях не совпадает с циклом, показывающим наилучшее соответствие. Поэтому было бы, видимо, желательным рассмотреть другие модели, для того чтобы установить, не могли бы они дать «идеальный цикл», более близкий к наблюдаемому.

Возможное альтернативное решение проблемы, заключающейся в поисках наиболее подходящей модели или идеального цикла, дают недавно проведенные работы по *методу профильных связей* (cross-association, [363]; Merriam and Sneath, в печати). Этот метод включает сравнение разрезов, при котором выясняют, являются ли элементы (слои характерного литологического состава), залегающие в разрезах на одинаковых уровнях, одними и теми же или разными. Таким образом, определяется мера соответствия одного разреза другому. Этот метод находится на ранней стадии развития, но его применение к разрезам, которые охарактеризованы лишь качественно, обещает дать интересные результаты.

Другой возможный способ обработки сложных последовательностей слоев, представленных рядом литологических типов пород, заключается в переводе имеющихся данных на язык чисел. Такая работа была проведена, например, Вистелиусом [448], который придал числовые значения различным литологическим элементам разреза (сланцам, песчаникам, конгломератам и т. д.) в соответствии с размером зерен слагающего их материала. В такой форме к этим данным применимы методы анализа, которые будут описаны в следующем разделе книги.

Анализ временны́х рядов и гармонический анализ

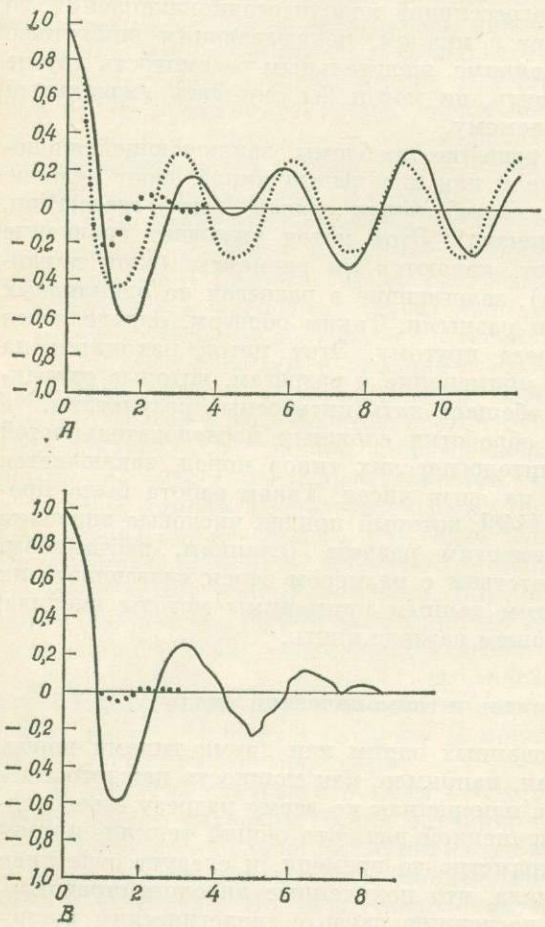
В простых системах, образованных одним или двумя типами пород, одна переменная величина, такая, например, как мощность каждого слоя или содержание $CaCO_3$ в осадке, измеренная по всему разрезу, непосредственно дает так называемый временной ряд. Это общий термин, применяемый к изменению одного параметра во времени, и следует отчетливо представлять себе с самого начала, что полученные литолого-стратиграфические данные имеют лишь косвенную связь с геологическим временем. Эти количественные данные сопоставимы с изменениями во времени лишь в случае стратиграфической полноты разреза и относительно постоянной скорости осадконакопления на этапе формирования отложений.

Следуя за Кендаллом [229], мы можем прежде всего отделить долговременные изменения в качестве общей тенденции (тренда). Это удобно, поскольку вначале мы указали, что изменения, происходящие в пределах крупных интервалов времени, рассматриваться не будут. После этого во временных рядах удается выделить более кратковременные осцилляции, которые, если они строго периодичны, могут быть названы, согласно Кендаллу, «циклическими». Кроме того, в реальных разрезах имеется также элемент, вызывающий беспорядочные флуктуации.

При рассмотрении временного ряда, в котором четко проявляются колебания, в первую очередь необходимо показать, что эти колебания

не являются беспорядочными. Это достигается с помощью критерия «вверх и вниз» [229, 310], при котором число экстремальных точек в ряду сравнивается с числом, вероятно, обусловленным случайностью. Число временных отрезков (R) между экстремальными точками находится с числом наблюдений (n) в статистике K, которая определяется следующим образом:

$$K = \frac{3R - 2n + 2{,}5}{\sqrt{\{(16n - 29)/10\}}}$$



Фиг. 4.

A — коррелограммы индексов мощности известняков Дартри (сплошная линия), а также совпадающие теоретические коррелограммы процесса Юла—Кендалла (точечная линия) и гармонического процесса (мелкие точки); для известняков Дартри горизонтальный масштаб дан в метрах, а точки рассчитаны через интервалы 20 *см* (по Шварцахеру [375]); *B* — коррелограмма сланцев Бенбалбин (сплошная линия) с совпадающей коррелограммой процесса Юла — Кендалла (точечная линия), масштаб такой же, как в *A* (по Шварцахеру [375]).

Вероятность появления отдельного значения для K, возникающего случайно в беспорядочном ряду, может быть найдена из соответствующих таблиц.

Если величина K указывает на неслучайное распределение, то вслед за этим может быть исследован характер изменений. В ряду, в котором величина переменной x колеблется вокруг какого-то среднего значения, последовательные значения x не могут рассматриваться как не зависящие друг от друга, поскольку эти колебания в определенной мере упорядочены. Таким образом, величины x в различных точках ряда в какой-то степени будут коррелироваться друг с другом. Поэтому оказывается возможным изучать структуру ряда путем рассмотрения корреляции между последовательными значениями x. Коэффициент корреляции может быть рассчитан как в случае двух переменных x и y, методика заключается просто в рассмотрении значений x в последовательных точках как значений второй переменной y. Количество вычисленных коэффициентов корреляции определяется тем, сопоставляется ли x_p (значение x в точке p данного ряда) с x_{p+1}, x_{p+2}, x_{p+k}. В регрессии x_p и x_{p+1} коэффициент корреляции между x_1x_2; x_2x_3;... x_{n-1}; x_n называется коэффициентом ряда первого порядка. Коэффициент второго порядка отражает связь между x_p и x_{p+2}. В общем случае коэффициент порядка k может быть представлен в виде

$$r_\kappa = \frac{\mathrm{cov}(x_i x_{i+h})}{\sqrt{(\mathrm{var}x_i \mathrm{var}x_{i+k})}}.$$

а кривая зависимости r_k от k представляет собой коррелограмму (фиг. 4). Если коррелограмма построена для определенной последовательности геологических слоев, ее можно сравнить затем с подходящей математической моделью. Шварцахер [375], изучивший последовательность слоев известняков в карбоне, указал четыре различных случая:

Случай 1 — это стохастический процесс скользящих средних значений, в котором x в любой точке определен суммой ряда факторов u, причем часть из них является общей для последовательных значений x. Коррелограмма в этом случае представляет собой прямую линию между 1 (r_o) и 0 (r_k). Этот случай описывается выражением

$$x_p = u_1 + u_2 + \ldots u_\kappa + \varepsilon_p,$$

где ε_p случайная величина.

Случай 2 — это авторегрессионный ряд, определяемый выражением

$$x_p = -ax_{p-1} - bx_{p-2} - cx_{p-3} \ldots . \varepsilon_p.$$

Первый порядок этого ряда представлен как

$$x_p = -ax_{p-1} + \varepsilon_p,$$

в то время как второй порядок

$$x_p = -ax_{p-1} - bx_{p-2} + \varepsilon_p.$$

Авторегрессионный ряд сравним с маятником, подвергающимся беспорядочным ударам потока горошин. Каждый из случайных импульсов вызывает колебание, а все они объединяются в систему. Для второго порядка (процесс Юла—Кендалла) коррелограмма имеет форму гармонической функции, начинающейся в r_o, равном 1, и затухающей к нулю.

Случай 3 — это особый случай гармонического процесса, такого, как чистая синусоида. Коррелограмма синусоиды представляет собой косинусоиду.

В случае 4 к гармоническому процессу типа 3 добавляется стохастическая, случайная, переменная. Результат может быть выражен в форме

$$x = A\sin\frac{2\pi}{\nu}p + \varepsilon_p.$$

Коррелограмма после уменьшения от 1 (r_o) принимает форму косинусоиды, постоянная амплитуда которой определяется изменением случайной переменной ε.

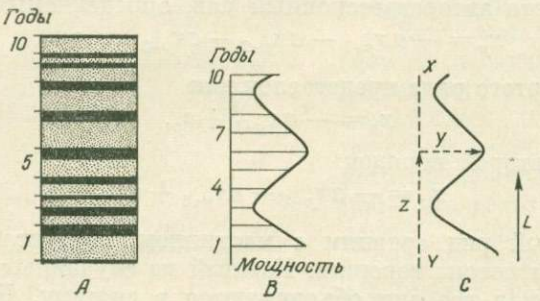
Описанная методика была применена Шварцахером [375] на примере разреза каменноугольных отложений Ирландии. Числовые данные были представлены процентным содержанием известняков или средней мощностью известняковых прослоев в 20-сантиметровых интервалах. Выяснилось, что полезно иметь обе эти величины, так как в различных разрезах то одна из них, то другая оказывается более точной или более выразительной. Нанесение переменных на диаграмму выявляет кратковременные осцилляции и долговременную тенденцию. Последняя была оценена и вычтена из данных для того, чтобы выделить осцилляции в чистом виде. Затем для осцилляций, установленных в различных частях разреза — сланцах Бенбалбин, известняках Дартри и Гленкар, — были рассчитаны коррелограммы. В отношении коррелограммы известняков Дартри очевидно (фиг. 4), что авторегрессионная модель Юла—Кендалла дает чрезмерно затухающую кривую, а гармонический процесс с наложенными возмущениями показывает приемлемое совпадение. Подобная же модель может быть применена к коррелограмме известняков Гленкар, но сланцы Бенбалбин дают кривую, которая, хотя

и несколько затухает, соответствует авторегрессионной модели. Геологическое значение этих результатов рассмотрено в гл. 6.

Структура цикличного разреза лучше всего может быть проанализирована под углом зрения периодической функции — эта функция в виде ряда Фурье может быть выражена как [333, 332]

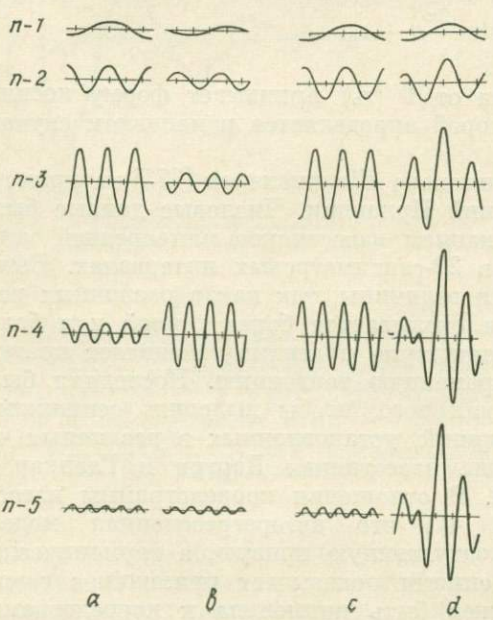
$$y = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{n=\infty} \left[a_n \cos \frac{2\pi n z}{L} + b_n \sin \frac{2\pi n z}{L} \right].$$

где L — половина базисного или основного периода; на практике эта величина обычно неизвестна и может быть принята как половина длины интервала определения переменной; z — независимая переменная, определяющая положение точки в разрезе; a_0 — константа; a_n — максимальное значение (или амплитуда) косинуса n-й гармоники; b_n — максимальное значение (или амплитуда) синуса n-й гармоники.



Фиг. 5. Иллюстрация параметров, использованных в гармоническом анализе временного ряда *(C)*, из искусственного разреза ленточных глин *(A)* и диаграммы слоистости *(B)*. Величина y показана при произвольном положении z.

Значение рассмотренных параметров проиллюстрировано на примере искусственной слоистой серии на фиг. 5, а суммы синуса, косинуса до $n = 5$ члена показаны на фиг 6. Очевидно, что по мере добавления чле-



Фиг. 6. Искусственный единый ряд Фурье, показывающий формы волн отдельных членов и формы волн ряда, образованного суммированием отдельных членов.

a — косинус; *b* — синус; *c* — синус+косинус; *d* — кумулятивная сумма синус+косинус; для соответствующих значений n, гармоническое число от $n=1$ до $n=5$ (по Престону и Харбафу [332]).

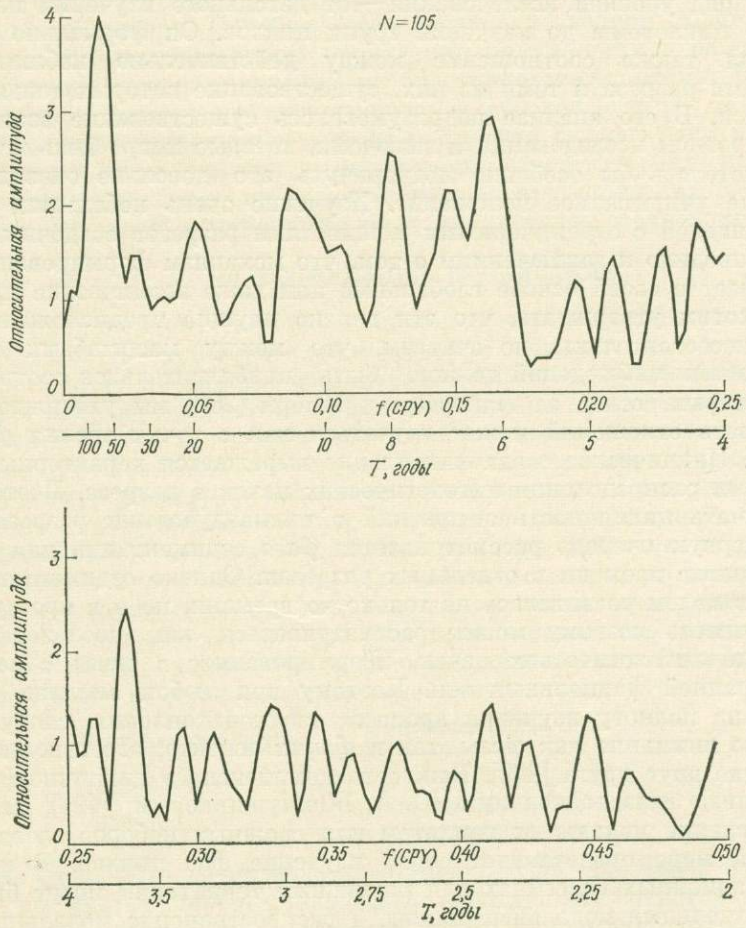
нов (с увеличением n) результирующая кривая становится все более и более сложной. Эта методика заключается в поиске кривой с наилучшим приближением для временного ряда. Ряд Фурье, видимо, наиболее выразителен, хотя может оказаться подходящим любой полином (например, [139]).

Коэффициенты $a_o \ldots a_n$ и b_n могут быть вычислены для временного ряда любой длины (см., например, [332] или с большей сложностью [486]). Эти коэффициенты могут быть использованы затем, чтобы получить серию чисел, c_1^2, c_2^2, $c_3^2 \ldots$ из

$$c^2{}_n = a^2{}_n + b^2{}_n.$$

Эта серия составляет *спектр интенсивностей* гармоник ряда. Величина c_n^2 указывает на участие гармоники n-го порядка в серии, а нанесение на диаграмму c_n^2 в зависимости от гармонического числа n дает указание на относительные интенсивности проявления различных периодичностей.

Возможны различные усовершенствования анализа и представления данных, но для целей настоящей работы достаточно отметить, что интенсивность или амплитуда в той или иной форме наносится на диаграмму как ордината, в то время как по оси абсцисс откладывается частота



Фиг. 7. Спектр амплитуд, свойственный ленточным глинам плейстоценового озера Верхнее ($N = 105$).

Заметны крупные пики при низкой частоте встречаемости (50—100 лет) и широкие подъемы между 6 и 14 годами; f (*CPY*) — частота, циклы в год (по Андерсону и Купмансу [14]).

или обратная ей величина (время, если это возможно, как в отложениях с сезонной слоистостью, или мощность для большинства разрезов). Наиболее важные периодичности могут быть легко установлены по пикам, которые появляются в этих спектрах или диаграммах амплитуд.

Этот тип анализа до сих пор применялся по отношению к разрезам отложений с сезонной слоистостью, для того чтобы попытаться выделить любые сильно проявляющиеся периодичности. На практике хорошо выраженные пики отсутствуют, хотя часто отмечается общее увеличение амплитуды на отрезке между 50 и 100 годами, указывающее на возможную периодичность (фиг. 27, стр. 61). Средняя величина из анализов гляциальных слоистых отложений (фиг. 27, стр. 61) показывает увеличение мощности ряда примерно через пять лет, в то время как слоистые осадки озера Верхнее демонстрируют увеличение, включающее частоты между 6 и 14 годами (фиг. 7).

Масштаб, фазы и фации

В заключение главы остается упомянуть еще о двух аспектах проблемы. Первый из них касается масштаба, в котором выполняются исследования. Крамбейн [244] установил иерархическую шкалу, охватывающую ряд уровней исследования — от детального изучения пачек какой-либо циклотемы до изучения групп циклов. Он формально проанализировал также соотношение между действительно наблюдаемыми элементами разреза и теми из них, существование которых только предполагается. В его анализе подразумевалось существование взаимосвязи между уровнем исследования и выводами, которые могут быть получены, и нам хотелось бы особенно подчеркнуть это довольно очевидное, но иногда не учитываемое положение. Изучение очень небольших по размеру площадей с ограниченными мощностями разрезов осадочных пород часто приводило к заключениям о том, что механизм формирования этих пород имеет в своей основе глобальные или даже космические причины. Мы не хотим утверждать, что эти далеко идущие предположения полностью несостоятельны, но считаем, что между масштабами выводов и масштабами наблюдений должно быть приблизительное соответствие.

Во-вторых, вслед за Лапортом и Имбри [262] мы утверждаем, что цикличность отложений может изучаться как с точки зрения *фаз,* так и *фаций.* Циклическое осадконакопление выражается характерными особенностями распределения литологических пачек в разрезе. Поэтому следует изучать цикличность отложений в индивидуальных разрезах. При этом в первую очередь рассматривается *фаза* седиментации для различных моментов времени в отдельных разрезах. Однако седиментационная система в целом развивалась не только во времени, но и в пространстве, и цикличность поэтому может рассматриваться как последовательное наложение литологических пачек, сформированное в связи с латеральной миграцией фациальных зон. Поэтому при любом анализе, претендующем на полноту изучения процесса осадконакопления, следует принимать во внимание как *фазы,* так и *фации* аспекта, освещающие и дополняющие друг друга [262]. Важность комплексного циклично-фациального анализа была подчеркнута Ю. А. Жемчужниковым ([491], см. гл. 5).

Выявление модальных циклотем или сложных наборов слоев в значительной мере представляет собой изучение фаз циклов. В крупных седиментационных бассейнах для различных территорий могут быть выделены отдельные модальные циклы, а распространение модальных циклов отражает фациальные изменения отложений в пределах бассейна. Подобный подход к анализу был применен Крамбейном [244]. В наших исследованиях особое внимание уделялось фациальным изменениям. Уонлесс и его соавторы [461] проследили отдельные пачки трех циклотем

в пенсильванских отложениях на обширной территории Среднего Запада США (см. гл. 4). Интерпретация условий образования различных литологических типов отложений позволила им построить последовательную серию палеогеографических карт. Палеогеографические изменения чрезвычайно отчетливо показали постепенное формирование цикличной последовательности слоев и влияние на этот процесс отдельных тектонических структур. В большинстве подобных исследований ставилась цель построить модель бассейна и его осадочного выполнения. С той же целью могут отдельно изучаться определенные литологические пачки разреза. Поттер [327], например, использовал геологические данные о песчаниках района штата Иллинойс, США, для того чтобы восстановить палеогеографию и условия осадконакопления в бассейне, существовавшем на этой территории в пенсильванское время.

Очевидно, фациальные исследования значительно облегчаются, если имеется возможность строгой привязки к шкале геологического времени. Особенно благоприятны для изучения широко развитых фациальных замещений морские лейасовые отложения западной части Европы ([169, 174]; см. гл. 6), поскольку прослеживаемые в этой толще палеонтологические зоны позволяют выделить синхронные поверхности эрозии или отдельные литологические горизонты, отмечающие границы так называемых основных циклов. Подобное исследование позволяет также обнаружить слабо выраженные этапы проявления цикличности в районах, где литологический состав отложений не благоприятствует этому. Важность такого подхода, фактически включающего в себя как внутри-, так и межконтинентальную корреляцию, состоит в том, что он дает один из немногих известных ныне критериев определения эвстатических изменений уровня моря и отделения их от локальных эпейрогенических и седиментационных факторов, контролировавших циклическое осадконакопление.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ОПИСАНИЕ

Мы приняли схему классификации, в основе которой лежит общий характер условий осадконакопления. Внутри основных категорий, которым свойственны различные обстановки седиментации, на основе более детального подразделения этих обстановок либо по присутствию в разрезе определенных литологических разновидностей пород выделяются различные типы циклов. Хотя эта схема имеет определенное преимущество перед другими, поскольку позволяет легко связывать описание циклов и их генетическую интерпретацию, она обладает свойственным большинству систем общим недостатком, заключающимся в появлении ряда граничных случаев и, что, возможно, более важно, с ее применением единые, по-видимому, группы, такие, как ленточные глины, оказываются отнесенными к различным категориям. Мы использовали эту схему, так как она все же имеет наименьшее количество недостатков. Основные категории обстановок осадконакопления в ней следующие:

Континентальные	{ флювиальные { озерные
Переходные	
Морские	{ эпиконтинентальные { геосинклинальные

Была сделана попытка внести в номенклатуру некоторое единообразие, но во многих случаях оказалось необходимым руководствоваться тем, что авторы вкладывали в понятие «цикл». Учитывая замечания, приведенные нами в этой главе, читатель сможет отчетливо представить себе, что большинство так называемых типичных, полных и других циклов не следует принимать без критического к ним подхода.

ГЛАВА 2

Циклы во флювиальном режиме

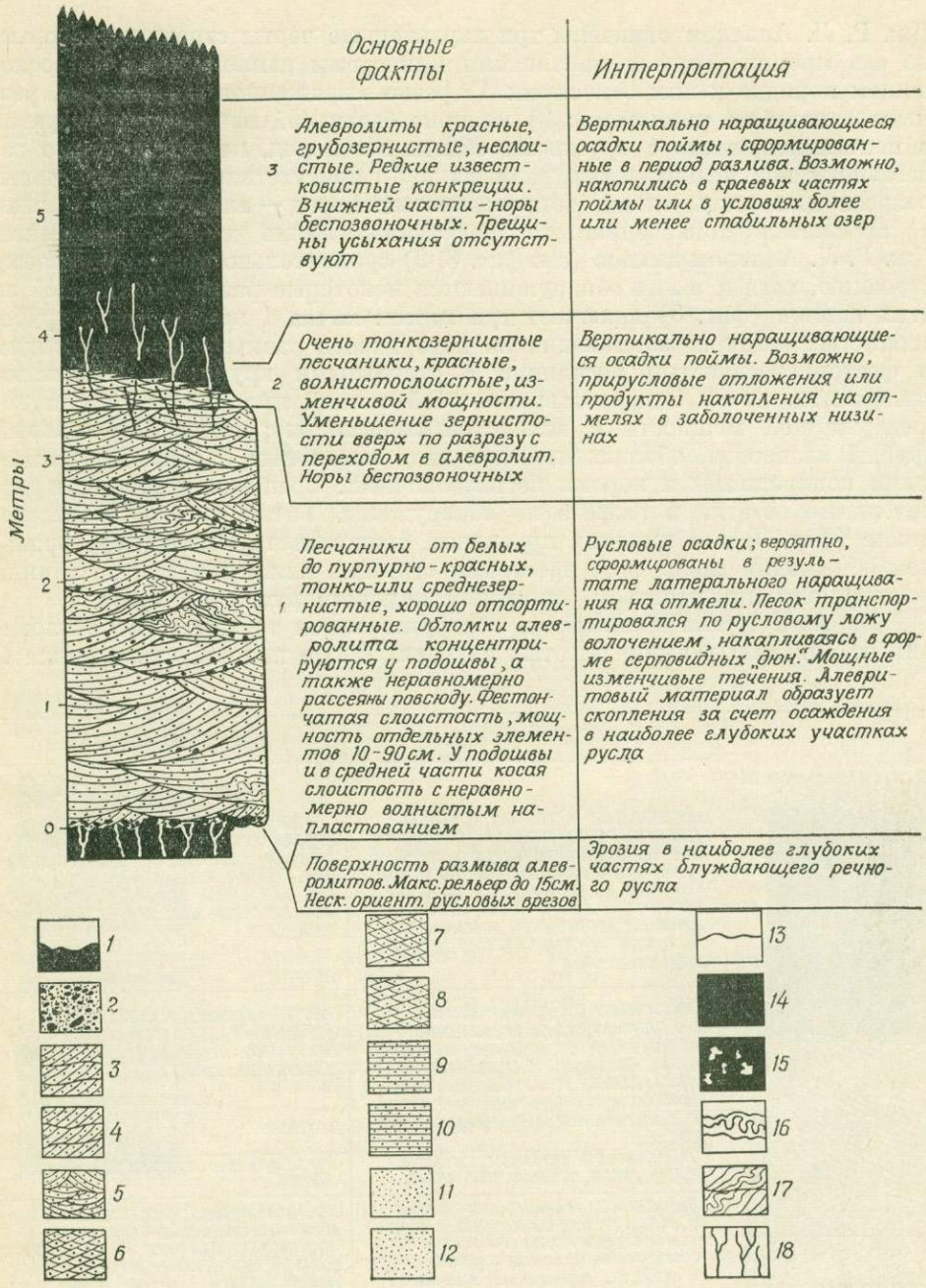
Накопление флювиальных отложений на поверхности Земли протекает в самых различных обстановках, среди которых следующие две можно рассматривать как наиболее характерные. Одной из них являются условия предгорий, где в результате флювиальной седиментации образуются наложенные генерации аллювиальных конусов выноса. Конусы выноса формируются грязевыми потоками, а также при осаждении аллювия реками в периоды их разливов или аномального возрастания твердого стока. В последнем случае происходит непрерывная закупорка русел обломочным материалом и вследствие этого — блуждание русловых протоков по поверхности конуса выноса. Другой характерной обстановкой, в которой накапливаются флювиальные отложения, являются пойменные равнины крупных рек, имеющих хорошо выработанные русла. В этих условиях процесс осадконакопления протекает не столь быстро, как в областях предгорий, а состав отложений изменяется в основном благодаря меандрированию руслового потока, переносящего по пойменной равнине осадки различного типа. Такие осадки оказываются хорошо дифференцированными по своему гранулометрическому составу: от грубозернистого аллювия, накапливающегося внутри и поблизости от русловых протоков, до тонкозернистых осадков, формирующихся в пределах внешних частей пойменной равнины.

Между двумя упомянутыми выше обстановками, наиболее характерными для флювиального осадконакопления, — меандрирующей рекой и аллювиальным конусом выноса — обычные извилистые водотоки обусловливают промежуточный тип седиментации, при котором наблюдается значительно меньшая дифференцированность состава фаций аллювия, чем в случае водотоков с почти стабильными руслами. Реки со значительным твердым стоком и обычной извилистостью имеют склонность к фуркации русла на множество отдельных рукавов, которые охватывают значительную часть пойменной равнины и таким образом более равномерно распределяют грубый материал по ее площади.

Почти полностью кластический, сильно изменчивый состав флювиальных отложений создает определенные трудности при выделении в них седиментационных циклов. Тем не менее в ряде разрезов флювиальных отложений были выделены такие последовательности слоев, которые аналогичны современным годичным циклам. Характеристика современных годичных циклов, а также вопросы, связанные с их изучением, рассмотрены и описаны Дж. Р. Л. Алленом [6, 8, 9], представившим наряду с Хармсом и Фанстоком [181] исчерпывающую библиографию по данной проблеме.

ЦИКЛЫ В ДРЕВНЕМ КРАСНОМ ПЕСЧАНИКЕ ВЕЛИКОБРИТАНИИ

Впервые описавший ряд характерных разрезов отложений древнего красного песчаника Англии и Уэльса Дж. Р. Л. Аллен [6] предложил рассматривать их как циклотемы. В этих разрезах (см. фиг. 8—13)

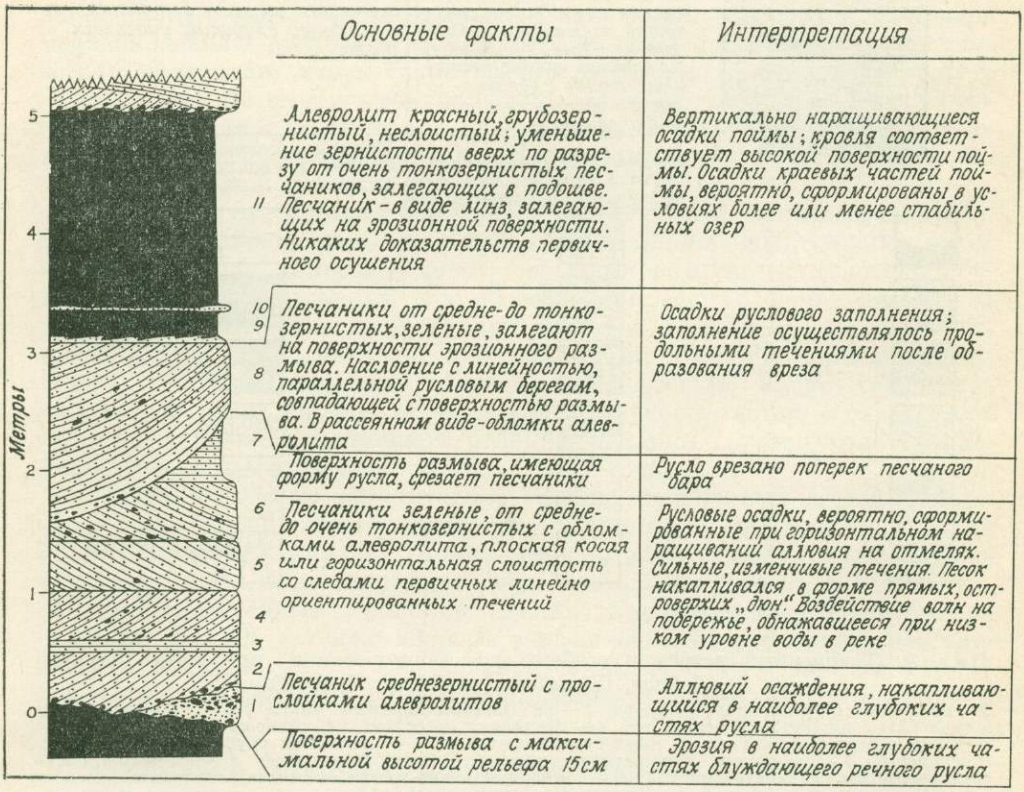


Фиг. 8. Обобщенный разрез и особенности формирования циклотемы Даунтон (цикл *А*), Ладлоу, Шропшир (по Дж. Р. Л. Аллену [6]).

1 — поверхность эрозионного размыва; *2* — внутриформационный конгломерат; *3* — песчаники косослоистые крупно-грубозернистые; *4* — песчаники косослоистые, тонко-среднезернистые; *5* — песчаники фестончатослоистые, тонко-среднезернистые; *6* — песчаники грубозернистые, волнистослоистые; *7* — песчаники тонко-среднезернистые, волнистослоистые; *8* — песчаники очень тонкозернистые, волнистослоистые; *9* — песчаники тонко-среднезернистые, горизонтальнослоистые; *10* — песчаники очень тонкозернистые, горизонтальнослоистые; *11* — песчаники среднезернистые, массивные; *12* — песчаники очень тонкозернистые, массивные; *13* — волнистые поверхности напластования; *14* — алевролиты; *15* — известковистые конкреции; *16* — конволютная слоистость; *17* — слои, изогнутые в складки; *18* — норы беспозвоночных.

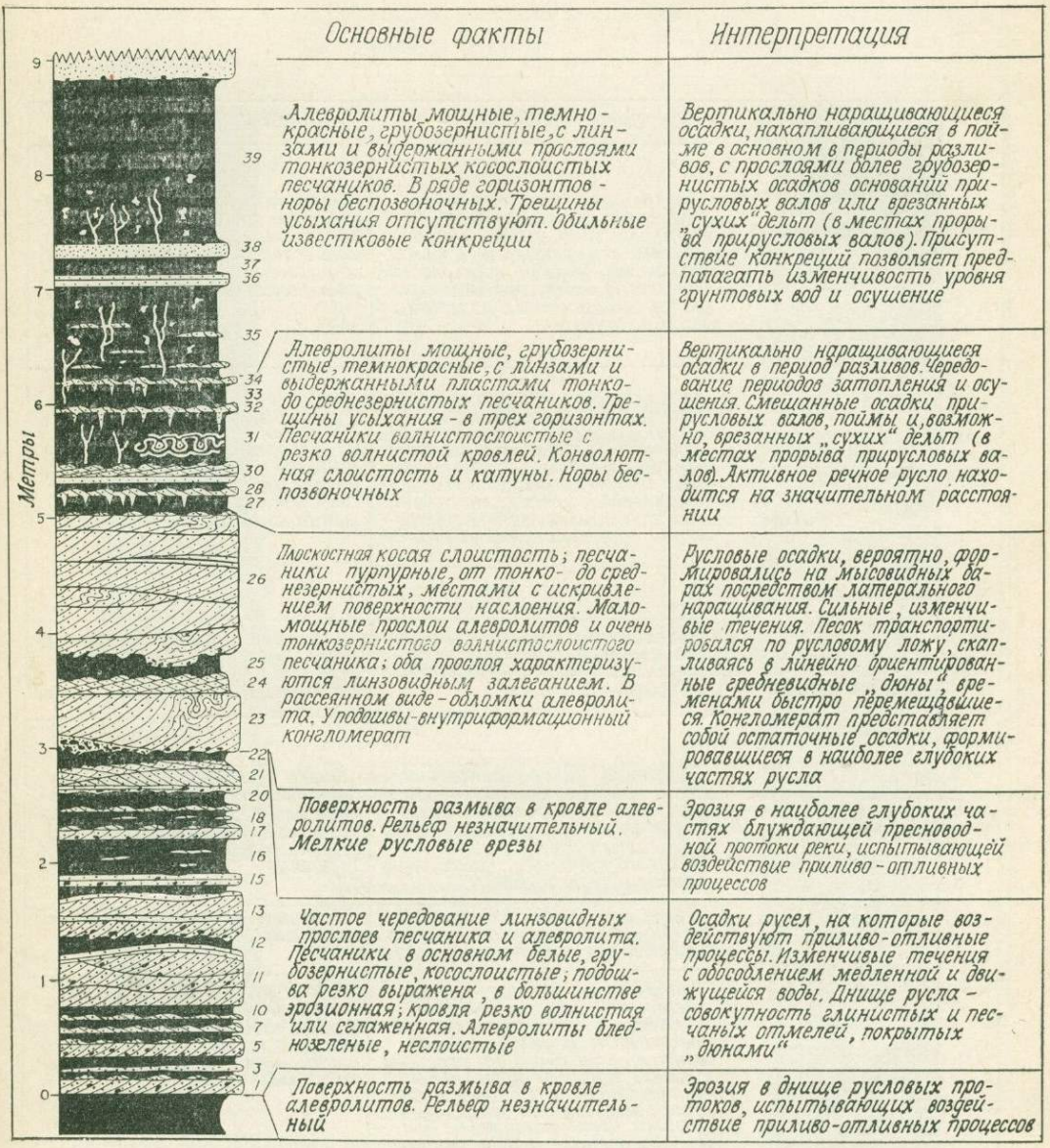
Дж. Р. Л. Алленом отмечены три характерные черты строения, которые, по его мнению, служат признаками циклотемы данного типа. В восходящем порядке к ним относятся: 1) резко выраженная поверхность размыва в подошве циклотемы; 2) наличие базальной пачки конгломератов и песчаников, часто с крупными обломками пород, непосредственно залегающих под поверхностью размыва и 3) присутствие в верхней части разреза циклотемы пачки тонкозернистых пород — алевролитов и глин с прослоями тонкозернистого песчаника. Лишь два из описанных Дж. Р. Л. Алленом циклов (см. фиг. 8, 9) сравнительно просты по своему строению, хотя и в них обнаруживаются некоторые различия. Первый из этих циклов (фиг. 8) включает три пачки: пачка 1 начинается с грубозернистых осадков, залегающих на поверхности размыва и переходящих в фестончатослоистые песчаники с отдельными крупными обломками алевролита; пачка 2 представляет собой тонкий прослой песчаника невыдержанной мощности с волнистой слоистостью; пачка 3 — красный грубый алевролит, обнажающийся в виде массивных блоков с известковыми конкрециями и норами беспозвоночных. Трещины усыхания и растительные остатки в разрезе не обнаружены. Точно так же во втором цикле (фиг. 9) нет никаких признаков, свидетельствующих о субаэральном обнажении слоев, в то время как строение нижней пачки песчаника усложняется присутствием отложений крупного руслового вреза.

Во всех других циклотемах обнаруживаются те или иные отклонения от описанных выше простых случаев. Так, в нижней части цикла *C*



Фиг. 9. Обобщенный разрез и особенности формирования циклотемы Брекон (цикл *B*), Браун-Кли-Хилл, Шропшир.

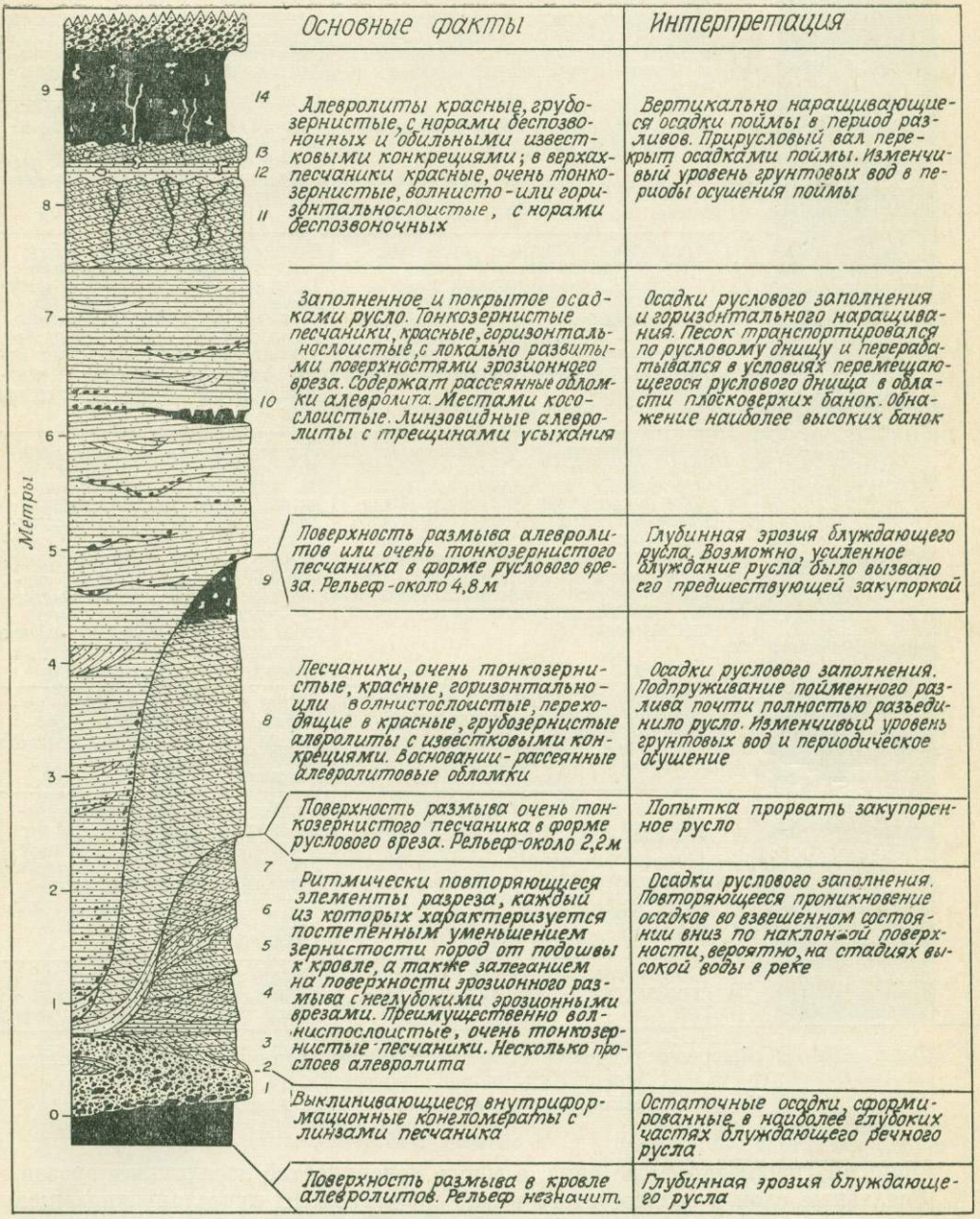
Условные обозначения см. фиг. 8 (по Дж. Г. Л. Аллену [6]).



Фиг. 10. Обобщенный разрез и особенности формирования циклотемы Диттон (цикл *C*), Лидни, Глостершир.

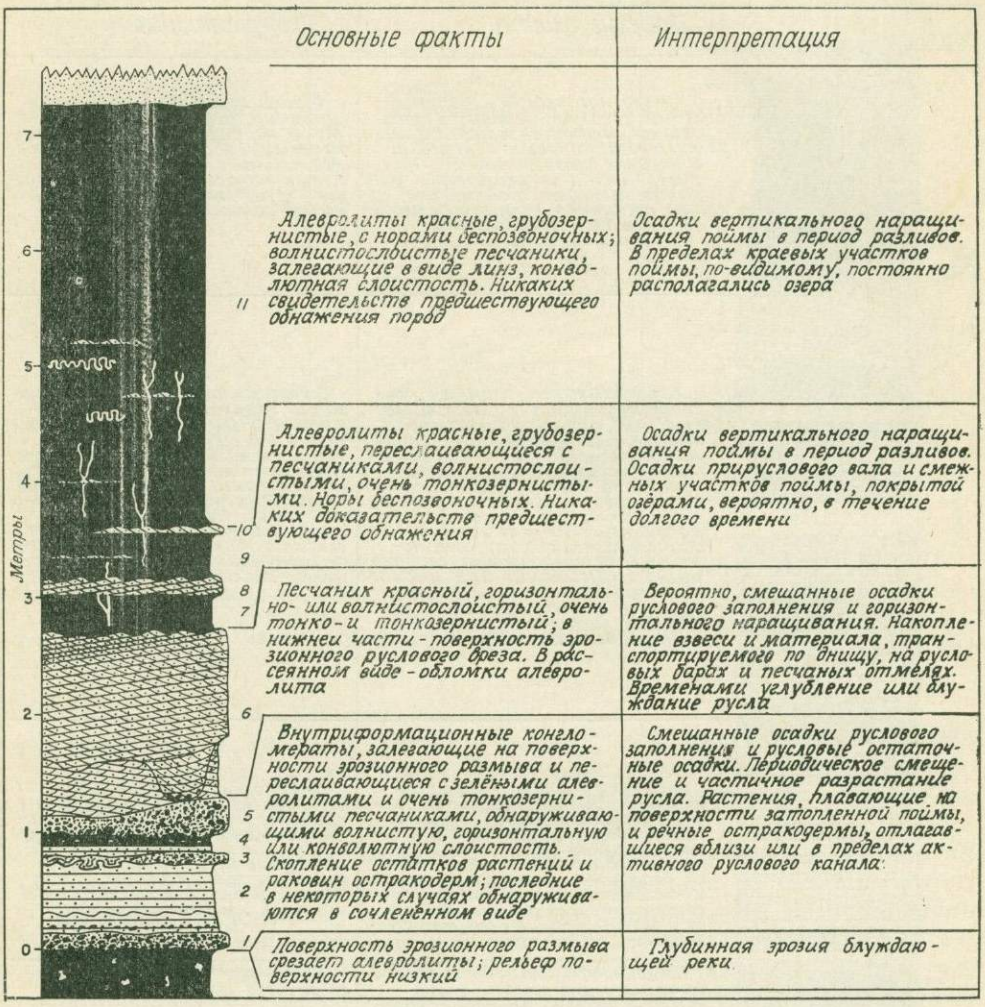
Условные обозначения см. фиг. 8 (по Дж. Р. Л. Аллену [6]).

(фиг. 10) наблюдается не одна, а много поверхностей эрозионных врезов. Базальные слои в разрезе этого цикла представлены переслаивающимися линзовидными песчаниками и очень тонкозернистыми зеленоватыми алевролитами, которые отличаются специфической литологической характеристикой. Выше размытой поверхности этих базальных слоев залегают по крайней мере две пачки грубозернистых песчаников. Верхняя часть циклотемы представлена алевролитом с тонкими пропластками песчаника. В алевролитах отмечаются трещины усыхания, а также норы беспозвоночных и обильные известковые конкреции. Цикл *D* (фиг. 11) примечателен русловыми отложениями, фиксируемыми внутри пачки



Фиг. 11. Обобщенный разрез и особенности формирования циклотемы Диттон (цикл *D*), Тагфорд, Шропшир.

Условные обозначения см. фиг. 8 (по Дж. Р. Л. Аллену [6]).

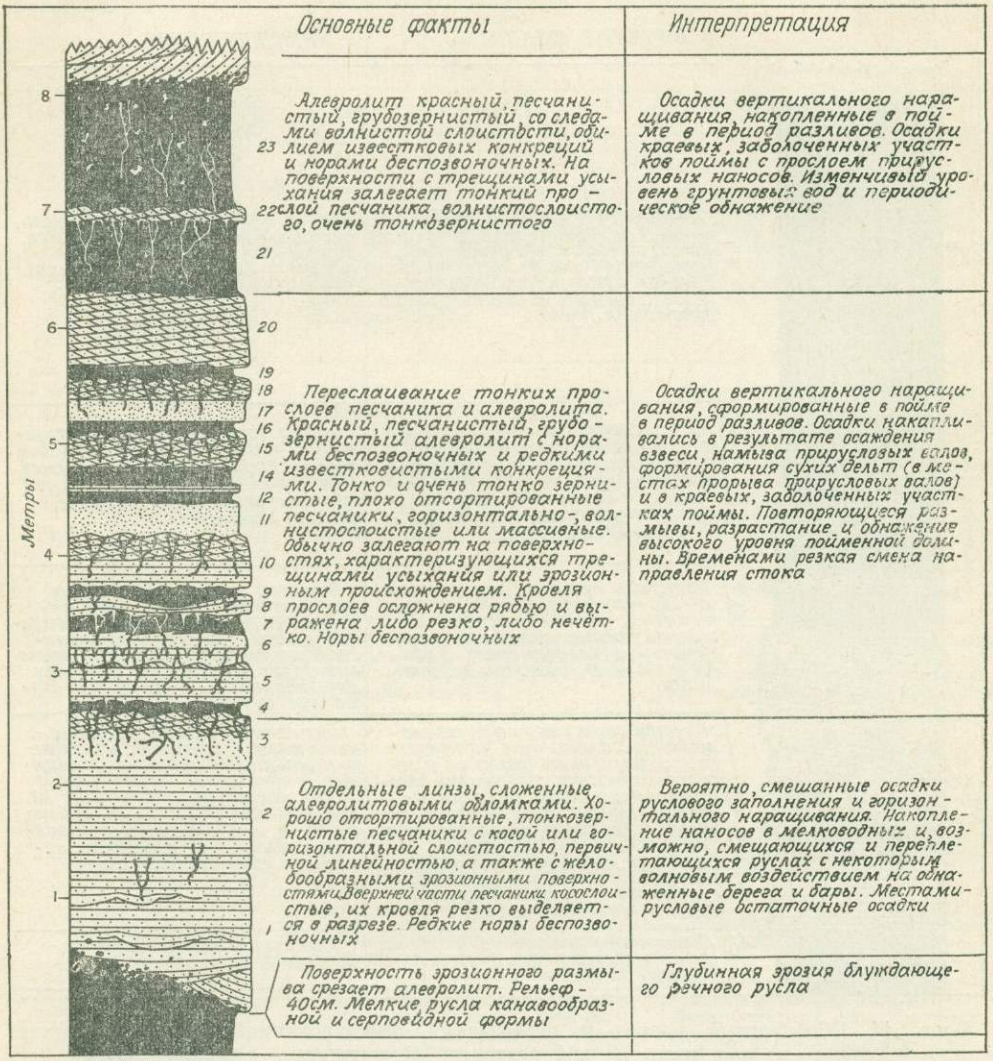


Фиг. 12. Обобщенный разрез и особенности формирования циклотемы Диттон (цикл *E*), Абергавенни, Монмутшир.

Условные обозначения см. фиг. 8 (по Дж. Р. Л. Аллену [6]).

нижних песчаников: цикл *E* (фиг. 12) в своей нижней части содержит большое количество прослоев внутриформационных конгломератов. В низах цикла *F* (фиг. 13) отмечается серия рытвин вдоль одной из поверхностей напластования, в то же время пачка базальных песчаников, характеризующаяся обычно косой слоистостью, почти целиком состоит здесь из горизонтальных слойков.

Принцип выделения этих циклотем может вызвать определенные возражения; очевидно, для этого недостаточны обычные критерии. Так, например в цикле *D* (см. фиг. 11) появление русловых отложений над пачкой алевролитов можно принять за начало нового цикла седиментации. В связи с этим Дж. Р. Л. Аллен [8] отмечает: «Хотя в разрезе присутствуют две пачки алевролитов, считается, что он представляет собой единый цикл осадконакопления, поскольку характер изменения литолого-фациального состава отложений свидетельствует о постоянстве условий седиментации и однообразии режима палеоводотоков». По-видимому, обосновывая однофазовость накопления отложений древнего

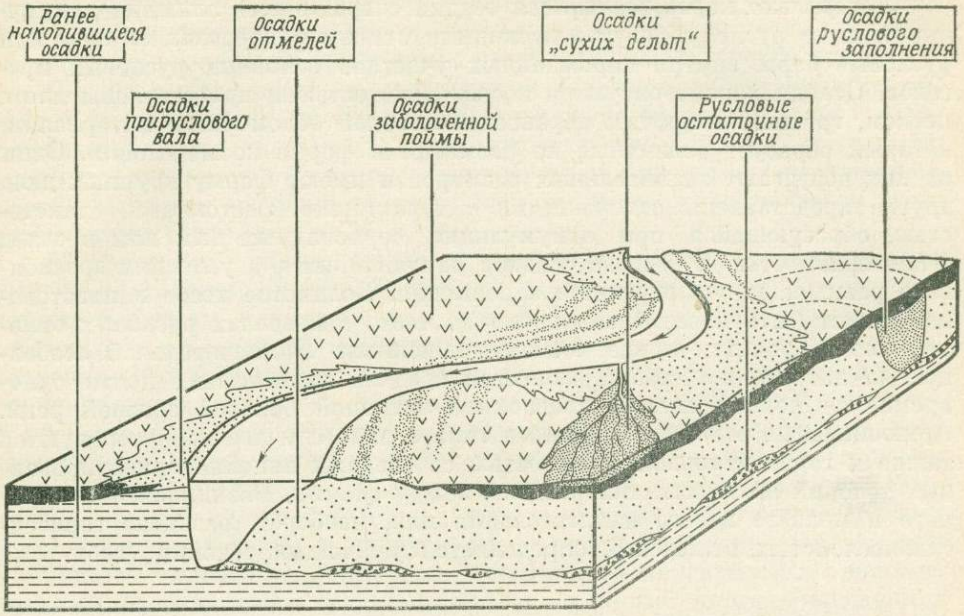


Фиг. 13. Обобщенный разрез и особенности формирования циклотемы Брекон (цикл *F*), Митчелдин, Глостершир.

Условные обозначения см. фиг. 8 (по Дж. Р. Л. Аллену [6]).

красного песчаника, Дж. Р. Л. Аллен исходит из представлений, сложившихся при изучении циклов современных аллювиальных отложений. В этих отложениях отдельные седиментационные пачки могут быть обусловлены миграцией русла, что запечатлено в разрезе наличием поверхности размыва и сменой грубозернистых отложений тонкозернистыми. Седиментационная пачка, состоящая в низах из грубозернистого кластического материала, а в верхней части постепенно переходящая в тонкозернистые отложения, рассматривается Дж. Р. Л. Алленом [8] как типичный элемент аллювиальной толщи. Однако каждая стадия миграции русла, вероятно, должна быть в той или иной степени изменчивой и усложненной.

Изучение современного аллювия показывает, что в течение любой фазы седиментации могут формироваться различные типы осадков [9]. В зависимости от места их формирования типы осадков представлены следующими (фиг. 14): а) вертикально наращивающиеся осадки (при-



Фиг. 14. Блок-диаграмма, иллюстрирующая формирование различных типов осадков пойменной равнины в зависимости от положения меандрирующего русла (по Дж. Р. Л. Аллену [6]).

русловой вал и смежные участки поймы); б) косо наслаивающиеся осадки (врезанные русла мелких водотоков); в) латерально наращивающиеся осадки (внутрирусловые и прирусловые отмели); г) остаточные осадки (русло) и д) заполняющие осадки (русло).

Вертикально наращивающиеся осадки формируются в некотором удалении от русловых каналов в пределах пойменной равнины и состоят в основном из довольно тонкозернистого материала. По мере удаления от прируслового вала аллювий становится более тонкозернистым и представляет собой преимущественно песчаные и алевритовые осадки, что свидетельствует о высоком уровне воды в реке. Накопление вертикально наращивающихся осадков происходит при осаждении взвеси и характеризуется главным образом горизонтальным напластованием, хотя тонкозернистые пески иногда принимают форму ряби и в связи с этим становятся косослоистыми. Подошва некоторых слоев песка выражена отчетливо, однако их верхняя граница всегда характеризуется постепенным переходом в вышележащие отложения. Внутриседиментационные периоды обнажения накапливающегося аллювия сопровождались формированием почвенного профиля и трещин усыхания, а при благоприятных условиях образованием кальцитовых конкреций. Отложения пронизаны корнями растений и ходами беспозвоночных животных. В направлении прирусловых валов слои песка становятся в разрезе все более частыми, а в пределах самих валов аллювий представлен часто чередующимися прослоями песка, алеврита и глины; эти отложения характеризуются мелкой волнистой слоистостью.

Косо наслаивающиеся осадки врезанных русел в основном не отличаются от аллювия прирусловых валов, но могут быть более грубозернистыми, почти полностью песчаными и волнистослоистыми. Слои песка имеют резко выраженную подошву. Косо наслаивающиеся осадки распространены в пределах заводненной поймы в виде участков веерообразной формы, приуроченных к прорывам прирусловых валов.

Латерально наращивающиеся осадки современного аллювия аккумулируются в русле, образуя мысовидные отмели в пределах меандр или русловые бары внутри спрямленных участков основных русловых протоков. Осадки характеризуются косой слоистостью и представлены илом, песком, гравием и прочим переносимым рекой обломочным материалом, который образует различные по размерам и форме косые слойки. Одни из них достигают значительных размеров и имеют форму крупных дюн, другие представлены отложениями с характерной фестончатой слоистостью, образующейся при аккумуляции серповидных дюн или в связи с повторяемостью в разрезе осадков, накопившихся в условиях эрозионного размыва и последующего заполнения. Волнистое косое напластование может быть повсеместным, однако часто в пределах русловых отмелей оно становится менее четко выраженным. Примечательной особенностью латерально наращивающихся осадков является их почти одновременное накопление, обусловленное активной боковой эрозией реки. Аллювиальные отложения данного типа в ряде случаев характеризуются также и горизонтальной слоистостью со следами линейно ориентированных течений на плоскостях раздела между слоями. Возникновение крупного и мелкого косого напластования или, наоборот, развитие горизонтальнослоистых отложений определяется условиями течений (табл. 2).

Таблица 2

Седиментационные текстуры хорошо отмученных песков и песчаников в сопоставлении с условиями течений
(по Дж. Р. Л. Аллену [6])

Внутренняя текстура	Форма шероховатости поверхности слоя	Условия течений
Мелкая косая слоистость	Мелкая волнистость на поверхностях напластования	Режим слабых приглубых течений
Крупная косая слоистость	Крупные волнистые формы поверхностей напластования (дюны)	Режим интенсивных приглубых течений
Горизонтальная слоистость со следами линейно ориентированных палеотечений	Плосковыровненные поверхности напластования со следами перемещения осадка	Режим приповерхностных течений

Остаточные осадки представлены наиболее грубозернистым аллювием. Последний включает обломки коренных пород, а также кластический материал, образующийся в результате почти одновременно происходящей в долине реки эрозионной переработки собственных аллювиальных отложений. Крупные обломки приурочены ко дну русла и перемещаются сравнительно медленно, осаждаясь при нормальном или меженном уровне воды в реке и передвигаясь только в периоды высоких паводковых вод.

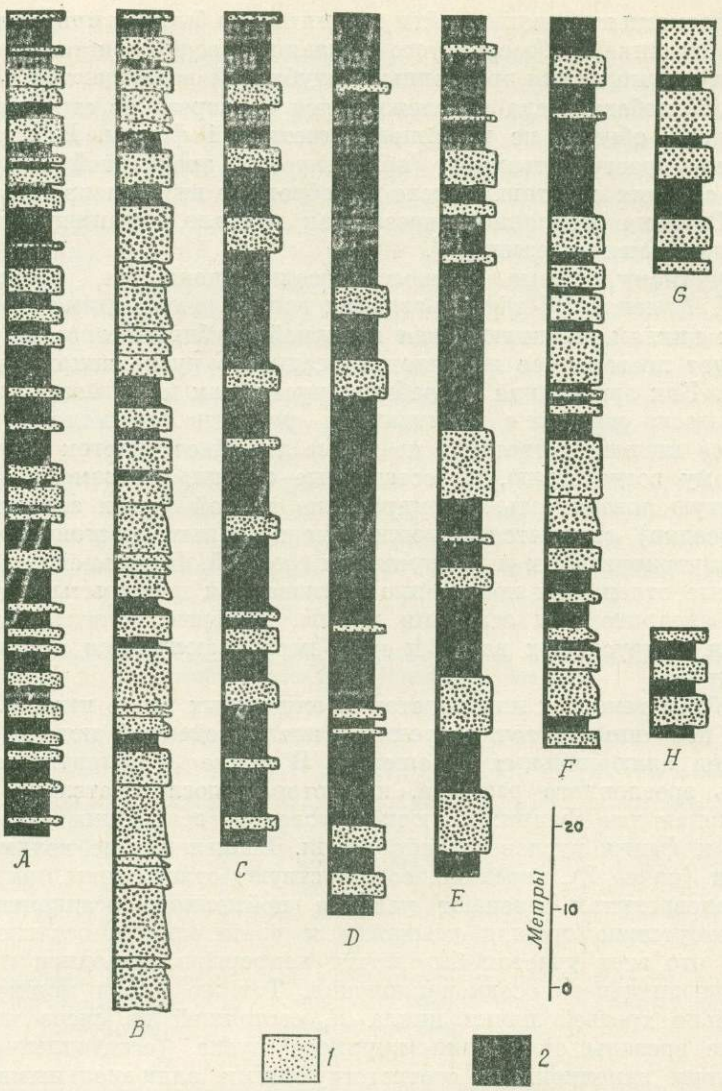
Заполняющие осадки аккумулируются в заброшенных протоках реки. Характер этих осадков зависит от причин, обусловивших отмирание протока, в котором они накопились. Если изоляция протока полная и произошла внезапно, заполняющие осадки представлены в основном тонкозернистым обломочным материалом, поскольку в этом случае он поступает со смежных участков заболоченной поймы. Накапливающиеся в подобных условиях отложения приобретают горизонтальную слоистость в связи с вертикальным характером наращивания аллювиальной толщи. Если же процесс обособления протока протекает постепенно, заполне-

ние его осадками может произойти сравнительно быстро; при этом отмечается преобладание грубозернистого аллювия с косой слоистостью; процессы эрозии и заполнения эрозионных углублений наблюдаются редко.

Цоколь любого русла прослеживается в разрезе по строению эрозионного вреза, обычно не имеющего отчетливой формы. Иногда трудно установить пространственную ориентировку эрозионной поверхности, в других случаях очертания русла приобретают вид неясно выраженного желоба. Глубина эрозионного вреза, как правило, ограничивается всего несколькими сантиметрами [97].

По-видимому, схема процесса осадконакопления, предложенная Дж. Р. Л. Алленом [6] для объяснения однофазовой седиментации, применима к циклам, начинающимся активной глубинной эрозией, за которой следует постепенное накопление осадков в русле вплоть до его заполнения. Как эрозионная разработка русел, так и их последующее заполнение тесно связаны с блужданием реки по пойменной равнине. В процессе миграции протоков по пойме любой ее участок подвергается эрозионному воздействию, и «остаточные осадки» повсеместно ложатся на размытую поверхность. Формирование данной фации аллювия (остаточные осадки) сменяется накоплением песчаных, фестончатослоистых осадков внутрирусловых и прирусловых отмелей. В дальнейшем эти грубозернистые отложения постепенно оказываются перекрытыми тонкозернистыми алевритовыми осадками поймы, которые иногда чередуются с песками прирусловых валов и косо наслаивающимися осадками врезанных русел.

Перейдем теперь к интерпретации описанных выше циклов древнего красного песчаника с точки зрения вышеприведенной модели процесса накопления аллювиальных отложений. В цикле *A* обнаруживается поверхность эрозионного размыва, на которой последовательно залегают две аллювиальные фации: аллювий руслового осаждения («остаточные осадки») и фация руслового заполнения. Вышележащие волнистослоистые пески (пачка 2), вероятно, соответствуют отложениям прируслового вала, а алевролитам отвечают условия пойменного осадконакопления. Однако отсутствие трещин усыхания и растительных остатков может означать, что этот участок был почти непрерывно заводнен и являлся ареной флювиального осадконакопления. Тот же вывод можно сделать относительно третьей пачки цикла *B*, состоящей из слоев песчаника, в которые врезаны отложения крупного русла (остаточные осадки), впоследствии заполненного соответствующими аллювиальными осадками. Базальная пачка цикла *C* содержит настолько четкие линзы песка и тонкозернистых алевролитов, что Дж. Р. Л. Аллен [6] предположил, что они сформированы под воздействием приливно-отливных колебаний уровня моря, сказывающихся в низовьях реки. Влияние приливно-отливных явлений обусловливает быстрые изменения силы руслового потока, что находит соответствующее отражение в гранулометрическом составе накапливающихся осадков. Толща, залегающая выше базальной пачки, характеризуется постепенным увеличением вверх по разрезу количества тонкозернистых отложений, причем пачки песчаников отличаются весьма отчетливо выраженным косым напластованием, напоминающим перекрещивание слоев при аккумуляции серповидных дюн флювиального происхождения. Завершающие этот разрез пойменные глины с включениями песка прирусловых валов и врезанных маломощных русел обнаруживают признаки неоднократного обнажения, о чем свидетельствуют включения кальцита, а также наличие ископаемых отложений с норами животных. Цикл *D* примечателен несколькими пачками грубозернистых песчаников, отвечающими отдельным стадиям эрозионной разработки русла. В нижней части цикла *E* отмечается ряд прослоев внутриформационных конгломе-

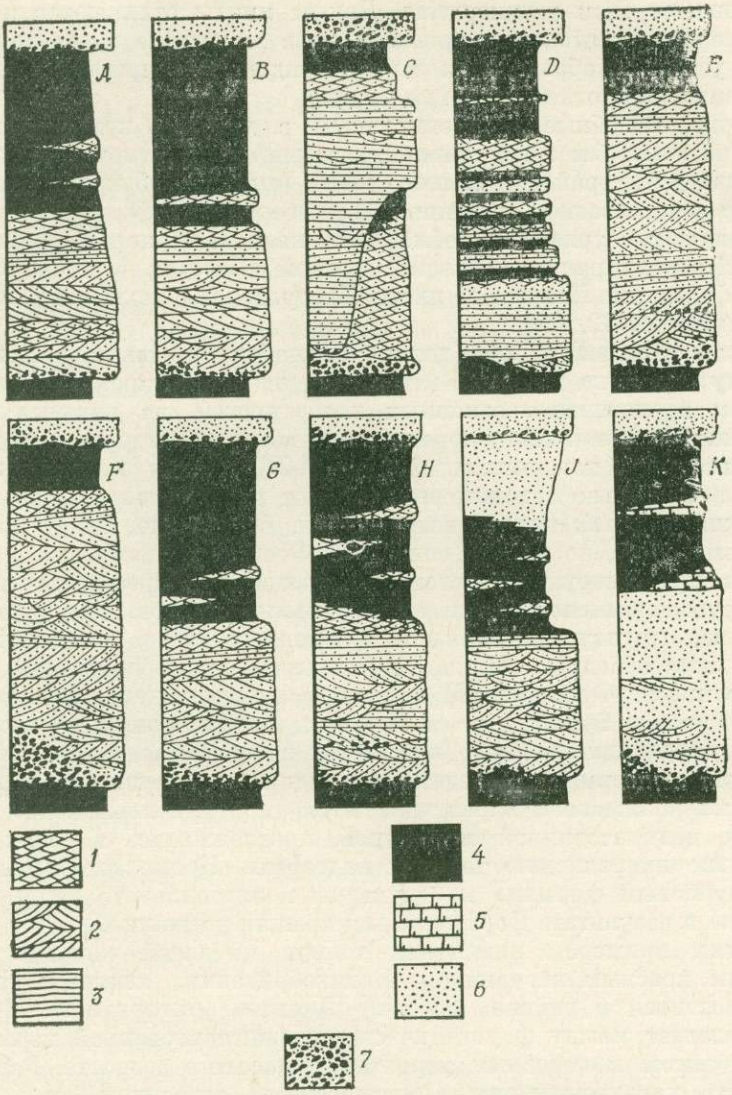


Ф и г. 15. Разрезы, иллюстрирующие циклы, для которых характерно утонение обломочного материала снизу вверх.

A — нижняя часть древнего красного песчаника, Пембрукшир, Уэльс; *B*—нижняя часть древнего красного песчаника, Шропшир, Англия; *C* — нижний девон, западный Шпицберген; *D* — триас, штат Северная Каролина, США; *E* — триас, штат Северная Каролина, США; *F* — мезозой, Швеция; *G* — юра, штат Аризона, США; *H* — моласса (аквитан), Швейцария (по Дж. Р. Л. Аллену [8]).
1 — песчаник; *2* — аргиллиты.

ратов, указывающих на неоднократное повторение процессов боковой эрозии и кратковременных этапов руслообразования. Параллельнослоистые отложения нижней пачки песчаников цикла *F* напоминают прибрежные пески прирусловых отмелей, однако Дж. Р. Л. Аллен [6] утверждает, что их накопление, вероятно, происходило в мелководных условиях в результате воздействия волновых процессов на периодически обнажающиеся бары.

Отдельные циклы, рассмотренные выше, представляют собой части общей последовательности напластования, состоящей из совокупности седиментационных пачек, в которых вверх по разрезу наблюдается уто-



Фиг. 16. «Стандартные» и «типичные» циклы, характеризующиеся утонением обломочного материала вверх по разрезу.

A — стандартный цикл (мощность 2—15 *м*), группа глинистых сланцев Ред-Даунтон-Темесайд (нижняя часть древнего красного песчаника), Уэлш-Бордерс; *B* — стандартный цикл (мощность 5—10 *м*), группа песчаников Холдгейт (нижняя часть древнего красного песчаника), Уэлш-Бордерс; *C* — цикл из серии Диттон (нижняя часть древнего красного песчаника), вблизи Тагфорда, Кли-Хиллс (мощность цикла 9,3 *м*); *D* — цикл из железистых песчаников (нижняя часть древнего красного песчаника), вблизи Митчелдина, Глостершир (мощность цикла 8,1 *м*); *E* — стандартный цикл (мощность 1—11 *м*), верхняя часть древнего красного песчаника, Глостершир; *F*—стандартный цикл (колебания мощности не установлены, однако средние значения, вероятно, составляют несколько метров), верхняя часть древнего красного песчаника, Кли-Хиллс, Шропшир; *G* — стандартный цикл (средняя мощность 15 *м*), нижний девон, западный Шпицберген; *H* — стандартный цикл (средние мощности порядка 5—20 *м*), фация Кэтскилл, Аппалачи; *I* — стандартный цикл (характерные мощности 10—20 *м*), пачка Солт-Уош, формация Моррисон, плато Колорадо; *K* — стандартный цикл (мощность 2—15 *м*), моласса, Швейцарское плато и Аквитанский бассейн (по Дж. Р. Л. Аллену [8]). *1* — мелкая косая слоистость; *2* — крупная косая слоистость; *3* — горизонтальная слоистость; *4* — алевролит; *5* — известняк; *6* — песчаник; *7* — конгломерат.

нение кластического материала (фиг. 15, 16). Хотя в приведенных разрезах Великобритании и обнаруживаются некоторые различия, тем не менее в основном они идентичны. Можно привести ряд «стандартных» циклов из различных частей Великобритании [8]. Некоторые из этих циклов содержат заметные скопления остатков позвоночных животных

или включают слои с лингулами. Другие циклы отличаются по количеству и характеру песчаных прослоев, но в отсутствие определенных данных об условиях образования этих «стандартных» циклов оценить значение каких-либо отличий весьма трудно.

Циклы, подобные вышеописанным в древнем красном песчанике Великобритании, без существенных различий были отмечены также в толщах ряда других районов земного шара (см. фиг. 15 и 16), как, например, в древнем красном песчанике Шпицбергена; в фации Кэтскил девона Аппалачей; в триасе бассейна Дип-Ривер, Северная Каролина; в формации Кагерод (ранний мезозой) южной Швеции; в пачке Солт-Уош юрской формации Моррисон, плато Колорадо, и в молассовой формации вблизи Альп [8, 72, 446].

Циклы серии Вуд-Бей (девон) Шпицбергена также весьма близки по своему строению циклам Великобритании. Они характеризуются присутствием в подошве эрозионных поверхностей, на которых залегают грубозернистые песчаники, переходящие вверх по разрезу в алевролиты. Любопытно, что, как заметил Френд [149], данная последовательность наслоения настолько закономерна, что нет необходимости создавать схематический типовой цикл, поскольку он, безусловно, будет тождествен описанному. Тем не менее описания Френда существенно дополнили представления о структуре отложений эрозионных врезов, развитых в подошве грубообломочной пачки аллювиальных циклов. Как уже отмечалось выше, структура отложений эрозионных врезов часто сильно изменчива или обладает неясно выраженной желобообразной формой. Исследованиями Френда [149] не только подтверждена мелковолнистая структура серии Вуд-Бей, но и отмечены составляющие ее элементы — желобки, серповидные линзы (вытянутые в направлении течения реки) и «рубцовые» формы. Последние, по-видимому, являются отражением эрозионных размывов и характеризуются либо правильной желобообразной, либо дендритовидной структурой, прослеживаясь в обоих случаях параллельно направлению течения палеореки. Кроме того, Френд относит к «рубцовым формам» и структуры полигонального типа, вероятно возникшие в результате формирования трещин усыхания.

Другим примером цикличной толщи, имеющей сходное строение с древним красным песчаником Великобритании, является формация Фалла, развитая в районе Бирдмор-Шеклтон Антарктиды. Формация Фалла залегает между фаунистически охарактеризованной пермской угленосной свитой и породами, вероятно, триасового возраста. Разрез этой формации характеризуется циклическим строением и, согласно В. Р. Мак-Грегору [282], представляет собой последовательность отложений «типовой» циклотемы. В «типовой» циклотеме формации Фалла сверху вниз по разрезу отмечаются [282]:

5) темные серо-зеленые, слабоизвестковистые алевролиты и аргиллиты;

4) светлые зеленовато-серые тонкозернистые песчаники, вниз постепенно переходящие в слои подстилающей пачки;

3) косослоистые, среднезернистые, преимущественно желтовато-розовые песчаники;

2) глинистая брекчия;

1) отложения эрозионного размыва с редкими фаунистическими остатками, заполняющие многочисленные неглубокие русловые неровности.

В отдельных разрезах обнаруживаются значительные латеральные изменения состава отложений при одновременном колебании мощности 2—12 *м*. Хотя В. Р. Мак-Грегор [282] и проводил аналогию между описанными выше отложениями и древним красным песчаником Англии,

тем не менее генетически он рассматривал формацию Фалла как наложенные осадки конусов выноса медленно погружающегося внутриконтинентального бассейна.

МОЛАССЫ ШВЕЙЦАРИИ

Представления о флювиальных условиях осадконакопления моласс швейцарской равнины сформулированы Берсье [37]. Берсье считал, что формирование молассовой толщи происходило в пределах дельт, и сопоставлял эти толщи с циклами угленосных свит. Такая трактовка генезиса моласс представляется ошибочной, поскольку в их разрезах наблюдаются циклически повторяющиеся последовательности слоев от грубозернистых (внизу) до тонкозернистых (в верхней части), что является характерным показателем условий аккумулятивных пойменных равнин. С другой стороны, как будет показано в гл. 5, разрезам дельтовых отложений свойственно значительно более сложное циклическое строение, даже при отсутствии угленосных горизонтов [90]. Тем не менее, палеогеографическая реконструкция Берсье представляетя важной, поскольку она дополняет результаты анализа древнего красного песчаника Великобритании [6, 7, 8, 9], подчеркивая трудности выделения циклов флювиальных отложений.

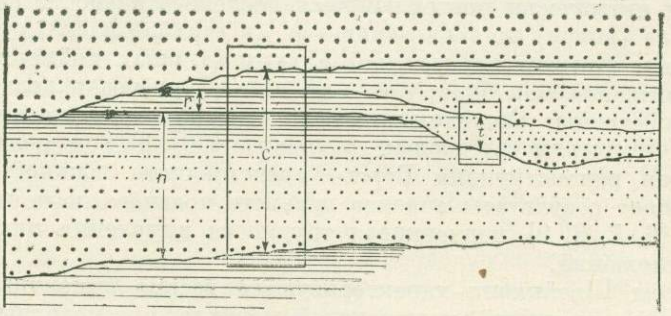
Молассы Швейцарии характеризуются весьма изменчивой последовательностью отложений, включающей морские, пресноводные и флювиальные осадки, состав которых также варьирует в значительных пределах — от конгломератов до углей и известняков. В настоящем разделе рассмотрены молассы Швейцарии, ограниченные отложениями аквитанского возраста Лозанны [37], хотя подобные же толщи описаны Крузелем [78] и в Аквитанском бассейне. Берсье рассматривал последовательность молассовых отложений с точки зрения схематической циклотемы, которая в наиболее полном виде состоит из следующих пород (сверху вниз):

известняки озерного происхождения с прослоями угля в верхах пачки;
глинистые известняки;
глины или глинистые сланцы;
аргиллиты;
песчаники и конгломераты, утоняющиеся кверху;
поверхность размыва.

Если, однако, накопление данной толщи осуществлялось во флювиальных условиях, то следовало бы ожидать значительных латеральных изменений состава отложений (фиг. 17). В пределах палеорусел и в непосредственной близости от них можно было бы обнаружить полный цикл, начинающийся с эрозионной поверхности, и последовательность отложений свидетельствовала бы о заполнении этих палеорусел и развитии пойменного осадконакопления. В то же время за пределами палеорусел разрезы одновозрастных циклов обычно имеют сокращенные мощности и часто не содержат эрозионных поверхностей с базальными грубообломочными породами. Согласно терминологии Берсье [37], такой цикл следует называть «недоразвитым». С другой стороны, сокращенные циклы формируются и в процессе руслообразования и размыва кровли предшествующего цикла, причем в разрезе остаются срезанные пачки. Возможно также, что два «недоразвитых» цикла, приуроченные к верхам более мощного цикла, который представлен песчаниками и конгломератами, являются завершающей частью этого крупного цикла. Такой комплекс отложений Берсье предложил именовать «сложным циклом». Совершенно ясно, что условия, при которых возникают усложнения отмеченных цикличных разрезов моласс Швейцарии, так же как и древнего красного

песчаника, предопределяются местными особенностями седиментационных процессов и не имеют сколько-нибудь значительного латерального распространения. Это обстоятельство нужно иметь в виду при выяснении генезиса упомянутых циклов.

Выше подчеркивалось, что одной из наиболее вероятных причин формирования флювиальных циклов является блуждание русел по пойменной равнине. Этот механизм осадконакопления объясняет формирование мощной изменчивой последовательности напластования в условиях почти недифференцированного тектонического погружения территории. С другой стороны, Дайнли [93] и Ричи [350] усматривали причину неод-



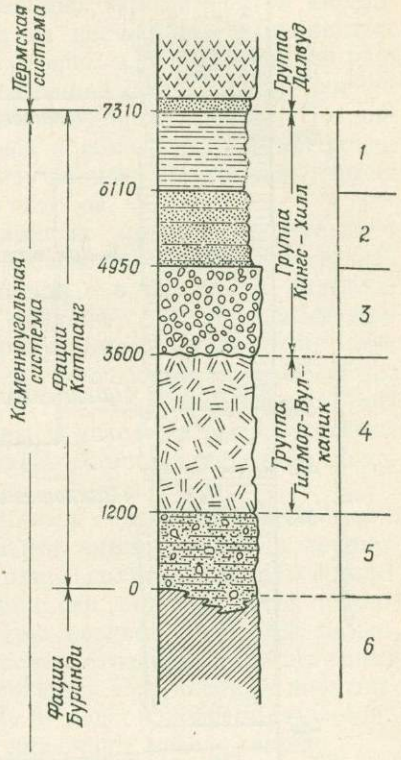
Фиг. 17. Латеральная изменчивость молассовых циклов.
c — «сложный» цикл, образованный рядом единичных циклов; *n* — «нормальный» цикл; *t* — усеченный цикл; *r* — «недоразвитый» цикл (по Берсье [37]).

нократных омоложений и изменений седиментационных процессов главным образом в региональных тектонических движениях, протекающих независимо или совместно с климатическими изменениями.

В дополнение к этому Дж. Р. Л. Аллен [8] указывал, что влияние колебаний уровня моря, часто сопутствующих общему погружению бассейна осадконакопления, может обусловить чередование периодов эрозии и аккумуляции. Дж. Р. Л. Аллен отмечал, что, возможно, преждевременно ставить вопрос о том, какое из этих объяснений является верным. Однако, по нашему мнению, тектонические и климатические изменения могут оказывать только региональное влияние на седиментацию, возможно определяя общий характер осадков. Что же касается происхождения самих циклов, то трактовка их образования посредством блуждания русла привлекает своей простотой, рациональностью и представляется наиболее вероятной. В условиях любой пойменной равнины должны иметь место различия в характере осадконакопления, и если даже предпочтение отдается не флювиальному, а другому альтернативному процессу, эти различия нельзя не учитывать. Принимая во внимание эффект процесса блуждания русла, можно легко обнаружить, что отпадает необходимость прибегать к какой-либо другой трактовке механизма седиментации.

Флишевые фации моласс

Хотя многие молассовые отложения, безусловно, формировались во флювиальных условиях и обнаруживают цикличность, аналогичную вышеописанной, важно отметить, что в ряде разрезов молассовых толщ наблюдаются флишевые фации, часто описываемые в литературе под названием «флиша в молассе». Типичным для этих фаций, накопившихся в мелководно-морских условиях, является чередование песчаников с глинистыми сланцами или мергелями. Аренитам свойственны многие особенности, типичные для флиша: песчаники характеризуются умень-

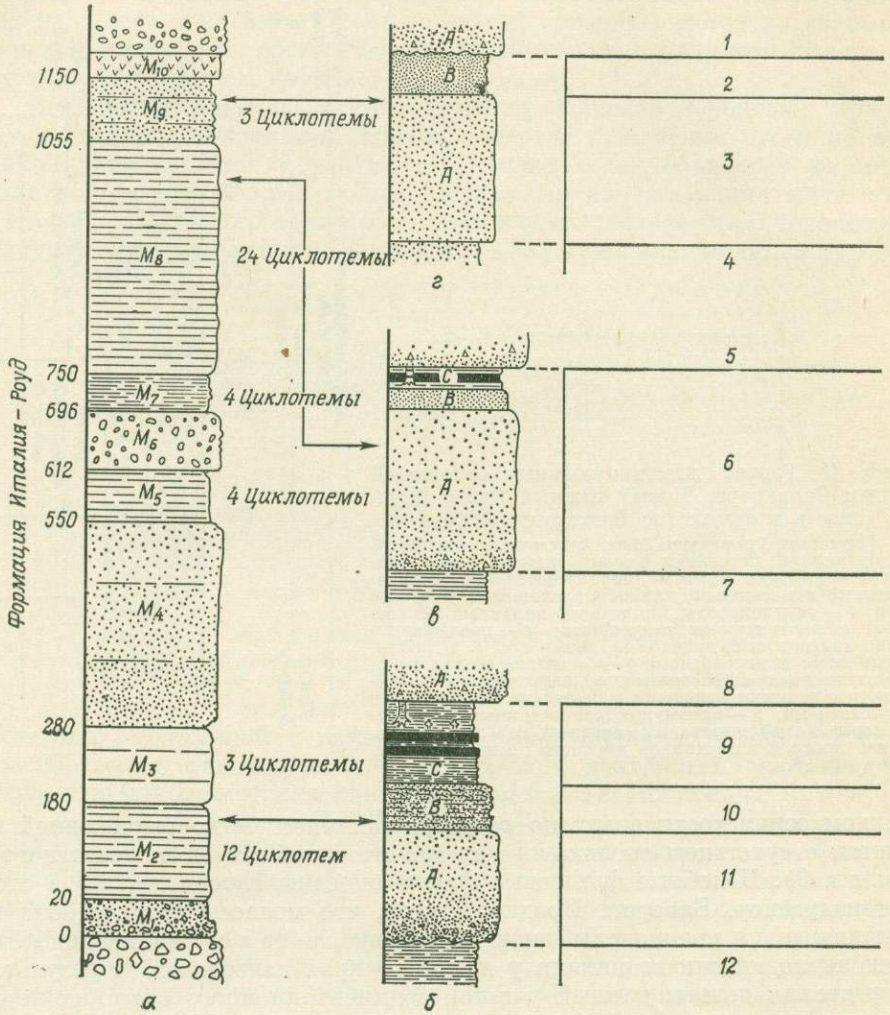


Фиг. 18. Разрез каменноугольных отложений вблизи Баликкеры, Новый Южный Уэльс, мощность в футах (по Раттигану [339]).

1 — формация Грэмстаун-Лейк: ленточные алевролиты, аргиллиты, песчаники и конгломераты; *2* — формация Италия-Роуд: аренитовые, преимущественно отсортированные и массивные, глинистые сланцы и углистые слои; *3* — конгломераты Баликкера: валунный конгломерат с включениями игнимбрита; *4* — преимущественно андезитовые, дацитовые, тосканитовые и риолитовые лавы и пирокласты; *5* — формация Уолларинга: преимущественно красноцветные конгломераты и песчаники с тонкими красными и зелеными туфогенными пропластками; *6* — преимущественно темные аргиллиты, серые литифицированные аренитовые, конгломераты и тонкие прослои известняков морского происхождения.

шением зернистости вверх по разрезу, наличием четко выраженной подошвы, отсутствием сколько-нибудь значительной косой слоистости и т. д. (см. гл. 9). Подобные флишевые фации описаны Кюненом [252] в слоях Детенхаузенер, Бавария. Предполагается, что молассы этого района накапливались в солоноватоводной обстановке, а небольшие мутьевые потоки периодически возникали у внешнего края палеодельт. В результате разрастания дельты данный участок седиментационного бассейна периодически оказывался изолированным от типичных морских условий. В более поздней работе Панина [318] флишевые фации в молассах Восточных Карпат охарактеризованы как отложения, сформированные мутьевыми потоками. В них отмечены отпечатки ног млекопитающих и птиц. Для объяснения этой парадоксальной ассоциации условий осадконакопления, при которой отложение осадков происходило как в результате переноса материала мутьевыми потоками (обычно глубоководного происхождения), так и в субаэральной обстановке, Панин привлек понятие «поверхностных мутьевых потоков» (термин, предложенный Кюненом, [252]). Согласно Панину, накопление обломочного материала было обусловлено процессами разливов палеорек, в результате чего район аллювиальной равнины либо частично оказывался затопленным, либо полностью осушался. Панин полагал, что деятельностью «поверхностных мутьевых потоков» (подобные потоки были описаны по данным полевых наблюдений Каминсом [79], а по экспериментальным данным Джулынским и Уолтоном [111]) можно объяснить возражения, выдвинутые Манженом [276] относительно представлений о глубоководности флишевых фаций (см. гл. 9).

Потоками, аналогичными описанным Панином, можно объяснить формирование толщи осадков континентального происхождения Нового



Фиг. 19. Циклотемы в разрезе формации Италия-Роуд, Новый Южный Уэльс, мощность в футах (по Раттигану [338]).

1 — начало нового цикла; *2* — песчаники (*B*) тонкозернистые, слоистые, с волнистой поверхностью напластований; *3* — песчаники (*A*), массивные, среднезернистые; *4* — завершение подстилающего цикла; *5* — начало нового цикла; *6* — разрез, подобный *б*, но верхний член цикла менее мощный; *7* — завершение подстилающего цикла; *8* — начало нового цикла; *9* — каолинитовые сланцы с прослоями пиритизированных сланцев, углистых, содержащих растительные остатки и линзы угля (*C*). Растительные остатки сохраняются in situ; *10* — песчаники (*B*) тонкозернистые, слоистые с волнистой поверхностью напластования; *11* — литифицированные песчаники (*A*) от средне- до крупнозернистых, отсортированные, массивные. Вблизи подошвы — угловатые внутриформационные фенокласты и округлые экзотические обломки; *12* — завершение подстилающего цикла.

Южного Уэльса Австралии, в которой обнаруживается ряд различных типов седиментационных циклов [338, 339]. Последовательность слоев, наблюдаемая в этой толще, включает граувакковую фацию Буринди, сменяющуюся вверх по разрезу молассоподобными флювиальными фациями, представляющими формацию Уолларинга (фиг. 18). Выше этой формации в разрезе залегают пачки Гилмор-Вулканик и Кингс-Хилл. Выше по разрезу выделяется еще одна пачка, которая, так же как и Гилмор-Вулканик, представлена породами вулканического происхождения, однако в отличие от последней эта пачка относится к отложениям пермского возраста. В разрезе пачки Кингс-Хилл обнаруживается общее

утонение кластического материала от базальных конгломератов Баликкера к формации Италия-Роуд, состоящей из песчаников и глинистых сланцев с отдельными прослойками угля в кровле, и далее вверх по разрезу к формации Грэмстаун-Лейк, представляющей собой набор ленточных глин, озерных осадков с отдельными слоями конгломератов. Последняя из упомянутых формаций накапливалась в непосредственной близости от ледника, о чем свидетельствует присутствие в ленточных глинах тиллитов, экзотических глыб и известковых натеков.

Интересную совокупность седиментационных циклов представляет формация Италия-Роуд (фиг. 19). По литологическим особенностям эта формация может быть расчленена на 10 пачек с изменчивым циклическим строением. Типовой цикл пачки M_2 включает три составных элемента: A — песчаники массивные, характеризующиеся уменьшением зернистости вверх по разрезу; B — песчаники тонкозернистые, слоистые и волнистослоистые (ripple-drifted) и C — последовательность тонких слоев глинистых сланцев, подугольной глины и углистых пород, которые переходят местами в уголь плохого качества. Данная циклотема показана на фиг. 19, (*б*).

Пачка M_3 характеризуется более тонкими средними элементами циклотем (B) и, как правило, более мощными нижними (A) и верхними (C). В пачке M_4 наблюдаются очень тонкие верхние элементы циклотем (C); еще более маломощными отложениями, иногда почти полностью выпадающими из разреза, представлены средние элементы циклотем (B). Циклотемы пачки M_5 сходны по своему строению с циклотемами пачки M_3, а циклотемы пачек M_7 и M_8 аналогичны тем, которые наблюдаются в пачках M_2, M_3 и M_4. Циклы пачки M_9 не содержат средних элементов (C). Последние в ряде других разрезов включают прослои пепла.

На первый взгляд перечисленные выше циклы обнаруживают черты сходства с циклотемами древнего красного песчаника, для которого, как отмечалось, характерно утонение кластического материала снизу вверх по напластованию. Однако нижним элементам (A) данных циклов присущи некоторые отличительные особенности. Отложения нижних элементов циклов представлены однородными, плохо отсортированными песчаниками, совершенно лишенными слоистости как горизонтальной, так и косой и волнистой. Этим циклы формации Италия-Роуд контрастируют с флювиальными циклами, утоняющимися вверх по напластованию, которые можно наблюдать, например, в подстилающих отложениях формации Уолларинга. Допустимо принять точку зрения Раттигана [338] относительно того, что отложения нижних элементов циклов (A), по-видимому, представляют аллювиальный песчаный покров, сформированный в результате быстрого затопления заболоченных пойменных равнин, а отложения средних (B) и верхних (C) элементов циклов — осадки, накапливающиеся во время и после осушения этих равнин. С другой стороны, если аналогия между рассматриваемыми разрезами и отложениями, характеризующимися турбидной текстурой, правомерна, следует согласиться с Панином [318], считавшим, что в процессе смыва наносов могут образоваться поверхностные мутьевые потоки. Раттиган [338] также предполагал, что обильно смывающиеся наносы могут настолько насытить паводковые воды, что они втекают в мелководное озеро как мутьевой поток. В подобных случаях средние элементы циклов (B) будут соответствовать накоплению осадков в условиях медленных придонных течений мелководной части озера над кровлей турбидита. В свою очередь формирование верхних элементов циклов (C) будет связано с еще более мелководной обстановкой, временами сменявшейся условиями заболоченной равнины, с формированием почвенного покрова и развитием торфяников.

ФЛЮВИАЛЬНО-ОЗЕРНЫЕ УГЛЕНОСНЫЕ РАЗРЕЗЫ ГОНДВАНЫ

В доказательство дрейфа континентов и существования Гондваны — громадной суши Южного полушария — обычно приводится сходство верхнепалеозойских—мезозойских пород Индии, Африки, Южной Америки, Антарктики и Австралии. В течение этого периода истории Земли в пределах всей данной области седиментации отмечается смена климатических условий от ледниковых до умеренно-теплых и далее до пустынных или тропических. Ледниковые отложения (карбон—пермь) включают тиллиты и ленточные глины; в то же время их аналоги, отложившиеся в континентальной обстановке (особенно пермского возраста), часто содержат угленосные фации. Угленосные циклы детально рассматриваются в гл. 4 и 5, а описанные ниже разрезы, по нашему мнению, отличаются флювиально-озерным происхождением и содержат прослои углей, залегающих большей частью не in situ, а в виде вторичных скоплений, формирование которых связывается с гляциальными процессами. Подобные циклы можно обнаружить также и в отложениях, принадлежащих другим системам, например, в меловых породах Нигерии [91].

В Индии угленосные фации наиболее развиты в системе Дамуда раннегондванского возраста (нижняя пермь), которая, представляя собой толщу отложений мощностью 6000 футов (в восточной части месторождения углей долины Дамуда), содержит 50—60 угленосных циклов [242, 337]. Цикличность разреза наиболее четко выражена в серии Баракар, где последовательность слоев песчаников, глинистых сланцев и углей многократно повторяется. Например, на угольном месторождении Джария толща мощностью 2500 футов состоит из 25 подобных циклов (по данным Мехта [284] — из 30 циклов).

По условиям осадконакопления рассматриваемые разрезы характеризуются особенностями, которые присущи отложениям предгорий [210] или аллювиальным толщам [242, 337] с торфяниками, образующимися при накоплении снесенной растительности в заболоченных депрессиях. Нийоги [315] считал, что формирование серии Баракар происходило в межгорной депрессии, где предгорные аллювиальные покровные отложения образовывали зубчатое переслаивание и переходили в осадки пойменных равнин и болотные отложения. В большинстве более ранних работ отмечалось непосредственное соседство слоев углей и песчаников в разрезе, однако Нийоги [315] в качестве характерного цикла приводит такую последовательность слоев: уголь, карбонатная глина, каолинитовый алевролит и слоистые слюдистые глинистые сланцы с русловыми песчаниками. Согласно общепринятому представлению, угленосные фации указывают на теплый, гумидный климат, а их цикличность обусловлена прерывистым погружением района осадконакопления (см. гл. 5).

Более или менее сходные фациальные условия накопления устанавливаются также для серии Экка, входящей в состав системы Карру Южной Африки (табл. 3), хотя считается, что в этих разрезах пласты угля залегают in situ. Однако нам неизвестны опубликованные работы, в которых данная серия рассматривалась бы как циклически построенная толща. Угленосная формация Гвембе (одновозрастный аналог серии Экка) в Замбии представляет собой толщу озерных осадков, накопившихся вслед за флювиогляциальными [416]. По-видимому, присутствующие в толще пласты угля характеризуются вторичным залеганием и, как предполагают, накопились в результате смыва талыми водами либо с граничных участков озера, где первоначально угли залегали на песках, либо с внутриозерных отмелей, в пределах которых они подстилались илистыми осадками. Образующиеся в последнем случае глинистые фации содержат повышенное количество угленосных циклов (17 циклов

Таблица 3

Стратиграфические подразделения части системы Карру в Южной Африке и Южной Родезии
(по Бонду [41])

Южная Африка	Южная Родезия	Возраст
	Базальтовая серия	Юра
Серия Стормберг	Песчаники Форест	Верхний триас (рэтский ярус)
	Аркозы с галькой	Верхний триас
	Толща аргиллитов	
	Грубозернистые песчаники, образующие крутые обрывы (Эскарпмент-грит)	
Серия Бофорт	Глинистые сланцы Мадумабиса	Верхняя пермь
Серия Экка	Верхняя часть песчаников Ванки	
	Толща черных сланцев и углей	Нижняя пермь
	Нижняя часть песчаников Ванки	
Серия Двайка	Ледниковые отложения	Верхний карбон

в разрезе Нзании мощностью 40 футов), состоящих из следующей ритмической последовательности слоев: уголь, углистый аргиллит и карбонатный аргиллит. Несмотря на постепенное изменение литологического состава вверх по разрезу, представляется, что условиям торфонакопления благоприятствовало внезапное непрерывно-прерывистое увеличение скорости погружения. Крайне резкие латеральные изменения состава отложений приписываются периодическому подъему отдельных участков территории, обусловливавшему возникновение и завершение условий заболачивания [398]. Наши сомнения в этом выводе, касающемся резких латеральных изменений состава отложений, изложены в гл. 5 (стр. 158—161).

В восточной части площади Себунгве, расположенной в Южной Родезии, под нижней частью песчаников Ванки залегает пачка тиллитов и ленточных глин мощностью около 100 футов (см. табл. 3). Бонд [41, 42] утверждает, что в ленточных глинах могут быть установлены четко выраженные 12-летние циклы солнечных пятен (стр. 70). Однако этот автор не сообщает о каких-либо признаках повторяемости осадконакопления для вышележащих отложений черных сланцев и угленосной пачки. Бонд подчеркивает, что накоплению отложений системы Карру отвечает крупный цикл — от ледникового до аридного. Согласно представлениям Бонда [41, 42], тип седиментации частично определяется изменениями климата, а тип обломочного материала, смытого в данный бассейн, обусловлен прерывистыми, относительными тектоническими движениями областей сноса и седиментационного бассейна. Выделяются 4 цикла (см. табл. 3): первый цикл включает отложения ледникового происхождения Двайка, нижнюю часть песчаников Ванки, а также черные сланцы и угленосную толщу; второй — грубозернистую верхнюю часть песчаников Ванки (их подошва устанавливается по поверхности несогласия) и нижнюю часть сланцев Мадумабиса, которые представлены местами угленосными фациями [43]. Третий цикл содержит грубозернистый песчаник с гальками (Эскарпмент-грит) и тонкозернистые, иногда мергелистые и песчаные пласты пачки аргиллитов; наконец, к четвертому циклу относятся пачка аркозов с галькой и песчаники Форест. В краевых частях бассейна каждый из циклов ограничивается перерывом

осадконакопления. Каждый из циклов достигает мощности нескольких сотен, а иногда и тысяч футов. Согласно существующему представлению, циклы отражают периодические, относительные погружения седиментационного бассейна и связанное с этим неоднократное возрождение дренажных систем, обеспечивающих поступление обломочного материала.

В Антарктиде аналогом разрезов Гондваны является комплекс отложений, относимый к так называемой системе Бикон [183], схема расчленения которой представлена в табл. 4. На некоторых площадях от-

Таблица 4

Стратиграфические подразделения верхней части системы Бикон

Возраст	Центральная Виктория	Южная Виктория	Хребет Королевы Мод
Юра	Комплекс отложений Виктория: Юра, Песчаники		
Триас	Триас, Пласты с ископаемой растительностью	Формация Фалла	
Верхняя пермь	Угленосная свита Бастион	Угленосная свита Бакли	Пачка *D* (?), Пачка *C*, Пачка *B*, Пачка *A*
«Пермо-карбон»		Формация Маккелар	
Верхний карбон (?)	Отсутствие осадконакопления (?)	Тиллиты Пагода	

дельные части разрезов этой системы характеризуются цикличным строением. Как уже отмечалось выше (стр. 42), В. Р. Мак-Грегор [282] описывал данное явление для отложений формации Фалла. Однако цикличность нижележащей угленосной свиты Бакли, согласно В. Р. Мак-Грегору, выражена менее отчетливо, а А. Д. Аллен [5], касаясь угленосной свиты Бастион, специально отметил, что пласты угля залегают в толще отложений, не обнаруживающей ритмичного строения. Между тем Гриндли [167] высказал мнение о возможном наличии циклов в этих отложениях, а Барретт [31] описал в пределах хребта Королевы Мод сложносоставную последовательность отложений, которая соответствует выделяемой им «пачке *C*» и представляет собой 800—900-футовый разрез угленосных осадков, предположительно одновозрастных с угленосными свитами Бастион и Бакли. Эта последовательность отложений начинается толщей галечников и песчаников (гальки—кварцевые, хорошо окатанные, часто залегающие на эродированной поверхности подстилающих отложений; песчаник — светлосерый, косослоистый, грубозернистый). Вверх по разрезу отмечается уменьшение зернистости отложений и замещение четко выраженной косой слоистости косой микрослоистой текстурой. Тонкозернистые песчаники постепенно переходят в пачку глинистых сланцев, состоящих из светлых и темных слоев, затем в углистые сланцы и, наконец, еще выше в разрезе появляются пласты угля. Ни один из изученных циклов не содержит всех особенностей строения и литологических разновидностей вышеописанного цикла: в некоторых из них осадконакопление начинается с микрослоистых тонкозернистых песчаников; для большинства циклов характерен эрозионный размыв верхних слоев ([31], стр. 352).

Несмотря на различные мнения в отношении цикличности строения угленосных фаций системы Бикон, большинство авторов единодушны

в своих взглядах на условия осадконакопления этих отложений. В общих чертах, очевидно, после позднекаменноугольного времени климатические условия здесь стали менее суровыми по сравнению с предшествующими ледниковыми, хотя присутствие углей не обязательно означает режим умеренно-теплых или субтропических температур. Наличие ленточных глин в разрезах угленосных свит хребта Королевы Александры указывает на то, что в пределах этой территории во время накопления угленосной формации установился относительно прохладный, а возможно даже и холодный, перегляциальный климат [167].

Породы самой верхней части системы Бикон рассматриваются как флювиальные и озерные отложения. Предполагается, что в этой части разреза пласты угля сформировались в заболоченных краевых участках озер и лагун главным образом из привнесенного растительного материала. Барретт [31] описал тонкозернистые отложения пачек *A* и *B* (см. табл. 4) как образовавшиеся в озерной обстановке. Присутствие угленосной свиты (пачка *C*) свидетельствует о смене режима озерного осадконакопления флювиальной седиментацией, вероятно, протекавшей в пределах широкой и низкой аллювиальной равнины у подножия гор. Основная часть углистого материала накапливалась в небольших эфемерных озерах и естественных заводях, несмотря на то что и условия заболачивания возникали в отдельные кратковременные периоды. Последнее обстоятельство в конечном счете предопределило повышенную углистость отложений.

Интерпретация угленосных циклов, предложенная Барреттом [31], как это можно заметить, вполне применима для объяснения генезиса других угленосных разрезов Гондваны. «Изменение зернистости отложений по разрезу и особенности их напластования в циклах угленосной свиты Кейп-Сюрпрайз свидетельствуют о прогрессивном снижении скорости течений в процессе накопления каждого цикла. По-видимому, при образовании каждого седиментационного цикла происходила быстрая смена условий застойных вод режимом активных течений, поскольку даже в тех разрезах, где отсутствуют явные эрозионные размывы, переход от темных глинистых сланцев к песчаникам занимает не более нескольких дюймов разреза. Примечательной особенностью циклов является и то, что каждый из них начинается отложениями неглубоких врезов, которые отвечают моменту выхода из берегов близлежащей реки, затопляющей большую часть окружающего пространства. Эрозионные процессы происходили только на тех участках, где течение воды было наиболее сильным, однако непрерывное осадконакопление протекало повсеместно. В процессе осадконакопления скорости течений постепенно падали до тех пор, пока большая часть затопленных пространств вновь не оказывалась покрытой озерами и болотами» ([31], стр. 361—362). С другой стороны, по изменению литологического состава эти отложения напоминают последовательности напластования, описанные Дж. Р. Л. Алленом [6], для которых характерно утонение обломочного материала вверх по разрезу. Детальное описание таких последовательностей напластования приведено выше в настоящей главе (стр. 32). Представляет интерес остановиться на причинах, обусловивших распространение в пределах пермской Гондваны заболоченных, покрытых растительностью равнин, а в Северном полушарии — бесплодных равнин (время накопления древнего красного песчаника). Возникает вопрос, происходило ли это в основном из-за климатических различий, или растения эволюционировали недостаточно для адаптации к описанным условиям Северного полушария, или же, наконец, вследствие влияния обоих этих факторов.

Отложения гондванского возраста Австралии рассматриваются по международной стратиграфической номенклатуре как каменноугольные,

пермские и другие. В верхнем карбоне Нового Южного Уэльса недавно обнаружены тиллиты и ленточные глины, а также некоторые ранее неизвестные интересные особенности разреза (см. стр. 46). Возможное подразделение пермских отложений Нового Южного Уэльса показано в табл. 5 [44], хотя следует подчеркнуть значительные латеральные изменения их литологического состава и мощностей.

Отложения серий Далвуд и Мейтленд (преимущественно песчаники и глинистые сланцы) местами содержат остатки морской фауны и в целом рассматриваются как морские в отличие от неморских отложений угленосных свит. Комплекс пород Далвуд — Грета и Мейтлендт — Томаго — Ньюкасл действительно рассматривался как два крупных тектогенных ритма морского и пресноводного осадконакопления, которые сформированы в заливе Тасманской геосинклинали [44].

Таблица 5

Расчленение пермских отложений Нового Южного Уэльса

Группы	Максимальные мощности, футы
Угленосная свита Ньюкасл	1000
Угленосная свита Томаго	4000
Группа Мейтленд	6000
Угленосная свита Грета	1000
Группа Далвуд	6000

Цикличная седиментация угленосных фаций впервые обнаружена в 1953 г. в разрезе отложений Томаго месторождения угля Сингл-тон-Масуэлбрук. В последующие годы это явление было отмечено в других угленосных свитах и в ряде месторождений угля (например, [45, 46, 443, 44]). Во всех случаях очевидно, что циклы в своем большинстве состоят из последовательности пород, характеризующихся утонением обломочного материала вверх по разрезу. Последовательность представлена следующими отложениями: конгломератами или «граувакками», песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. В связи с флювиальной природой отложений весьма типичными являются латеральные изменения нижней, более грубозернистой части разреза. Несмотря на то что Букер [44] не пришел к определенным выводам относительно происхождения этих циклов, признаки оледенения пермского времени позволили ему предположить, что в периоды общего сокращения размеров ледников процессы седиментации могли протекать в озерах в результате привноса обломочного материала и растительных остатков талыми водами.

Внутри серий морских отложений Букером ([44], стр. 51) выделены циклы, состоящие из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. С увеличением глубины морского бассейна и по мере удаления от области сноса вышеназванные последовательности отложений сменяются циклами, включающими песчаники, глинистые сланцы и известняки. Однако приводимые Букером доказательства цикличного строения серий морских отложений путаны и противоречивы (см., например, [44], стр. 22 и стр. 32—36). В разрезах толщи Мейтленд установлены признаки двух регрессий морского бассейна, аналогичных тем, которые предшествовали седиментации угленосных свит Грета и Томаго — Ньюкасл.

Цикличность угленосной свиты Томаго в районе Хоуик связывается с эпейрогеническими движениями [443]. Выделяются три крупных цикла отложений, однако не совсем ясно их внутреннее строение. Побочные ритмы, осложняющие первый и третий крупные циклы, в своем полном виде включают следующую последовательность слоев: «граувакки», алевролиты, глинистые сланцы, уголь, глинистые сланцы. Второй крупный цикл содержит менее мощные и не столь четкие побочные ритмы.

Угленосная свита Ньюкасл и ее примерный эквивалент — угленосная свита Илловарра, распространенная в южной части месторождения

Угольное, — были изучены методами Даффа и Уолтона (см. стр. 19—21 и 142—143). Верхняя часть угленосной свиты Илловарра представлена здесь последовательностью отложений, характеризующейся утонением обломочного материала вверх по напластованию, что соответствует типу цикличности, уже упоминавшейся ранее в настоящей главе (стр. 34). Кроме того, в этой части разреза отмечается наличие циклов, состоящих из совокупности тонкозернистых, грубозернистых и вновь тонкозернистых пород, что позволяет сравнивать подобные циклы с циклами угленосных свит Европы (гл. 5). Поэтому Дафф считал, что эти циклы представлены отложениями, накопившимися как в пойменных, так и в дельтовых условиях, и предполагал, что они, вероятно, формировались в результате обычного седиментационного механизма, усложненного периодическим притоком талых ледниковых вод.

Иначе представляются условия накопления угленосной свиты Ньюкасл, характерной особенностью которой является присутствие в разрезе мощных слоев конгломератов и туфов. Известно, что в пределах района распространения этой свиты тектоническая активность и вулканизм проявлялись одновременно с осадконакоплением, а районы, удаленные от прибрежной полосы, были подвержены оледенению. Подобные факторы создают трудности в определении одного из наиболее вероятных механизмов формирования циклов.

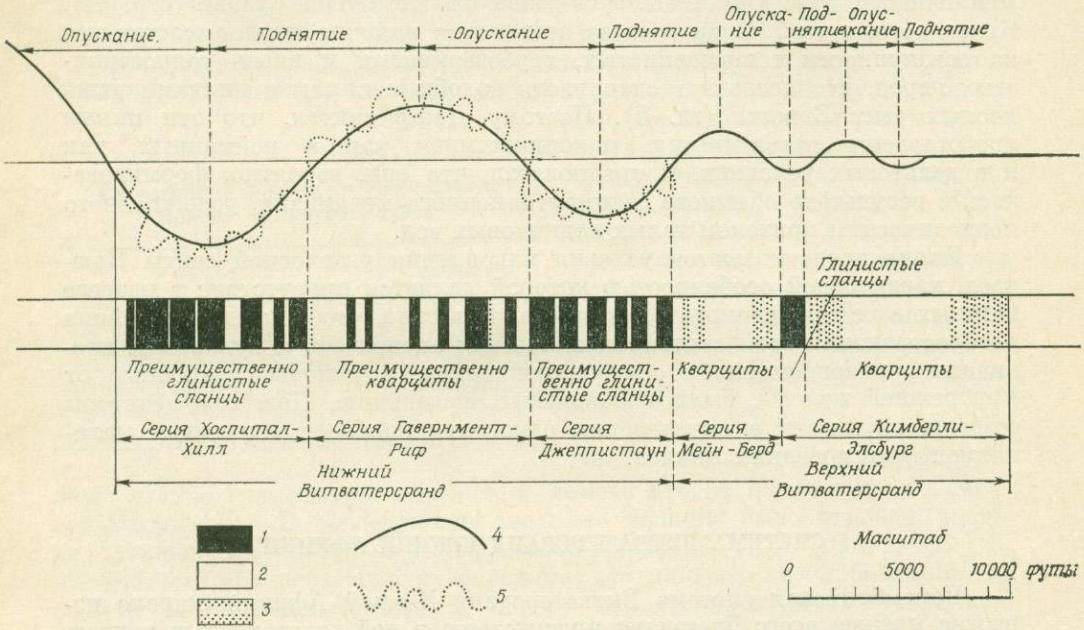
СИСТЕМА ВИТВАТЕРСРАНД ЮЖНОЙ АФРИКИ

Докембрийская система Витватерсранд Южной Африки широко известна прежде всего благодаря присутствию в ней золотоносных конгломератов. Однако до настоящего времени отсутствует общепринятое представление как о происхождении этих руд, так и об обстановке накопления осадков, образующих данную систему. Ниже будет показано, что некоторые авторы относят эти отложения к морским образованиям, а другие утверждают, что отложения системы Витватерсранд имеют континентальное происхождение.

Система отложений Витватерсранд мощностью около 25 000 футов может быть расчленена на две части — верхнюю и нижнюю. Породы нижней части системы Витватерсранд (15 000 футов) состоят в основном из переслаивающихся кварцитов и глинистых сланцев. В свою очередь верхняя часть системы Витватерсранд, не считая горизонта глинистых сланцев Кимберли, образована чередующимися кварцитами и конгломератами. Золото, урапинит и другие рудные ископаемые содержатся в заполнителе некоторых конгломератов.

Рассматривая разрез отложений Витватерсранд в целом (фиг. 20), можно отметить общее погрубение кластического материала вверх по напластованию; наряду с общим изменением зернистости обломочных пород обнаруживается ритмичное чередование определенных литологических комплексов. В разрезе нижней части системы Витватерсранд комплекс пород, представленных преимущественно глинистыми сланцами, чередуется с комплексом кварцитов, а в верхней части этой системы более тонкозернистыми породами (не считая глинистые сланцы Кимберли) являются кварциты; они переслаиваются с комплексом пород, состоящих главным образом из конгломератов. Шарп [385] эти крупные по масштабам периодически повторяющиеся элементы разреза отнес к циклам, а термин «циклотема» использовал для характеристики менее мощных чередующихся сочетаний кварцитов—глинистых сланцев (нижняя часть системы Витватерсранд) и кварцитов—конгломератов (верхняя часть системы Витватерсранд).

Вероятный механизм образования этих циклов Шарп связывал с периодическими поднятиями и опусканиями покрытой морем территории [385]. Начинаясь в момент накопления горизонтов глинистых сланцев (например, сланцы Джеппестаун и Кимберли, см. фиг. 20), периоды



Фиг. 20. Диаграмма цикличного осадконакопления системы Витватерсранд (по Шарпу [385]).

1 — группы глинистых сланцев; *2* — группы кварцитов; *3* — группы кварцитовых конгломератов; *4* — первичные, осцилляционные, циклы; *5* — вторичные, седиментационные, циклы.

поднятий сменялись периодами опусканий и затоплением суши трансгрессирующим морем. Шарп считал, что золотоносный конгломерат («банкет») образовался в результате воздействия трансгрессирующего моря на прибрежную полосу суши. Море оставляло устойчивые к разрушению гальки, а золоторудные полосы формировались вдоль последовательно изменяющейся береговой линии (табл. 6). Подчиненные ритмично повторяющиеся элементы разрезов («циклотемы»), устанавливаемые по чередованию пачек конгломератов и кварцитов, согласно Шарпу, представляют результат воздействия осцилляционных тектонических движений. Последние, однако, не вызывали столь длительных перерывов в осадконакоплении, какие имели место непосредственно перед отложением основных, продуктивных, конгломератов. Погрубение осадков, накапливающихся в бассейне, было обусловлено как обмелением моря, так и поднятием суши и эрозией областей сноса. Таким образом, каждый цикл может быть сопоставлен с циклом эрозии, в течение которого происходило постепенное сокращение размеров приподнятой области сноса и сопутствующее этому уменьшение размеров зерен накапливающихся осадков (по Борчерсу, цитируется в [447]).

Уиболс [477] отрицал значение повторяющихся тектонических движений в образовании циклических разрезов Витватерсранда независимо от того, носили ли эти движения осцилляционный характер, направленный вверх или вниз, либо представляли непрерывно-прерывистое опускание. Он рассматривал формирование циклов как результат последовательно сменяющих друг друга периодов оледенения, возникавших на

Таблица 6

Литологический состав и условия формирования главных циклов системы Витватерсранд
(по Шарпу [385])

Затопление	(*G*)	*Кварциты Висячего крыла (Хэнгингуолл) и рифы Лидер* Рифы Лидер имеют высокую потенциальную продуктивность регионального значения. Они формировались на периодически поднимающихся участках бассейна осадконакопления	Грубозернистые кварциты и песчаники, локально распространенные галечники, содержащие гальку обычно мелкого размера. Увеличение продуктивности в рифах Висячего крыла (Хэнгингуолл), или Лидер, можно ожидать благодаря вторичному обогащению в береговой зоне рудоносных осадков, отлагавшихся на песках, уже сформированных приливно-отливными процессами и течениями
Опускание	(*F*)	*Продуктивные отложения промышленного значения*	Конгломераты состоят в основном из хорошо окатанных кварцевых галек. Отмечены скопления тяжелых минералов и *золота*. *Уголь* обычно представлен изолированными гранулярными формами, но иногда встречается в виде пропластков вдоль плоскостей наслоения. В последних уголь может иметь столбчатую текстуру, перпендикулярную плоскостям наслоения
		ПОВЕРХНОСТЬ НЕСОГЛАСИЯ	
	(*E*)	*Русловые и лагунные отложения.* Отложения меандрирующих русловых потоков, перекрещивающиеся с породами лагунного типа. В отдельных местах лагунные породы перекрывают ранее сформированные отложения русловых потоков	(2) Лагунные отложения (*c*) Аргиллитовые породы, часто тонкослоистые, пестрые от иссиня-черных до серых и цвета хаки. Весьма характерно присутствие хлоритоидных минералов, иногда образующих переплетающуюся сеть кристаллов, однако эти минералы могут и отсутствовать
Эрозия			(*b*) Смешанный тип пород, состоящих из галек и зерен кварца, неравномерно рассеяных в аргиллитовой цементирующей массе, окрашенной в темно-серый до черного цвет или цвет хаки. Этот тип пород именуется по-разному: «Сноусторм-Риф», «Бастард-Риф», «Хайбрид-Риф», «Пудингстоун-Риф» и др. (*a*) Иногда представлены базальными галечниками, перекрытыми кварцитами
Эрозия			(1) Русловые отложения. Грубозернистые осадки, обычно кварциты, гравелиты или крайне неравномерно отсортированные линзы конгломератов. Гальки двух типов: угловатые и округлые. Потенциально продуктивны на отдельных площадях горизонты обоих типов кварцитов: как «пиритовых кварцитов», так и залегающих внутри толщи конгломератов. *Уголь* — обычно гранулярной формы
Поднятие	(*D*)	*Конгломератовые породы*	Невыдержанные пласты конгломератов, содержащих угловатые об-

Продолжение табл. 6

			ломки кремнистой породы и окатанные кварцевые гальки; породы продуктивны на отдельных участках
	(*C*)	*Кремнистые кварциты с включениями угловатых кремнёвых галек*	Эти кварциты часто имеют зеленоватый оттенок и характеризуются беспорядочным скоплением угловатых кремнёвых галек
	(*B*)	*Тонкозернистые кварциты*	Тонкозернистые кварциты; глинистые вблизи подошвы, образуют в разрезе переходную (к глинистым сланцам) пачку, породы которой по мере удаления от глинистых сланцев становятся более кремнистыми. Переходная пачка содержит характерный слюдистый прослой
Поднятие	(*A*)	*Глинистые сланцы*	Слоистые глинистые сланцы серого и темно-серого цвета с прослоями тонкозернистых глинистых кварцитов

фоне непрерывного погружения седиментационного бассейна. Внутри бассейна существовало обширное внутриматериковое море, которое периодически покрывалось льдом. Этот ледниковый покров, по Уиболсу, обусловил развитие конгломератов, представляющих собой донную морену. Отдельные включения этих грубых, слабо обработанных обломков можно наблюдать в плохо отсортированных конгломератах, залегающих под основными банкетами, известными под названием «Пудингстоун», «Сноусторм-Рок», «Бастард-Риф» и т. д. Рудоносные породы отличаются повышенным содержанием рудных минералов, лучшей сортировкой и более значительной окатанностью галек. Эти особенности рудоносных конгломератов Уиболс [477] приписывал воздействию процесса переработки морены трансгрессирующим морем. Морские трансгрессии, по мнению этого автора, следует связывать с межледниковыми периодами, когда льды таяли и отступали. Вытянутость полосы распространения продуктивных конгломератов могла быть обусловлена накоплением руды водными потоками, действующими под ледниковым покровом во время формирования озов. Отложения, ассоциирующиеся в разрезе с конгломератами, представляют собой тонкослоистые породы, которые Уиболс охарактеризовал как ленточные осадки, хотя ранее Трутером (ссылка приведена по Уиболсу [477]), отметившим весьма отчетливую линзовидность их залегания, подобная трактовка была отвергнута.

Эти отложения могут быть также интерпретированы как континентальные, а существующая ориентировка продуктивных полос и длинных осей галек истолкована как результат аккумуляции осадков в условиях обширной аллювиальной равнины [347]. Очевидно, в этих условиях существенную роль должны играть русловые процессы. В соответствии с ориентировкой галек и продуктивной рудоносной полосы предполагается, что осадконакопление распространялось в направлении с северо-запада к югу и востоку [347]. Это доказывается ориентировкой косой слоистости; между тем обнаружено, что и гребни поперечной ряби также располагаются в направлении с северо-запада на юго-восток [182]. Поэтому Харгрейвс заключил, что наряду с речной деятельностью на осадконакопление воздействовали приливно-отливные процессы, образующие рябь и распространяющиеся в направлении с юго-запада на северо-восток. Дж. У. Бейнс (ссылка по Либенбергу [264]) считал, что направление приливно-отливных движений, вероятно, было довольно сложным. Он предполагал, что продуктивные зоны должны сходиться в направле-

нии отливных течений (скорее, чем расходиться, как полагал Рейнеке [347]). В таком случае на протяжении цикла Мейн-Риф движение осадков осуществлялось в направлении с востока на запад. Подтверждением этого движения служит наблюдаемое уменьшение размеров гальки и косая слоистость. Однако во время осадконакопления горизонта Кимберли направление сменилось на противоположное и осадки перемещались с запада на восток. Установлено также, что образование скоплений рудных минералов в основании конгломератов характерно для флювиального осадконакопления в большей степени, чем для пляжного. Согласно Бейнсу, среди продуктивных пород только риф Доминьон содержит такую концентрацию руды, которую можно ожидать на пляжах. Более того, действие волн способствует накоплению тяжелых минералов в маломощных, узких пропластках параллельно побережью моря; этим пропласткам свойственно очень незначительное ветвление. Параллелизм береговой зоне типичен и для распространения рудных скоплений, но ветвление представляет их общую особенность. Рейнеке [347] для объяснения увеличивающейся в размерах зернистости пород от нижней части Витватерсранд к верхней, а также для обоснования присутствия поверхностей несогласия (равно как и русловых врезов) под основными продуктивными горизонтами привлек такой фактор, как тектонические движения земной коры. Широкое распространение конгломератов в различных горизонтах разреза, по мнению Рейнеке, обусловлено быстрым дренированием озер, запруженных ледниками или оползнями.

Утонение обломочного материала вверх по разрезу, а также наличие внутриформационных несогласий позволили Антробусу [21] предположить, что первичный бассейн осадконакопления не столь значительно превосходил по размерам ныне существующую площадь распространения отложений. Рассматривая эти отложения как континентальные, Антробус проводил сравнение между бассейном Витватерсранда и осадконакоплением в провинции Бассейнов и Хребтов США. Согласно его взглядам, периоды накопления осадков, вероятно, контролировались тектоническими движениями, охватывавшими как области сноса, так и сами бассейны. В частности, формированию золотоносных отложений отвечали периоды тектонического затишья, в течение которых грубый материал отлагался в виде тонкого слоя, широко распространяясь по поверхности педимента у внешних границ бассейна Витватерсранд. Вероятно, возобновление тектонических движений и в «бассейне» и в «хребтах» обусловливало возобновление процесса осадконакопления, что могло привести к формированию серии сопряженных друг с другом аллювиальных конусов выноса.

Очевидно, требуется еще значительное число седиментологических данных, чтобы решить вопрос о вероятной обстановке накопления пород Витватерсранд, однако, кажется, уже сейчас имеется общая точка зрения (за исключением сторонников гляциального происхождения цикличности) по крайней мере на присутствие несогласия в подошве основных циклов. Следовательно, не исключено, что данные циклы являют собой примеры тектонически предопределенных осцилляций процесса осадконакопления. Меньшие по размерам, соподчиненные циклы («циклотемы», по Шарпу [385]) могут также быть предопределены тектоническими движениями, однако здесь нельзя полностью исключить влияние и гляциального фактора. С другой стороны, эти побочные циклы, возможно, образовались в результате периодического затапливания территории, как это предполагал Рейнеке [347]. Представляется, однако, что нет нужды прибегать к таким специфическим причинам затопления, как размыв подпруживающих перемычек, если в современных условиях изменение зернистости отложений аллювиальных конусов выноса с очевидностью вызывается спазматическими штормами.

ГЛАВА 3

Циклы в озерных режимах

ВВЕДЕНИЕ

Вероятно, наиболее ярким примером ритмичной аккумуляции осадков является формирование ледниковых ленточных глин плейстоценового возраста, описанных в частности, в северных районах Европы и Северной Америки. Многими авторами было отмечено сходство некоторых древних отложений с ледниковыми ленточными глинами (например, [71, 64, 323]). Однако из-за недостаточной детальности работ по более древним породам и в связи с тем, что эти работы не содержат каких-либо дополнительных теоретических положений, в настоящей главе основное внимание уделяется цикличности плейстоценовых отложений.

Кроме того, будет рассмотрен ряд примеров ритмичной аккумуляции осадков в неледниковых озерных условиях. Представляется, что для обоих типов озерных отложений — как ледниковых, так и неледниковых — характерны годичные ритмы осадконакопления, в отличие от всех других рассматриваемых в этой книге циклов, точная продолжительность которых в годах либо совсем неизвестна, либо в лучшем случае оценивается очень приближенно. Более того, одни ленточные глины отличаются от других (особенно по мощности), в связи с чем предполагается более длительное формирование отдельных их разновидностей, период накопления которых может быть измерен годами. Другие долгопериодические изменения предполагаются также на основании более крупных циклов, образованных различными кластическими осадками.

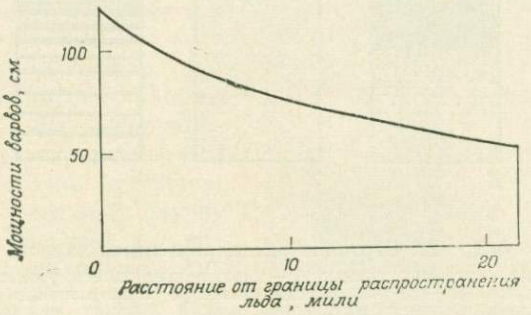
Поскольку климат, по-видимому, представляет один из главных факторов, контролирующих процесс осадконакопления в целом, отдельные разновидности циклов озерных отложений, очевидно, фиксируют периодические метеорологические изменения. Ряд таких периодов был предложен на основе обычного просмотра и субъективного сопоставления разрезов (особенно часто используются привлекательные 11-летние циклы, связываемые с солнечной активностью). Методы более точного научного исследования могут со временем привести к более определенным заключениям относительно той или иной предполагаемой периодичности (гл. 1).

ЛЕДНИКОВЫЕ ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ

В своем простейшем виде ритмично построенные толщи глин, сформированные в ледниковых озерах, состоят из множества пар элементов. Одна часть такой пары представлена более грубозернистыми осадками (обычно тонкозернистыми песками или алевритами), другая часть образована тонкозернистым материалом — глинами. Каждая пара составляет ритмическую единицу, или «варв». Мощность отдельно взятого варва обычно равна нескольким сантиметрам, однако некоторые достигают

метра, тогда как другие могут иметь мощность всего несколько миллиметров. Происхождение последних — микроварвов — вызывает сомнения, поскольку они могли быть сформированы в озере скорее просто как слойки, а не отложения в течение одного года. Очевидно, их следовало бы называть иначе, поскольку термин «варв» был предложен Де Геером [83] для определения слоя осадков, образованного в течение одного года.

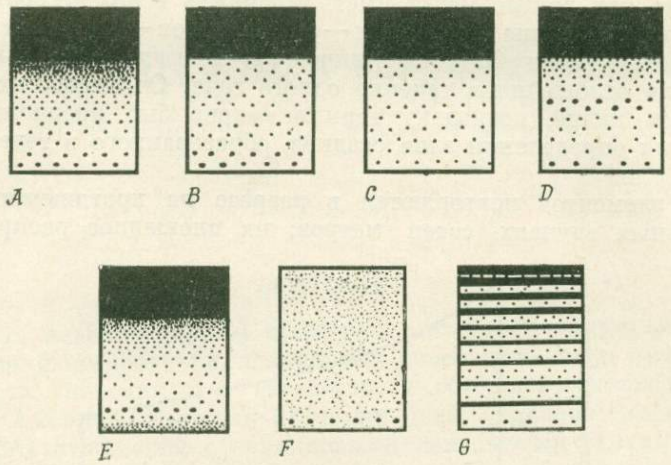
Пары элементов повторяются в разрезе на протяжении десятков, а в отдельных случаях сотен метров; их площадное распространение



Фиг. 21. Кривая, показывающая уменьшение мощности варвов по мере удаления от границы распространения льда в озере Барлоу, восточная часть Канады (по Антевсу [19]).

различно. Некоторые ленточные глины (например, в Швеции и Финляндии) развиты на площади в сотни квадратных километров; другие (в частности, многие ленточные глины Дании) пользуются весьма ограниченным распространением [180]. Совершенно ясно, что основным фактором, обусловливающим то или иное площадное распространение ленточных глин, является величина родоначального озера, которая с точки зрения водной массы менялась от размеров, сопоставимых с современным Балтийским морем, до очень маленьких озер протяженностью несколько сотен метров (например, ледовое озеро Плато-Хилл в Дании [180]). Уменьшение мощности варвов с удалением от источника сноса имеет общий характер и может наблюдаться при прослеживании отдельно взятого варва или всей последовательности озерных отложений (фиг. 21). Подобное уменьшение мощности ленточных глин имеет место и в вертикальном разрезе, так как они последовательно накапливались по мере отступания ледового покрова. Обычно это изменение постепенное, но «темп» уменьшения мощности может быть ускорен различной силой течения, изменением формы озера и его солености. Так, некоторые ленточные глины Финляндии развиты на протяжении 100 *км* и более, однако распространение других может быть ограничено 25—50 *км*. Отмеченное выше явление объяснялось Саурамо [369] влиянием процесса флоккуляции и ускоренным осадконакоплением в относительно соленых водах. Флоккуляция в морских условиях может полностью затормозить развитие ленточных глин, поэтому думается, что воды, в которых образовались хорошо выраженные варвы, являлись пресными. В этой связи следует подчеркнуть отсутствие или очень бедный состав фауны, ограниченный, согласно отдельным сообщениям, беспозвоночными (особенно двустворчатыми), а также редкими остатками рыб [195].

Варвы, обычно рассматриваемые в геохронологических исследованиях и широко известные благодаря классическим работам Де Геера ([84],



Фиг. 22. Строение различных типов варвов.

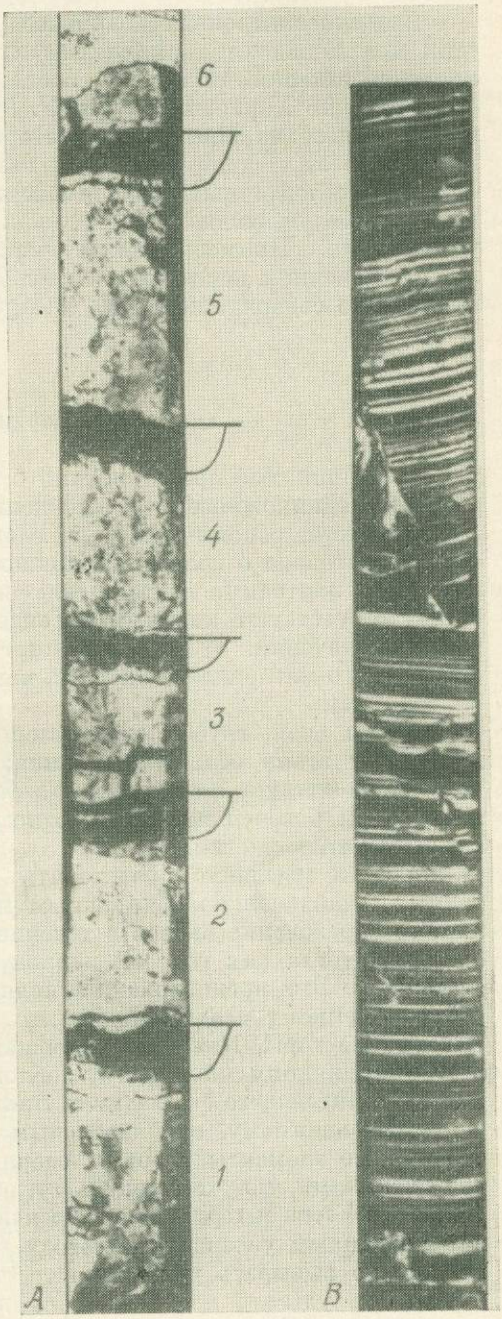
A—E — диатектические ленточные глины: *A* — характеризующиеся утонением обломочного материала вверх по разрезу; *B* — то же, резкий контакт с подстилающим слоем; *C* — очень незначительное утонение обломочного материала, резкий контакт между слоями; *D* — тонкий грубозернистый пропласток в середине летнего слоя; *E* — тонкая переходная зона в основании слоя, представленного обломочным материалом, постепенно утоняющимся вверх по разрезу; *F* — симмиктические варвы; *G* — сложные варвы.

приведена исчерпывающая библиография по данному вопросу), как правило, относятся к только что описанному типу, в котором грубозернистый слой залегает под тонкозернистыми осадками — глинами (фиг. 22, *A*). Для удобства изложения материала нижний слой обозначим индексом *S* (обычно пески или алевриты — sand, silt), а верхний слой — *C* (глина — clay). В рамках этого простейшего типа варвов отмечается ряд разновидностей (см. фиг. 22). Одна из них обнаруживает резкий контакт с подстилающим глинистым слоем и почти идеально выраженное утонение обломочного материала от светлоокрашенного слоя *S* к вышезалегающему слою *C*. Вторая разновидность характеризуется утонением зерен осадков снизу вверх по разрезу, но при наличии резкого контакта между составляющими эти варвы слоями *S* и *C*. Третий тип отличается отсутствием или очень незначительным утонением обломочного материала слоя *S* вверх по разрезу и резким контактом последнего со слоем *C*. В другом случае слой *S* может иметь резким только нижний контакт, а маломощный более грубозернистый прослой появляется в средней или даже верхней части этого слоя [195]. В подошве слоя *S* возможно наличие тонкой переходной зоны, а в некоторых разновидностях варвов разделы между составляющими их элементами отсутствуют или очень нечетко выражены в связи с однообразием состава осадков выше маломощного грубозернистого слоя, залегающего у самой подошвы. Последняя разновидность варвов обычно характеризуется большей мощностью, чем предшествующие.

Все вышеотмеченные разновидности могут быть включены в тип простых варвов, выделяемый Антевсом [20]. Этому типу в целом соответствуют варвы типа *B* по Хансену [180]. В случаях если варвам свойственна некоторая дифференциация гранулометрического состава в вертикальном разрезе при общем утонении обломочного материала вверх по напластованию, они именуются *диатектическими* (diatectic varve); если же подобные изменения в действительности не наблюдаются, ленточные глины относят к *симмиктическим* (symmictic varve [369]).

Согласно Антевсу [20], простые варвы могут также содержать четко выраженные слойки алеврита или песка в слое *S* и глины в слое *C*. Эти слойки могут выделяться по величине зерен или по различию в окраске; при этом существенным моментом является то, что глинистые слойки не появляются в слое *S* и, наоборот, песок или алеврит не обнаруживаются в вышележащем слое *C*. Однако не все варвы могут быть отнесены к подобному простому типу.

Слой *S* может содержать подчиненные по мощности слойки глины, а, казалось бы, четко прослеживающийся в разрезах слой *C* иногда включает тонкие пропластки алеврита и в отдельных случаях даже песка. В разрезах, где наблюдались эти особенности, Антевс [20] выделил сложный тип варвов. Следует заметить, что вышеупомянутые пропластки почти всегда являются параллельно выдержанными; очень редко отмечается косая слоистость в виде волноприбойных знаков; в отдельных случаях обнаруживаются зоны смятых пропластков. Сложные варвы обычно более мощные, чем их простые аналоги, а глинистые пропластки внутри слоя *S* образуют тонкие двуслойные образования (микроварвы), которые в основном имеют то же строение, что и простые варвы. Хансен [180] признавал, что крайнее развитие микроварвов в разрезах глин Дании приводит к появлению тонкослоистых, а не ленточных отложений (фиг. 23). Варвы, в верхней части которых наблюдается некоторая микрослоистость, Хансен выделил в качестве «зонального» типа, однако почти все они могут быть включены в тип сложных варвов. Еще одна классификационная категория рассматриваемых глин, отличающаяся исключительно большой мощностью, была названа Антевсом [19] «дренажными варвами». Своей большой мощностью эти ленточные глины обязаны обильному поступлению материала в результате изменений дренажного режима, например в связи с обрушением земляных или ледяных естественных дамб. В целом ни одна из этих классификационных систем



Фиг. 23.

A — простые диатектические варвы; *B*—микрослоистость в глинах Дании (по Хансену [180]).

не является удовлетворительной; тем не менее вполне допустимо использовать вслед за Антевсом термины «простые варвы» и «сложные варвы».

Вышерассмотренные наиболее общие характеристики ленточных глин подтверждаются анализами их гранулометрического состава. Утонение обломочного материала слоев *S* ленточных глин вверх по разрезу было описано Хорнером [195] и У. Дж. Иденом [115], несмотря на то что на последнего из упомянутых авторов произвело впечатление почти повсеместное отсутствие такого утонения в глинах озера Стип-Рок Канады. Сортировка ленточных осадков обычно хорошая, и, насколько ограниченные данные позволяют сделать какие-либо заключения, отклонений не установлено. Примечательной чертой большинства ленточных глин (за исключением некоторых варвов Дании [180]) является более высокое процентное содержание $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в слое *S*, чем в слое *C*.

Периодичность

Общепринятые представления о том, что ритмичные пары элементов разрезов ледниково-озерных отложений фиксируют годичные циклы осадконакопления, основываются на следующем ряде доказательств:

1. Не говоря о колебании мощности от краевых к внутренним участкам озера ленточные глины исключительно хорошо выдержаны по мощности; отсутствуют какие-либо свидетельства сильно варьирующего воздействия течений. Это предполагает скорее периодическое поступление обломочного материала в бассейн, чем влияние изменчивых течений внутри бассейна.

2. Два слоя, грубо- и тонкозернистый, по-видимому, отражают два различных этапа осадконакопления; один из них, более кратковременный, соответствует поступлению в бассейн песка или алеврита; второй, по времени более длительный, относится к периоду медленного осаждения глинистых частиц.

3. Если мысленно представить себе вероятный источник сноса — область, снабжающую обломочным материалом, — и путь его перемещения, то образование варвов в течение одних суток покажется невероятно быстрым, тогда как годовой период времени представляется вполне достаточным. Это предположение подкрепляется фактическим материалом по современному осадконакоплению. Так, например, осадки озера Луиз (Скалистые горы, Канада), содержат слои, мощность которых соответствует годичному количеству обломочного материала, поступающего в озеро с питающего его ледника Виктория [222].

4. По-видимому, окончательным подтверждением той точки зрения, что парные элементы разрезов озерных отложений являются годичными образованиями, может служить согласованность «ленточной» хронологии Хольт-Де Геера и геохронологической схемы плейстоцена, разработанной по данным углеродного метода (по C_{14} [203], табл. 7). Вместе с тем не должно вызывать удивления то, что между этими схемами, полученными в результате использования двух разных методов, нет точного соответствия. Следует учесть, что ряд погрешностей свойствен самой процедуре подсчета количества варвов. Во-первых, метод корреляции, включающей попросту сравнение мощностей наборов варвов, всегда опирается на определенное допущение; во-вторых, большие трудности интерпретации возникают в связи с наличием в разрезах сложных варвов, а также зон, в которых они плохо выражены или отсутствуют. Признавая подобные трудности, Хансен [180] писал: «Чтобы решить вопрос в этой

Таблица 7

Определение возраста по варвам и данным радиоуглеродного метода
(по Холмсу [193])

Данные радиоуглеродного метода (± 150—200 лет)				Количество варвов	
	Великобритания	Дания	Швеция	Швеция	Финляндия
W II c	10 260			*S III* { 10 093	10 075
Поздний дриас (*похолодание*)	Последние ледниковые цирки областей нагорий			{ 10 213	10 175
Валдерс (наступание льда),				*S II* { 10 275	
			10 720	{ 10 458	Норвегия 10 500
Северная Америка				*S I* { —	
				{ 10 800	
	10 760		10 880	10 880	
Аллерёд (*потепление*)					
Интервал Ту-Крикс, Северная Америка					
	11 960	12 070	12 000	12 140	
W II в					
Ранний дриас (*похолодание*)	Повторное наступание льда в нагорьях				Морены Скандинавии 13 300
Порт-Гурон и Манкато, Северная Америка	>12 800				

последней группе случаев, требуется очень детальное личное знакомство со стратификацией конкретных глинистых осадков, и даже тогда, когда исследователь может опираться на такой опыт, возможность выделения варвов в этих отложениях всегда будет определяться изменениями субъективных оценок». Еще более определенно высказался Антевс [20], отметив, что «в некоторых случаях невозможно установить, к какой категории принадлежат слойки глин». Присутствие в озерных отложениях Дании сложных варвов явилось причиной противоречия между точкой зрения местных геологов, утверждавших, что ленточные глины формировались в течение короткого промежутка времени, и представлениями Хольт-Де Геера, который был склонен рассматривать каждый глинистый слоек как зимний, тем самым существенно увеличивая общее количество варвов [180]. Противоречивость мнений по вопросу хронологии ленточных глин представляет лишь косвенный интерес в связи с рассматриваемой темой, но она подчеркивает сложность строения некоторых разрезов. Это важно иметь в виду в нижеследующем разделе, посвященном долгопериодическим изменениям, которые выводятся из колебаний от варва к варву. При таком исследовании недопустима любая неопределенность трактовки мощности годичных слоев.

Перенос и накопление

Поскольку грубозернистые слои соответствуют периоду летнего таяния льда, а тонкозернистые слои формируются в течение зимнего замерзания воды в озере, главной причиной образования ленточных отложений является климат и его сезонные изменения. Однако, как было показано выше, существуют такие разновидности варвов, происхождение которых нельзя

объяснить, не прибегая к другим факторам, вызывающим аккумуляцию осадков.

Уже давно подмечено важное значение *солености* воды (см. библиографию в работе [195]). Нет никаких сомнений, что глины относительно быстро коагулируют при поступлении в морской водоем, что согласуется с многочисленными экспериментальными данными. Характерной особенностью симмиктических глин, выделяемых Саурамо [369], является то, что они формируются в результате возрастания солености; отложение этих глин, несомненно, является результатом вторжения моря в отличие от диатектических ленточных осадков, накапливающихся более или менее в соответствии с размером глинистых частиц. Резкое уменьшение мощности ленточных глин, как свидетельствуют разрезы озера Алгонквин, может быть, кроме того, обусловлено более быстрым отложением осадков вдоль кромки льда. Однако даже в процессе формирования диатектических глин весьма вероятна некоторая флоккуляция. Хорнер [195] установил очень высокое процентное содержание частиц настолько мелких, что для их отложения в течение одной зимы необходимо участие процесса коагуляции. Тот факт, что варвы являются диатектическими осадками и что происходило некоторое разделение, позволяет предположить, что размеры коагулирующих частиц имеют определенный верхний предел (Хорнер предполагал размеры до 1μ в диаметре). У. Дж. Иден [115] измерил тиксотропию некоторых глин озера Стип-Рок и отметил, что полученные результаты наводят на мысль о том, что в обоих слоях — S и C — осадок частично находится в состоянии агрегации. Представляется вполне вероятным, что в течение большой части времени накопления ленточных глин, и в том числе диатектических, происходила некоторая флоккуляция. Подобное явление было установлено также в результате экспериментов, которые показали, что флоккуляция может иметь место тогда, когда соленость составляет $^1/_{50}$ часть нормальной солености морской воды [145]. Хотя в принципе возможно, что непрерывное наслоение преимущественно симмиктических варвов представляет результат морского осадконакопления, Антевс [20] был склонен считать, что Саурамо [369] преувеличил эффект морских условий и что воды, в которых происходила аккумуляция симмиктических ленточных глин Фенноскандии, вероятно, никогда не были в полном смысле морскими. Помимо влияния морской воды, развитию отдельных симмиктических варвов в толщах, где преобладают диатектические отложения, могли способствовать следующие факторы: тип электролита, размер зерен осадка, тип и концентрация глинистых частиц и др.

Еще одним фактором, влияющим на осадконакопление ленточных глин, безусловно, является *температура,* которая определяет плотность и вязкость воды. Вместе с тем следует заметить, что повышенное содержание карбонатов Ca и Mg в грубозернистых слоях, по всей вероятности, обусловлено более высокими летними температурами, способствующими выпадению осадка. Плотность морской воды имеет решающее значение при попытке установить преобладающий способ транспортировки обломочного материала. Перемещается ли основная масса обломочного материала в поверхностных водах (эту точку зрения отстаивал Антевс [19, 20]) или глубинными, придонными течениями (подобный механизм отмечен Де Геером [83] и неоднократно упоминался Кюненом [249])?

Исходя из данных по особенностям осадконакопления в ряде современных озер, Антевс пришел к заключению, что в течение лета температура всей массы озерной воды могла быть постоянной, в то время как зимой, очевидно, имела место обратная последовательность при 0°C у поверхности и около 4°C вблизи дна. Кажется, что некоторые водоемы

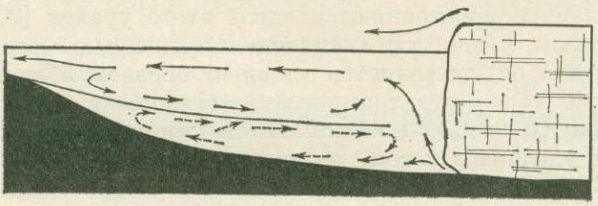
Таблица 8

Температурные условия в некоторых озерах Норвегии
(По Антевсу [20])

Местоположение	Высотные отметки уреза воды	Дата	Температура у поверхности	Температура на замеренной глубине
Флакеватн, массив озер Йотунхеймен	1448 *м* (4749 футов)	24/VIII 1933 г.	7° C (44,6° F)	5,7°C (42,3°F) 20—70 *м* (66—230 футов)
Финсеватн, массив озер Йотунхеймен	1214 *м* (3983 фута)	22/VIII 1933 г.	9° C (48° F)	8°C (46,4° F) 20 *м* (66 футов)
Гьенде, массив озер Йотунхеймен	984 *м* (3228 футов)	28/VIII 1933 г. 20/VIII 1934 г.	10° C (50° F) до глубины 5 *м* (16,4 фута) 7,5° C (45,5° F)	4,4°C (40°F) 90 *м* (295 футов) 5°—4° C (41°—39,2° F)
Бессватн, массив озер Йотунхеймен	1374 *м* (4508 футов)	8/VIII 1934 г. 1/IX 1934 г.	10° C (50° F) 7,5°C (45,5°F)—до глубины 20 *м* (66 футов)	25—90 *м* (82—295 футов) 4,5°C (40°F) 90 *м* (295 футов)

массива озер Йотунхеймен (Норвегия) представляют очень близкую аналогию с древними озерами (табл. 8).

Предположив, что значительный объем обломочного материала приносился в озеро вместе с талыми водами, имевшими температуру 0°C, Антевс утверждал, что при существовании отчетливо выраженной прямой последовательности температур воды в озере в течение лета более



Фиг. 24. Основные направления циркуляции воды в ледниковых озерах (по Антевсу [19]).
Предполагаемое направление и сила течений показаны стрелками.

тяжелые талые воды должны были опускаться прямо на дно и там застаиваться. Вместе с этим в течение лета большая часть илистого материала должна была быстро погрузиться, почти не оставаясь во взвеси к моменту накопления зимних слоев. Присутствие зимних слоев свидетельствует о том, что перенос кластического материала должен был происходить в озере вдоль поверхностного слоя воды. Теперь представим себе поступление талых вод (температура около 0°C) в озеро, имеющее почти изотермальные условия с температурой порядка +4°C (фиг. 24). Более легкие талые воды будут всплывать к поверхности озера и разгоняться антициклоническими ветрами, дующими из центральной части ледового покрова. Характер распространения многих ленточных глин позволяет предполагать, что поверхностные течения, вероятно, были активными, хотя при этом неизбежно происходила и сортировка накапливающихся осадков по гранулометрическому составу. Эквивалентами грубозернистых песчанистых варвов краевых частей озера вблизи фронта

льда служат тонкие варвы, представленные почти полностью глиной. В условиях однообразных температур Антевс [19] рассматривал поверхностные волновые процессы в качестве возбудителя циркуляции, которой может быть охвачена почти вся масса воды. Если же циркуляция достигала дна, то мог происходить размыв. Между тем в ленточных осадках каких-либо признаков размыва не установлено. Однако, согласно Антевсу [20], результатом воздействия глубинной циркуляции является летний слой глины, который образуется в результате действия нисходящих течений, доставляющих в нижние слои воды тонкозернистые частицы, откуда они могут опуститься на дно озера еще до наступления зимнего времени.

Следует принять во внимание другие возможные изменения. Во-первых, при более мощной толще воды нужно ожидать, что ее температура вдали от ледового фронта начнет меняться. У границы, где еще ощущается влияние ледового покрова или отдельных плавающих глыб, температура должна быть низкой, а снижение температуры воды снизу вверх может сохраняться в течение всего лета. На некотором удалении постепенное прогревание воды (от более глубоких, теплых слоев) может привести к созданию изотермальных условий, а в краевых участках озера — к нарастанию температуры воды от ее более глубоких слоев к поверхности (прямой стратификации). Эти изменения, зависящие от положения ледового покрова, могут обусловить появление в озере сложных по форме течений поступающих талых вод; последние могут довольно долго не смешиваться с основной водной массой. Явление нарастания температуры к поверхности возможно и в том случае, если озеро удалено от ледника на несколько миль (например, озеро Луиз). Хотя талые воды питающего потока и нагреваются до некоторой степени еще до того, как достигнут озера, все же они имеют бóльшую плотность, чем поверхностные озерные воды и погружаются, возможно, до уровня термоклинали (thermocline) [1] или по крайней мере до любого другого уровня, где вода имеет аналогичную плотность, и распространяются вдоль этого уровня [20].

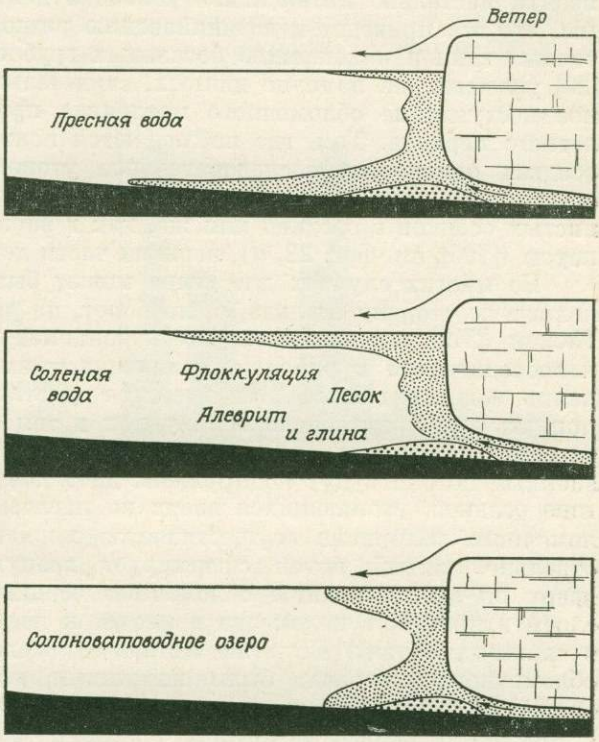
Таким образом, предполагаемая модель относится к озеру, в котором перенос материала осуществляется главным образом вблизи его поверхности. Несмотря на то что термическая обстановка может быть более сложной, обычно талые воды поднимаются к поверхности озера в связи с их меньшим удельным весом. Условия изотермии достаточно распространены, и интенсивная циркуляция воды, характерная для таких озер, может привести к накоплению летних глинистых слоев в сложных варвах.

Как было указано выше, существует определенное соотношение между изменениями мощности варвов и удаленностью ледовых масс. Однако в некоторых случаях изменения мощности, по-видимому, связаны с глубиной озерного бассейна. Так, мощности многих варвов увеличиваются в более глубоководных частях озера. Антевс [19], по-видимому, был склонен связывать увеличение объема осаждающегося материала с увеличением столба вышележащей воды; однако это явление также может быть обусловлено глубинными течениями. Предположение Де Геера [83] о том, что глубинные течения играют значительную роль в формировании ленточных глин, первоначально не получило широкой поддержки. Впоследствии Кюнен [249] развивал представления о вероятном образовании утоняющихся вверх по разрезу комплексов пластов в граувакках и флише суспензионными потоками. Кюнен показал, что многие характерные особенности ленточных глин также могут быть объяснены их генетиче-

[1] Уровень, или узкая зона, у которой происходит быстрое изменение температуры от более тяжелых застойных вод, располагающихся внизу, к верхним, циркулирующим водам.

ской связью с мутьевыми потоками. Наряду с возрастанием мощности в глубоководных участках бассейна варвы оказываются более мощными у подножия приподнятых участков дна, а в некоторых случаях интенсивность их накопления находится в тесной зависимости от течений, действующих по периферии подводных бугров (см. фиг. 1 [249]).

Антевс [20] отмечал, что талые воды в момент поступления в озеро имеют температуру, близкую к точке замерзания, и поскольку они легче, чем озерная вода, поднимаются к поверхности. Представляется явно недостаточным то внимание, которое в целом уделялось изменению влияния взвешенного материала на характер возникающих в озере течений. Поскольку почти совершенно отсутствуют сведения о плотностях талых вод с учетом содержащейся в них взвеси и растворенных солей, Кюнен [249] попытался оценить приближенно эти плотности. Он подчеркнул, что величина возрастания плотности (0,0011), полученная им в результате подсчетов, незначительна, но тем не менее на порядок больше разности плотностей, обусловленной различием температур; поэтому, пока озерная вода остается пресной, талые воды будут создавать глубинные течения. Если потоки попадают в озеро с плотностью воды, близкой к морской (1,028), следует ожидать подъема поступающих талых вод к поверхности. В случае солоноватоводного озера равенство плотностей может обусловить ограниченное продвижение талых вод до тех пор, пока наконец более легкие фракции взвеси не распространятся вдоль поверхности озера, а грубозернистые опустятся на дно. Последние, возможно, будут перемещаться в виде глубинных течений (фиг. 25).



Фиг. 25. Характер распространения талых вод при различной солености озерной воды (по Кюнену [249]).

Несмотря на то что в пресноводных озерах течения, как правило, следуют вдоль дна, это не исключает осаждения глинистого материала в процессе формирования зимних слоев. Кюнен предполагал, что в зимние периоды перемешивание глубинных течений с вышележащей массой воды является минимальным. Однако вероятность перемешивания не может быть исключена полностью, и, следовательно, небольшие количества глины все же будут подниматься вверх и распространяться в вышележащих озерных водах.

Возможно также и другое. Объем приносимого в озеро обломочного материала в течение лета должен изменяться, и некоторые менее мощные потоки могут быть достаточно легкими, чтобы сформировать подповерхностные и даже поверхностные течения. В этом случае грубозернистый

материал составит основную часть разреза летних слоев, а тонкозернистый материал сохранится во взвешенном состоянии вплоть до зимнего периода.

Образование летних слоев ленточных осадков протекает иначе, чем формирование утоняющихся вверх по разрезу флишевых песчаников или граувакк, поскольку в первом случае принос материала осуществляется всего в течение нескольких месяцев. Однако в начале лета может произойти настолько интенсивная вспышка деятельности дренажной системы, что это приведет к возникновению резко выраженной подошвы ленточных глин и накоплению базальных грубообломочных осадков. Антевс [20] указывал на наличие данных, свидетельствующих о том, что обильное поступление обломочного материала происходит позже, в середине летнего периода. Там, где наблюдаются подобные явления, в ленточных осадках отмечается последовательное утонение обломочного материала от подошвы слоя к его кровле, либо появление четкой полосы грубозернистых осадков в средней или же, как в варвах Упсала, описанных Хорнером ([195], см. фиг. 22, *d*), верхней части летнего слоя.

Во многих случаях дно озера может быть наклонено не в противоположную сторону от льда, а, наоборот, по направлению к нему. Однако Кюнен [249] предполагал, что накопление грубозернистого материала непосредственно в районах, являющихся их источниками (при образовании эскеров и кам), оказывается достаточно интенсивным, чтобы придать дну противоположный уклон и тем самым заставить глубинные течения действовать поперек озерного днища. В конечном счете суспензионные потоки будут подпружены дном озера, что приведет к накоплению осадков, утоняющихся вверх по наслоению. Если поступление обломочного материала осуществляется медленно и прерывисто, каждый отдельно взятый поток сформирует гранулометрически утоняющиеся вверх по напластованию обломочные осадки с тонким глинистым прослоем в кровле; в целом это приведет к появлению ряда «микроварвов» в сложных варвах. Если же интервалы между моментами поступления обломочного материала были короткими, потоки размещаются внутри бассейна сообразно плотности суспензии, а взвесь образует подобие «слоистых облаков», из которых частицы осаждаются дифференцированно в соответствии с размерами. Смит [399] считал, что подобное размещение взвеси, по всей вероятности, определяет стратификацию ледниковых глин озера Уиндермир в Англии.

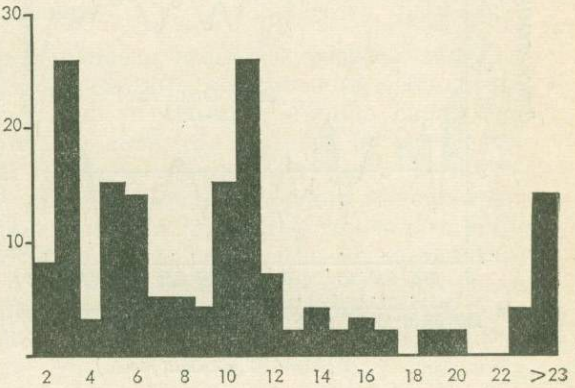
Отсутствие следов донного размыва в разрезах не вызывает серьезных трудностей выделения и прослеживания многих варвов. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что суспензионные потоки способны распространяться на значительные площади в условиях горизонтального положения донной поверхности и даже на некоторое расстояние при пологом воздымании поверхности дна. За пределами внутренних районов озера турбулентные движения постепенно затухают, вызывая небольшие размывы; в окраинных же частях водоема они могут лишь сглаживать дно [255, 111]. Более того, тонкозернистый характер многих варвов и преобладание пологих уклонов дна позволяют заключить, что потоки всегда двигались медленно.

Нет необходимости настаивать на том, что внутри ледниковых озер существует лишь один тип течений. В зависимости от соотношения плотности озерной воды и скорости поступления талых вод, доставляющих обломочный материал, могут образовываться глубинные, подповерхностные и поверхностные течения. Любым из этих условий можно объяснить обнаруживаемое увеличение глинистости ленточных осадков в краевых частях озера. Поочередное влияние различных типов течений обусловливает последовательное наслоение более тонкозернистых осадков,

а образование сложных варвов скорее всего связано с отдельными мутьевыми потоками. Осадки зимних слоев, характеризуемые тонкозернистым материалом, приносились в озеро посредством подповерхностных или поверхностных течений и, вероятно, распространялись по поверхности озера ветром.

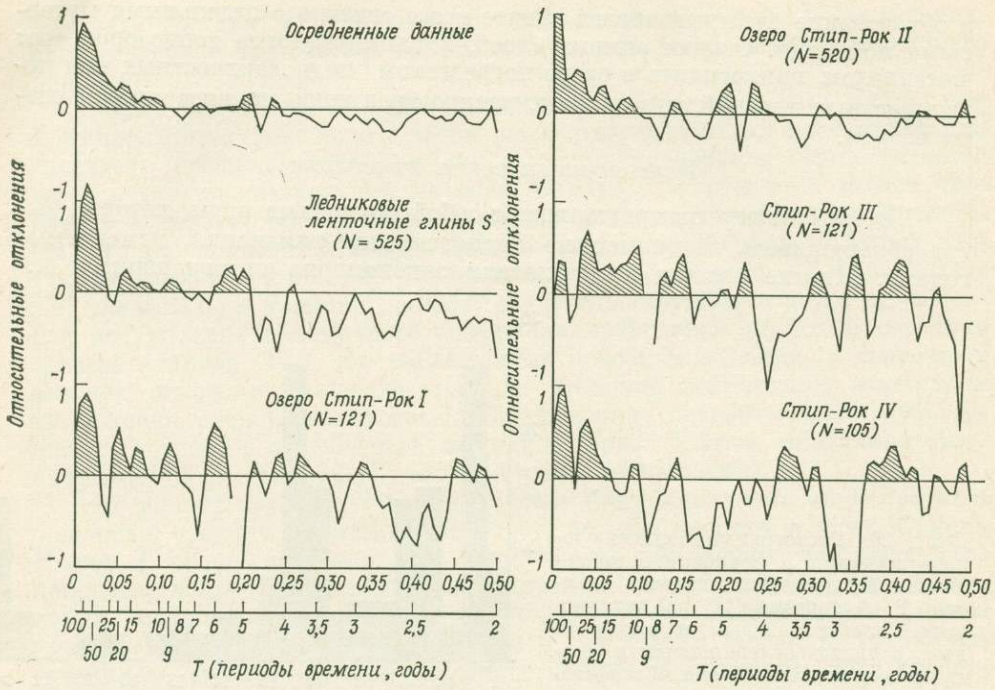
Долгопериодические изменения

Диаграммы варвов представляют собой временные ряды, которые могут обнаруживать закономерные периодические изменения, измеряемые годами. Многие авторы предполагали закономерно повторяющиеся периоды, изменяющиеся от двухлетних циклов, которые отмечал Де Геер, до циклов, формирование которых длится несколько тысяч лет. Обобщение этих данных приводится на фиг. 26. Помимо двухлетних циклов накопления ленточных глин наиболее широко известны периоды 5 и 11 лет. Однако отсутствие единых взглядов на длительность образования варвов разных районов вызывает некоторые опасения в отношении обоснованности выделения каких-либо длительных периодов. Следует учесть, что многие определения основываются на осреднении максимальных значений, то есть на методе, который сам по себе может затушевать значительную изменчивость. Кроме того, отсутствие единства взглядов, как предостерегал Саурамо, вызывает у исследователей тенденцию связывать изменения мощности ленточных осадков с влиянием метеорологических условий. Важным фактором, непосредственно влияющим на мощность варвов, является близость ледникового покрова. Можно допустить, что периодические изменения мощности ленточных образований длительностью более года обусловлены отступанием и продвижением ледового покрова, связанного в свою очередь с воздействием климата. Скорость продвижения и отступания льда, кроме того, может контролироваться подледной топографической обстановкой. Предполагая наличие относительно плоского ледового покрова и разновысотного донного рельефа, следует ожидать быстрого отступания льда при высоком положении суши, где покров льда тоньше, и наоборот.



Фиг. 26. Гистограмма, суммирующая сведения о периодичности накопления ленточных осадков (данные Р. Андерсона [12] по ледниковым, плейстоценовым и современным, а также неледниковым и морским современным и доплейстоценовым ленточным глинам).

В последние годы специальные методы гармонического анализа, как отмечено в гл. 1, дали возможность значительно более уверенно и объективно определять периодические изменения во временных рядах. В таком плане было изучено несколько разрезов, однако в них не обнаружено сколько-нибудь отчетливой периодичности (фиг. 27). В ленточных глинах озера Стип-Рок и каменноугольных отложениях Нового Южного Уэльса обнаруживаются явно незначительные короткопериодичные (около 5 лет) изменения; несколько лучше выражены долгопериодичные из-



Фиг. 27. Спектр серий плейстоценовых (глины Стип-Рок, Канада, [20]) и каменноугольных (ленточные осадки Южной Австралии [64]) ленточных образований (по Р. Андерсону и Купмансу [14]).

менения порядка ста лет [14]. Проведенные исследования разрезов ленточных глин Швеции привели Брайсона и Даттона ([63], стр. 599) к заключению, что «спектр одной из серий изученных ленточных глин более сходен со спектром серии случайных чисел, чем со спектром годовых колец (наблюдаемых в срезе деревьев)». Аналогичную картину обнаружил также и Джексон [209], отметивший отсутствие четкой периодичности в спектре докембрийских варвов Канады.

Приведенные выше результаты не покажутся столь неожиданными, если учесть, что анализ современных данных о климате также показывает довольно слабо выраженную периодичность его изменения (через 2, 5 и 11 лет [258]). Поскольку эти прямые метеорологические данные дают лишь сомнительные доказательства отчетливой периодичности, было бы удивительно рассчитывать на появление ясно выраженной цикличности в ледниковых ленточных глинах, строение которых отражает климатические изменения лишь в опосредованном виде.

НЕЛЕДНИКОВЫЕ ОЗЕРА

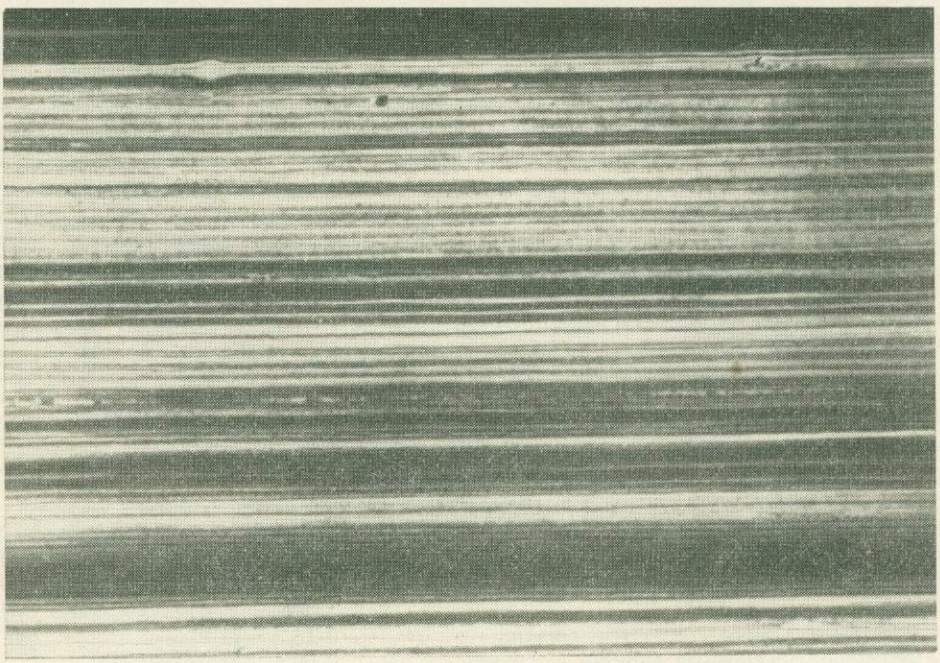
Во многих районах были описаны ленточные озерные отложения, происхождение которых не связывается с воздействием оледенения. Среди публикаций, посвященных этой теме, руководящее значение имеют работы Брэдли [52, 53] по отложениям Грин-Ривер эоценового возраста, развитым в западной части США. Сходные черты строения отложений обнаружены также в разрезах древнего красного песчаника Шотландии [75, 340], триасовой формации Локатонг в штатах Нью-Джерси и Пенсильвания, США, [432] и формации Тодилто (юра) штата Нью-Мексико, США [13]. Эти формации, как и подобные им современные отложения,

в достаточной мере характеризуют основные черты цикличных отложений, возникших в озерных условиях. Во многом вопросы изучения данных отложений сходны с проблемами, затронутыми при рассмотрении осадков ледниковых озер, но некоторые из них связаны только со спецификой неледниковой озерной обстановки.

Наряду с наличием мелких ритмично повторяющихся элементов разреза, которые мы склонны интерпретировать как варвы, наблюдается повторение более крупных и сложных последовательностей слоев, именуемых для удобства «крупными циклами».

Варвы

Мельчайшие ритмически повторяющиеся элементы разреза, подобно ледниковым варвам, представляют двучленные образования, однако состоят из литологически иной совокупности слоев, а именно слоя, обогащенного органикой (углеродистой), и слоя, обедненного органическим материалом (фиг. 28). Последний из двух упомянутых слоев часто состоит из карбонатов, хотя иногда преобладающее значение приобретают такие минералы, как кварц, полевые шпаты и глинистые минералы. Карбонаты в основном представлены кальцитом и доломитом, местами железистым доломитом. В известняке Ачанаррас, выделяемом в средней части древнего красного песчаника района Кейтнесс (Шотландия), карбонаты (кальцит или доломит) встречаются преимущественно в виде мелких ксеноморфных зерен, образующих мозаику. В этой мозаике имеются включения крупных идиоморфных зерен доломита, а в отдельных случаях среди скоплений идиоморфных кристаллов доломита наблюдаются включения более крупных зерен кальцита [340]. Другие минералы часто беспорядочно рассеяны внутри слоев, обогащенных карбонатным материалом, но в формации Тодилто, согласно Р. Андерсону и Керкланду [13],



Фиг. 28. Варвы формации Грин-Ривер; темные прослои в основном состоят из органического материала, мощность образца 3,75 *см* (по Брэдли [52]).

помимо карбонатного и углеродистого слоев, отчетливо обособляются пропластки, состоящие из других минералов. Обособленный минеральный пропласток обычно представляет собой очень тонкое и едва заметное рассеяние песчаных зерен на фоне углеродистого слоя; иногда он может быть выражен очень нечетко, поскольку зерна песка вдавлены внутрь органического вещества или погружены в него.

Черный непрозрачный сапропелевый прослой часто образован бесструктурным органогенно-осадочным веществом, хотя в нем иногда обнаруживаются мелкие фрагменты сосудистых растений ([13], фиг. 2). В некоторых более мощных темных слоях развита очень тонкая микрослоистость. Почти повсеместно присутствует пирит и наблюдаются линзовидные включения карбонатов. Карбонаты могут иметь оолитовую структуру; редкие примеры сферолитовых структур описаны в ленточных осадках каменноугольного возраста Шотландии [306].

Мощности элементарных варвов неледниковых озер, как правило, не превышают долей миллиметра. Трудно оценить латеральное распространение каждого двучленного элемента разреза, однако мощности составляющих его слоев почти постоянны. Отсутствуют сколько-нибудь заметные признаки размывов и не обнаруживается также косой слоистости, даже в самом незначительном масштабе. Вдоль плоскостей напластования отмечаются немногочисленные отпечатки ходов червей; других следов норообразующих организмов, нарушающих картину отчетливой горизонтальной слоистости, не установлено (минимальное развитие бентоса). Контакты отдельных слоев обычно резкие как в кровле, так и в подошве; исключение составляют те двучленные элементы, которые большей частью образованы не карбонатами, а обломочными осадками. В подобных случаях повторяющиеся в разрезе элементы очень напоминают ледниковые глины, характеризуясь постепенным переходом нижнего слоя в верхний. Подобный характер контакта между нижним и верхним слоем ленточных осадков наблюдается в битуминозных глинистых сланцах района Грин-Ривер.

Наряду с другими особенностями состава для ленточных слоев формации Грин-Ривер характерна изменчивость удельного содержания органического вещества, в соответствии с чем Брэдли выделил четыре типа осадков: сильно-, умеренно- и слабобитуминозные глинистые сланцы и известковые тонкозернистые песчаники. Только в песчаниках, подобно прослою обломочных осадков в известняках Ачанаррас, обнаруживается постепенное уменьшение зернистости вверх по напластованию, подобное наблюдаемому в ленточных глинах. Во всех отмеченных выше типах осадков формации Грин-Ривер, за исключением сильнобитуминозных глинистых сланцев, слои, состоящие из скоплений минералов, мощнее органогенных слоев. В сильнобитуминозных сланцах мощные органогенные слои могут обладать микрослоистостью ([52], табл. 14, *а*). Мощности

Таблица 9

Изменение мощностей варвов формации Грин-Ривер
(По Брэдли [52])

Тип	Средние мощности, *мм*	Пределы изменения, *мм*	Число замеров
Известковый песчаник	1,160	0,600—9,800	32
Слабобитуминозные глинистые сланцы	0,167	0,014—0,370	268
Умереннобитуминозные глинистые сланцы	0,065	0,030—0,114	18
Сильнобитуминозные глинистые сланцы	0,037	0,014—0,153	143

варвов формации Грин-Ривер варьируют от одного типа к другому, при этом наибольшие значения мощности приходятся на известковые песчаники, а наименьшие — на сильнобитуминозные глинистые сланцы (табл. 9).

Средневзвешенное значение мощности ленточных осадков в этих разрезах составляет 0,18 *мм*.

Не считая обильных и разнообразных по составу остатков фауны и флоры, обнаруживаемых в слоях Грин-Ривер, в большинстве других разрезов отмечается обедненный комплекс ископаемых организмов, которые, как правило, присутствуют лишь в определенных горизонтах. Например, в породах средней части древнего красного песчаника района Кейтнесс (Шотландия) и формации Локатонг (штаты Нью-Джерси и Пенсильвания, США) остатки рыб и эвриптерид, а также остракоды приурочены к темным плитчатым горизонтам аргиллитов.

Периодичность накопления

Как уже отмечалось, формирование ледниковых варвов характеризуется ясно выраженной периодичностью, связанной с сезонными явлениями замерзания озер и таяния льда, что в свою очередь определяет периодическое снабжение озера обломочным материалом. Однако в районах, где озера не покрываются льдом, вероятно, вообще отсутствуют сколько-нибудь существенные изменения климата, в связи с чем варвы могут не быть годичными образованиями. Брэдли [52], пытаясь выяснить периодичность накопления осадков в неледниковых озерах, рассмотрел вероятное значение ряда факторов в процессе седиментации.

Изучение современных осадков показало, что одним из основных факторов, вызывающих осаждение карбонатов в органических илах, являются *биохимические реакции*. Однако, являясь вполне достаточными для формирования неясно выраженных линз карбонатов внутри битуминозных сланцев, эти биохимические реакции, вероятно, не могут быть причиной образования более мощных, выдержанных карбонатных слоев, входящих в состав ритмически повторяющихся двучленных элементов разреза. Более того, совершенно необъяснимо наличие в этих разрезах песчаных слоев, характеризующихся постепенным уменьшением зернистости снизу вверх.

Другим фактором, обусловливающим слоистость, могут оказаться *штормы* (промежуток времени между штормами не определен). Прежде всего воздействие шторма сказывается в активном перемешивании воды, что обусловливает размыв ранее накопленных осадков, хотя не исключается и побочный эффект — принос новых водных масс в озеро. Однако трудно оценить роль шторма в качестве слоеобразующего фактора, поскольку в разрезе отсутствуют какие-либо признаки размыва. Представляется маловероятным, чтобы каждый шторм мог удалить все следы отдельных варвов вместо частей пар слоев. Изменение скорости поступления воды и обломочного материала, связанное со штормом, могло сказаться на изменении отлагающихся осадков. Между тем, как будет показано ниже, устанавливается, что количество осадков, формирующих каждый варв, ближе соответствует *годичному* поступлению осадочного материала, чем его поступлению в течение гораздо более короткого периода шторма.

Следует также принять во внимание и такой фактор, как *дифференцированное выпадение осадка*. Совершенно ясно, что карбонатные частицы, даже если они не столь велики (считается, что карбонаты хемогенные, см. [340]), будут выпадать быстрее вследствие более высокого удельного веса. Частицы органического вещества в подавляющем большинстве имеют плоскую форму и местами перфорированы гнилостными процессами.

Кальцитовые частицы (а также песчаные зерна, находящиеся в верхних слоях воды) быстрее достигнут дна и будут таким образом отделены от более медленно осаждающегося органического материала. Однако, если этот процесс уже действует в течение некоторого времени и при отсутствии периодичности поступления осадков в озеро, ранее принесенный органический материал будет достигать донной поверхности в то же самое время, что и минеральные частицы, относительно позже поступившие в озеро. В результате в формирующейся толще осадков не произойдет обособления отдельных пар слоев. Следовательно, периодическое поступление обломочного и органического материала является совершенно необходимым условием, а сезонные изменения климата следует рассматривать в качестве наиболее вероятного фактора, воздействующего на осадконакопление.

Об этом бесспорно свидетельствуют результаты изучения современных отложений различных озер, в частности Цюрихского и Бальдегского в Швейцарии [314]. При непрерывном наблюдении за процессом накопления осадков в этих озерах с 1893 по 1919 гг. было обнаружено, что на глубине 90 *м* и более ежегодное приращение формирующейся толщи происходит за счет карбонатного осадка (нижний слой) и темного углистого верхнего слоя. Тот факт, что данные слои являются годичными образованиями, был подтвержден сопоставлением с более мощными слоями, сформированными после береговых обвалов, время возникновения которых было известно. Установлено, что известковый слой накапливался в течение лета, а слой, обогащенный органикой, формировался зимой. Доказательства сезонного накопления осадков в неледниковых озерах со ссылками на данные других исследователей приводятся также Брэдли [52] и Райнером [340]. Райнер сравнивает формирование карбонатов в древнем красном песчанике с тем, что обнаруживается, согласно Олдермэну и Скиннеру [3, 2], в мелководных австралийских озерах. В последних кальцит и доломит образуются в виде тонкодисперсного осадка к концу лета — вслед за периодом интенсивного роста растительности и возрастания pH. Даже при последующем десятикратном уплотнении ленточных осадков Цюрихского озера (современная их мощность в среднем 3 *мм*), они тем не менее будут значительно мощнее ленточных осадков в слоях Грин-Ривер. Однако мощности ленточных осадков Сакского озера в Крыму, составляющие в настоящее время 1,3 *мм* (Б. В. Перфильев; ссылка из работы [52]), после уплотнения могут оказаться очень близкими по своей величине к мощности эоценовых ленточных образований Грин-Ривер.

Подтверждением вышеотмеченного, хотя и не столь прямым, может служить сделанная Брэдли оценка вероятных мощностей годичных слоев отложений бассейна Грин-Ривер. Зная приближенно площадь и глубину озера и делая некоторые предположения относительно климата, упомянутый выше автор сумел показать, что наблюдаемые мощности ленточных осадков находятся в прямой зависимости от размеров озера.

Более точная характеристика климата, вероятного для времени накопления эоценовых пород Грин-Ривер, может быть получена при изучении остатков фауны и флоры, распространенной в этих породах, а также рассмотрении таких гидрографических особенностей, как соотношение размеров озера с общим возможным бассейном, вероятные скорости приноса воды в озеро и скорости испарения. Было установлено, что во время формирования пород Грин-Ривер флора данного района имела характер, сходный с современной растительностью штатов побережья Мексиканского залива и южной части Атлантического побережья. Вышеотмеченное, а также гидрографические оценки позволили Брэдли заключить, что климат исследованного им района характеризовался прохладными влажными зимними периодами и более продолжительными теплыми летними при

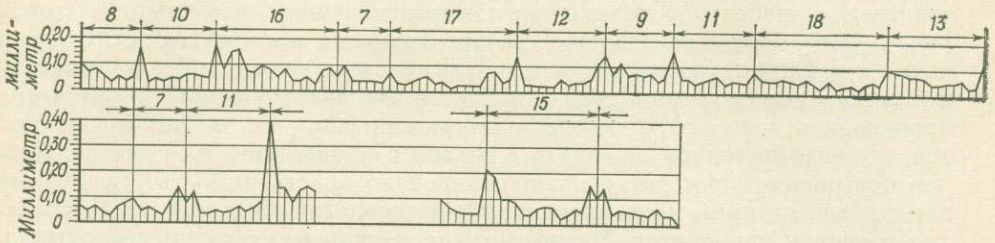
среднегодовой температуре воздуха около 65°F (18°C) и мощности осадков примерно 85 *см* в год.

Учитывая эти климатические и гидрографические условия, Брэдли [52] рассмотрел поступление в озеро обломочного материала, формирующего ограниченные по площади распространения прибрежные фации. Согласно Брэдли, в поверхностном слое озерной воды все же всегда присутствовало некоторое количество тонкодисперсного взвешенного материала. Этот материал медленно распространялся по всей массе озерной воды, а в конце зимнего периода и ранней весной служил источником формирования слоя минералов; в случае же очень тонкой взвеси могло происходить одновременное накопление минеральных частиц и карбонатов, которые начинали выпадать в осадок в начале летнего периода. Летнее повышение температуры контролировало растворимость CO_2, и это наряду с возросшим поглощением CO_2 растениями обусловливало выпадение в осадок карбонатов. Возможно, что несколько позже у поверхности озера происходило «цветение» планктонной фауны, в результате чего ко дну озера устремлялся «дождь» мелких частичек органического вещества, отлагающегося в виде слоя, обогащенного органикой (конец лета и осень). Отдельные виды организмов достигали максимума своего развития в различные моменты летнего периода, что сказывалось на их последовательном обильном выпадении и, таким образом, на возникновении микрослоистости формирующихся органических осадков. Дифференцированный характер распределения температуры озерной воды с глубиной (предполагается последовательное нарастание температуры воды от дна к поверхности, как зимой, так и летом) и связанное с этим увеличение плотности нижних слоев воды в определенный момент начнет тормозить процесс выпадения планктона. В связи с отсутствием в разрезе признаков размывов представляется невероятным предполагать движение воды благодаря различию температуры воды на разных глубинах, как это наблюдается в настоящее время в озерах, расположенных в областях умеренного климата. В современных озерах, где водообмен наблюдается во время смены сезонов, очень часто крупные частицы ила, насыщенного органическим веществом, поднимаются со дна к поверхности. Ниже толщи воды, в которой происходит нарастание температуры снизу вверх, аккумуляция сапропелевого материала возможна по крайней мере в более глубоких частях озера (согласно Нипкову, критическая глубина составляет 90 *м*), где отмечаются застойные условия. В этих зонах сероводородного заражения в большом количестве образуется пирит. Активизация деятельности бактерий способствует образованию карбонатов кальция и магния (см. библиографию в работе [52]); этими процессами может быть объяснено появление линз карбонатов, залегающих внутри темных, насыщенных органикой слоев. Застойные условия — непосредственный результат отсутствия течений и, следовательно, знаков ряби — могут быть также причиной редкости активной бентонной фауны и консервации тонкозернистых прослоев.

Циклы, связанные с солнечной активностью

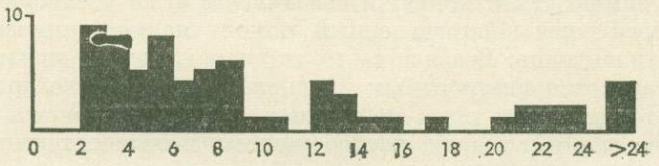
Подобно предшествующим исследователям, изучавшим ледниковые ленточные глины, Брэдли обратил внимание на то, что мощности ленточных осадков испытывают весьма существенные колебания. Следует ожидать, что периоды минимума солнечных пятен, вызывающие общее потепление на протяжении ряда лет, будут способствовать формированию более мощных годичных слоев, образованных как карбонатными, так и органогенными осадками. В разрезах слоев Грин-Ривер максимальные мощности отмечаются для периодов, продолжительность которых изменяется от 7 до 18 лет, при средней величине меньше 12 (см. фиг. 29). Однако

такое осреднение может скрыть не только множество редко встречающихся значений мощностей, но также примечательные изменения с более коротким периодом. Действительно, анализы большого числа разрезов ленточных осадков позволили заключить, что 11-летнему периоду, возможно, принадлежит не столь важная роль, как периоду времени порядка



Фиг. 29. Диаграмма, показывающая повторяющиеся максимумы мощностей («пики») в варвах формации Грин-Ривер.
Цифры соответствуют интервалам времени (в годах) между максимумами мощностей («пиками»).

12—14 лет. Кроме того, обращает на себя внимание и 22-летний период (фиг. 30). Иногда обнаруживается еще более долгосрочный тренд, примерно равный 80 годам. Циклы солнечной активности могут проявляться в качестве основных элементов периодичной серии, несмотря на одновре-



Фиг. 30. Гистограмма, суммирующая основные «пики» (максимумы мощности отдельных слоев) десяти серий варвов (по Р. Андерсону [12]).

менное присутствие других периодов. Р. Андерсон [12] указывал, что максимально циклы солнечной активности проявляются через каждые 11 лет (это объясняет и пики через 22 года), однако на эту периодичность наложена более долговременная периодичность, продолжительностью 70—100 лет [12, 14].

Крупные циклы

Считается, что в формации Грин-Ривер присутствуют также седиментационные циклы, имеющие большую мощность, чем ленточные осадки. В качестве ритма рассматривается чередование слабобитуминозных глинистых сланцев (или мергелей, насыщенных органическим веществом) и сильнобитуминозных глинистых сланцев; мощность этих пластов составляет около 1 *м* (табл. 10). При изучении ленточных осадков получена средняя цифра скорости накопления каждой из указанных выше литологических разностей, что позволило подойти к оценке продолжительности аккумуляции осадков, слагающих эти пласты. Средняя продолжительность оказалась равной 21 630 годам (при колебании от 16 100 до 27 000). Это значение удивительно близко к цифре 21 000, отвечающей, как известно, периоду прецессии равноденствия. Сопутствующие накоплению этих циклов климатические изменения представляют чередования короткого жаркого лета с длительной холодной зимой и длительного теплого лета с короткой мягкой зимой. Первая комбинация сезонов (короткое лето и дли-

Таблица 10

Длительность формирования пачек пластов в четырех разрезах, свидетельствующая о возможной связи осадконакопления с прецессионными циклами [1]
(По Брэдли [52])

Тип пород	Мощности пластов, футы	Средняя скорость накопления осадка мощностью 1 фут[2], годы	Длительность образования каждого пласта, годы	Длительность образования каждого цикла годы
Битуминозный сланец	3,0	4 700	14 000	26 500
Мергель	6,2	2 000	12 400	
Битуминозный сланец	2,3	4 700	10 800	25 200
Мергель	7,2	2 000	14 400	
Битуминозный сланец	2,3	4 700	10 800	22 800
Мергель	6,0	2 000	12 000	
Битуминозный сланец	2,0	4 700	9 400	27 000
Мергель	8,8	2 000	17 600	
Мергель	6,8	2 000	13 600	18 500
Битуминозный сланец	0,6	8 200	4 900	
Мергель	6,9	2 000	13 800	23 200
Битуминозный сланец	2,0	4 700	9 400	
Мергель	3,8	2 000	7 600	16 530
Битуминозный сланец	1,9	4 700	8 930	
Мергель	6,1	2 000	12 200	25 350
Битуминозный сланец	2,8	4 700	13 350	
Мергель	4,8	2 000	9 600	22 700
Битуминозный сланец	1,6	8 200	13 100	
Мергель	5,4	2 000	10 800	21 100
Битуминозный сланец	2,2	4 700	10 300	
Битуминозный сланец	1,6	4 700	7 500	19 500
Мергель	6,0	2 000	12 000	
Битуминозный сланец	1,4	4 700	6 600	18 600
Мергель	6,0	2 000	12 000	
Битуминозный сланец	1,2	4 700	5 600	21 600
Мергель	8,0	2 000	16 000	
Битуминозный сланец	1,7	4 700	8 000	21 000
Мергель	6,5	2 000	13 000	
Битуминозный сланец	0,8	8 200	6 500	20 500
Мергель	7,0	2 000	14 000	
Битуминозный сланец	0,5	8 200	4 100	16 100
Мергель	6,0	2 000	12 000	

[1] Средняя продолжительность цикла 21 630 лет.
[2] Для мергелей и других пород, соответствующих им в циклах, дающих менее 15 галлонов нефти на тонну, средняя скорость накопления оценивалась в 2000 лет на фут мощности; для умеренно насыщенных нефтью битуминозных сланцев, дающих 15—35 галлонов — 4700 лет и для сильнобитуминозных сланцев, дающих более 35 галлонов — 8200 лет.

тельная зима) отвечает тонкому слою карбонатов, причем жаркий период соответствует расцвету планктона, а конец лета и зима — мощному накоплению карбонатов. Таким образом, этот отрезок времени благоприятен для образования битуминозных глинистых сланцев. Более мощные карбонатные слои имеют тенденцию формироваться в течение длительного теплого лета, которое приходится на следующую часть цикла. К началу этого периода преобладающее развитие получают мергели. Поскольку изменение климата происходило постепенно, довольно странно, что границы между слоями весьма резкие.

Различная продолжительность циклов, установленных для слоев Грин-Ривер вышерассмотренным методом, не является неожиданным обстоятельством, если учесть, что и астрономические циклы варьируют в некоторых пределах. Представляется весьма интересной согласованность данных о длительности эоцена, полученных методом Брэдли [52] (23 млн. лет) и радиометрическим методом (20 млн. лет).

Ритмичное осадконакопление формации Локатонг (триас штатов Нью-Джерси и Пенсильвания, США) рядом исследователей также частично рассматривается как результат прецессионных циклов [432, 433, 434]. В этих породах триасового возраста прослеживаются, хотя и на ограниченной площади, ленточные мергели, литологически сходные с мергелями Грин-Ривер. Обнаруживаются две разновидности циклов. Первая разновидность — циклы *обломочных осадков* — представлена в нижней части пиритизированными черными глинистыми сланцами, переходящими вверх по разрезу в переслаивающиеся аргиллиты и мергели, на которых залегают массивные известковистые аргиллиты с примесью алеврита. Массивные аргиллиты часто обнаруживают нечеткие слойки, обычно смятые в складки (смятие слоев, вероятно, контролируется процессом образования глинистых трещин), а также некоторое число маломощных прослоев и линз косослоистых песчаников. Мощность этих циклов колеблется от 6 до 7 *м*.

Вторая разновидность циклов — циклы *хемогенных осадков* — обычно характеризуется не столь значительной мощностью (колебания мощности 3—5 *м*). В них не присутствует нижний элемент предшествующей разновидности циклов — черные глинистые сланцы, а вся нижняя часть состоит из переслаивающихся аргиллитов и мергелей. Верхняя часть представлена темно-серыми, очень крепкими аргиллитами, обогащенными анальцимом и доломитом. В пределах этих циклов первично-осадочная текстура изменяется от повторяющихся пар слоев типа варвов в нижней части до чередующихся тонких прослоев аргиллита и доломита в верхней. У самой подошвы циклов прослеживаются слои темных аргиллитов, в которых обнаруживаются ископаемые остатки рыб, рептилий, эстерид, филлокарид, остракод, а также растительный детрит. Анальцимовый аргиллит вместе с отдельными обломками мергеля выше по разрезу переходит в более выдержанные по площади аргиллиты (под микроскопом аргиллит имеет брекчиевидную структуру с белыми включениями карбонатов и анальцима). Темно-серые аргиллиты интенсивно пронизаны трещинами, выполненными глиной. Данное явление, кроме того, обнаруживается в переслаивающихся слоях аргиллитов и доломитов, залегающих в низах цикла. Брекчированность, по-видимому, является следствием двух причин: во-первых, усадки и уплотнения карбонатных слоев вскоре после их образования и, во-вторых, в случае микробрекчированных аргиллитов — обезвоживания коллоидального илистого осадка.

В связи с различным генезисом осадков рассматриваемых разновидностей циклов следует ожидать, что скорости образования хемогенных циклов должны быть меньше, чем скорости формирования «обломочных» циклов; в целом длительность образования тех и других циклов должна быть несколько меньше времени накопления циклов формации Грин-Ривер, равного 21 000 лет.

В геологическом разрезе описанные выше разновидности циклов чередуются одна с другой ([432], фиг. 2, 3). Если полагать, что обе разновидности обусловлены прецессионной цикличностью, следует учесть воздействие какого-то другого фактора, способствующего появлению двух разных типов седиментационных циклов. Ван-Хаутен объяснил это изменением дренажных условий. Согласно его данным, хемогенный цикл возникает при отсутствии непрерывного поступления дренажных вод, когда озеро периодически высыхает и заполняется осадками. На протяжении большей части времени, как свидетельствуют глинистые трещины в низах циклов, озера должны были быть очень мелководными, а в течение очень сухих периодов временами совершенно исчезать. Возникновение аридного климата устанавливается по ограниченному распространению ископаемых организмов и остатков растений в нижней части цикла, а также по при-

знакам интенсификации процесса выпадения солей в осадок во время накопления последующих слоев цикла. В циклах обломочных осадков также обнаруживаются трещины, однако здесь нет значительных концентраций солей, а обломочный материал вверх по напластованию становится несколько более грубозернистым. Можно считать, что поступление обломочного материала было непрерывным, а роль течений в аккумуляции материала возрастала. Подобная обстановка прямо противоположна той, которую можно предполагать в отношении накопления хемогенных циклов. Ван-Хаутен отметил, что во время образования таких циклов в районе озера была развита транзитная дренажная сеть и поэтому сколько-нибудь значительного накопления солей не могло произойти.

Отдавая предпочтение роли климатического фактора в развитии циклов формации Локатонг, Ван-Хаутен был склонен считать, что климатические изменения, вероятно, носят более регулярный характер, чем тектонические.

Данное заключение не может быть принято безоговорочно, если учесть, что продолжительность даже прецессионных циклов меняется в значительной степени, а сами осадки отличаются непостоянством мощности. Напротив, тектонические движения, с нашей точки зрения, могут проявляться довольно регулярно. Для объяснения генезиса циклов обломочных осадков в отложениях Кейтнесс-Флагстоунс северо-восточной Шотландии, очень сходных с циклами формации Локатонг, Крэмптон с соавторами привлекли идею прерывистого погружения бассейна осадконакопления. Ряд различных типов циклов, отличающихся по характеру распространения в разрезе, обнаруживается в средней части отложений древнего красного песчаника (табл. 11). Чтобы проиллюстрировать особенности этих циклов, Крэмптон и его соавторы приводят подробное описание разрезов [75].

Таблица 11

Стратиграфическая последовательность средней части древнего красного песчаника в районе Кейтнесс
(по Уотерстону [463])

Песчаники Джон-Гроатс	
Группа плитняков Терсо	Слои Мей
	Породы Терсо
	Слои Акергилл
	Слои Ачанаррас и Ниандт
Группа переходных слоев	Слои Носс
	Слои Касл-Синклер
	Слои Филд
	Слои Папиго
Группа плитняков Уик	Слои Уик
	Слои Ред
	Слои Хелман-Хед
	Конгломераты Элленс-Го
Немая группа	Песчаники Албстер
	Аргиллиты
	Песчаники Сарклет
	Конгломераты Сарклет

Варвы слоев Грин-Ривер были сопоставлены со сходными образованиями известняков Ачанаррас. Слои Ачанаррас составляют лишь небольшую часть разреза, который в основном сложен кластическими отложениями и отдельными горизонтами карбонатов. Фауна обильная, но довольно ограниченная по составу (остатки рыб, эвриптерид, остракод, эстерид), а также местами растительный детрит ассоциируют в разрезе с карбонат-

ными породами, включая и известняки Ачанаррас. Горизонты карбонатных пород в общей толще отложений имеют подчиненное значение. Обычно они образуют базальную часть отдельных циклов, переходя вверх по разрезу сначала в темно-серые или серые, а затем в зеленоватые плитчатые породы с прослоем песчаника; наконец, выше следуют завершающие цикл аргиллиты с трещинами усыхания. Выделенный Крэмптоном и др. так называемый «характерный цикл» изменчив в разрезе; например, известняковый элемент этого цикла присутствует в цикле, прослеживающемся в слоях Хелмен-Хед (фиг. 31), в то же время он отсутствует в циклах слоев Филд-Бедс. По-видимому, «характерный цикл» можно сопоставлять с модальным циклом, но не столь четко определенным. Если же для целей настоящего обсуждения принять эквивалентность этих понятий, то можно использовать схему строения различных модальных циклов для определения относительного положения в разрезе составляющих циклы литологических компонентов.

Тогда в последовательности отложений могут быть обособлены:

бледноокрашенные аргиллиты с трещинами усыхания;
песчаник, гранулометрически утоняющийся вверх по разрезу;
глинистая или известковая плитчатая порода;
известняк доломитизированный с ленточной слоистостью.

Эта сложная последовательность отложений сопоставима с некоторыми каменноугольными циклами, происхождение которых связывается с разрастанием дельты (гл. 4, 5). Подобную же оценку генезиса можно сделать и для циклов района Кейтнесс. «Модальный цикл» в таком случае представляет один из вариантов сложно-составной последовательности слоев, формирующейся при определенном пространственном соотношении площади аккумуляции и места поступления осадков. Заслуживают специального изучения слои Носс, в которых цикличное напластование развито нечетко, а в разрезах наблюдаются часто чередующиеся маломощные слои известняка, песчаника со знаками ряби и зеленого аргиллита.

Представление о том, что циклы, распространенные в средней части древнего красного песчаника, можно отнести к категории дельтовых в широком смысле этого слова, позволяет в свою очередь предположить, что ритмы осадконакопления, возможно, обусловлены блужданием русловых стоков. Нами уже подчеркивалась важность этого процесса на совершенно иных примерах; что же касается осадконакопления в озерах, не исключено, что более значительную роль здесь могут играть другие факторы. Это обосновывается следующими соображениями:

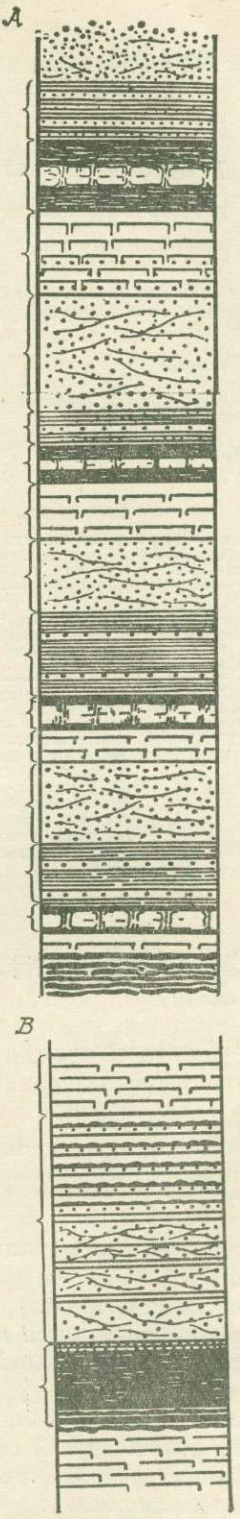
1. Поскольку площадь озерного бассейна обычно меньше районов морского осадконакопления, в случае вытянутой формы озера и одностороннего поступления осадков со стороны одного из удаленных его окончаний эффект блуждания русел будет сказываться на ограниченном пространстве.

2. Уровень воды в озерах (и, следовательно, осадконакопление) гораздо более чувствителен к климатическим изменениям, чем в морском бассейне.

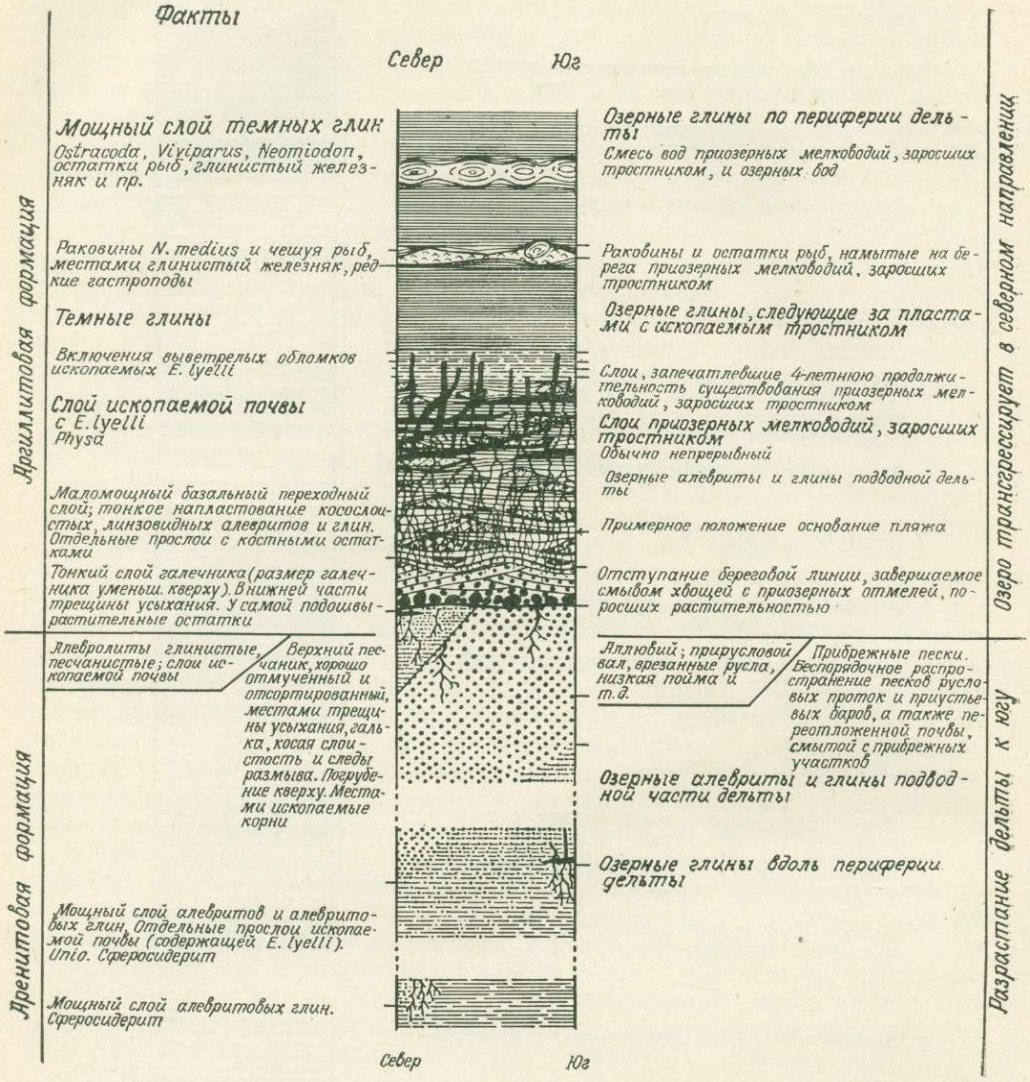
3. Изменения уровня озера гораздо более вероятны под влиянием перемен в дренажной обстановке, например в связи с блокировкой некоторых старых разливов или вскрытием новых.

Эти соображения можно использовать в защиту представлений Ван-Хаутена о ведущей роли климатического фактора в озерной седиментации.

Иных взглядов придерживался П. Аллен [10], отметивший синхронность морских трансгрессий (во Франции) и циклического осадконакопления в озере Уилд (юго-восток Англии) в течение раннемелового времени. Однако следует оговориться, что данные циклически построенные элементы



Фиг. 31. Циклически повторяющиеся последовательности слоев в разрезах (A) Хелмен-Хед и (B) Филд-Бедс (по Крэмптону и др. [75]).



Ф и г. 32. «Стандартная» циклотема разреза Уилд, Гастингс, Англия.
Слева от колонки описываются литологические особенности разреза, справа приведена их интерпретация, основанная на схеме, изображенной на фиг. 34 (по П. Аллену [10]).

разреза значительно мощнее (местами до 100 *м*), чем циклы, рассматриваемые в настоящем разделе, поэтому вслед за П. Алленом следует предпочесть для их характеристики термин «мегациклотема».

Помимо необычной мощности, подобные циклы вообще представляют редкое явление (описывается еще только один случай подобной цикличности в песчаниках Дакота, штат Колорадо, США [10]); они четко отличаются даже от внешне очень сходных дельтовых циклотем каменноугольных отложений. В обобщенном виде (фиг. 32) П. Аллен представляет следующий разрез мегациклотемы Уилд («стандартный» цикл, согласно нашей терминологии):

(постепенный переход или резкий перерыв с эрозией)

(H) Мощный слой темной глины с остракодами.
В глинах пирит. фауна *Viviparus, Neomiodon;* в породе рассеяны чешуйки рыб.

Тонкие прослойки песчаников и алевролитов. Желваки глинистого железняка главным образом вблизи подошвы.

(G) Тонкий слой с раковинами *Neomidon*.

Редкие гастроподы. Местами глинистый железняк.

(F) Тонкий прослой темной глины с выветрелыми остатками хвощей вблизи подошвы.

(E) Слой ископаемой почвы с *Equisetites lyelli* (содержит *Physa*). Залегает над серией отложений, состоящих из переслаивающихся тонких косослоистых, линзовидных песчаников, алевролитов и глин. Эта серия отложений занимает промежуток между слоями *(D)* и *(F)*. Местами скопления костей.

(D) Тонкий слой галечника с уменьшением размеров гальки вверх по разрезу. Верхняя часть несет знаки ряби; средняя часть со знаками ряби и/или косослоистая, местами с трещинами усыхания. Этот комплекс отложений несогласно перекрывает подстилающие осадки, относящиеся к разным фациям. В основании преобладают экзотические валуны. В рассеянном виде ископаемые остатки хвощей и других растений, часто образующие обильные скопления вблизи подошвы слоя.

(резкий перерыв с эрозией)

(C) Мощный слой песчаников

В южных обнажениях: погрубение вверх по разрезу; в рассеянном виде гальки; трещины усыхания, вблизи кровли местами ископаемые остатки корней. Местами ровнослоистые хорошо отсортированные пески, крупная косая слоистость, текстуры размыва и т. д.

Песчано-глинистые аргиллиты

В северных обнажениях: замещают песчаники в кровле. Прослои ископаемой почвы (с *E. lyelli)*.

(B) Мощные линзовидные алевролиты и алевритовые глины

На юге характеризуются погрублением вверх по разрезу и постепенным переходом в слой *(C)*. *Unio*. Местами ископаемая почва (с. *E. lyelli*).

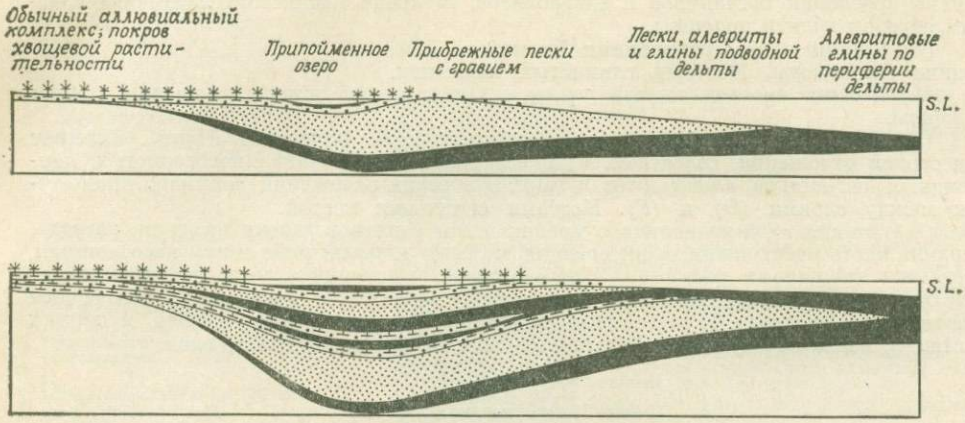
На севере содержат больше песчаников, утоняющихся вверх по разрезу и постепенно переходящих в слой *(C)*.

(A) Мощный слой алевритовых глин. Максимальные мощности — на юге. Местами красные или пятнисто-красные. Утоняются кверху, постепенно переходя в *(B)*.

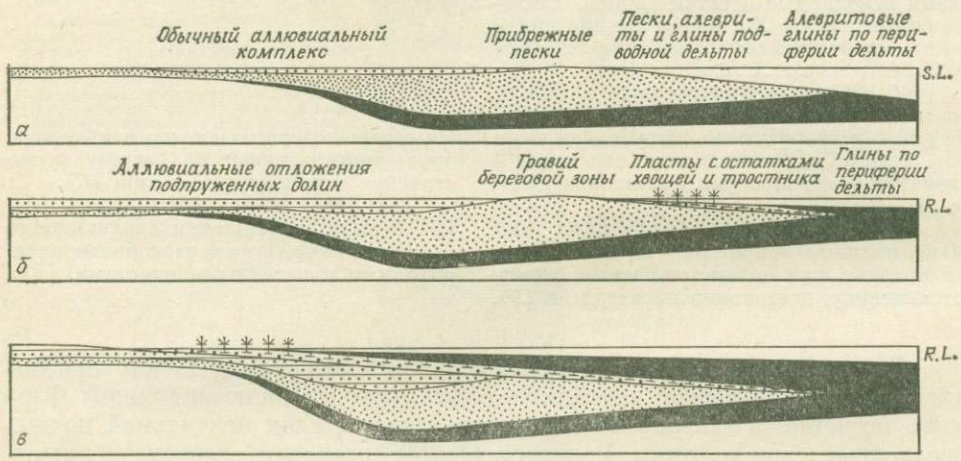
В северном направлении верхняя часть слоя частично замещается более алевритовыми и песчаными пластами.

Формирование данной последовательности отложений можно проследить на примере первой «мегациклотемы», которая включает глины Фэрлайт, песчаник и галечниковые пласты Ашдаун, слои ископаемой почвы, переходные слои и глины Уодхерст. Особое внимание следует обратить на генезис галечниковых пластов, а также переходных слоев, залегающих под слоями ископаемой почвы. Мощность галечникового пласта Ашдаун обычно составляет всего несколько дюймов; гальки в своем большинстве мелкие, кремнистые, по составу, как и заполнитель, сходны с нижележащими породами; наблюдается постепенное уменьшение размеров обломочного материала вверх по разрезу. В пределах отдельных участков отмечаются значительные скопления растительных остатков, образующие торфяные линзы. Кровельная поверхность галечников не является плоской, а характеризуется симметричной рябью, перекрывающей асимметричные формы ряби подстилающих отложений; расстояние между отдельными гребнями ряби иногда достигает 60 *см*. В северном направлении галечник залегает на слоях, в которых отсутствуют грубые кластические осадки. По-видимому, принос галечникового материала осуществлялся в направлении с юга на север.

Переходные слои состоят преимущественно из глин; подчиненное значение имеют алевриты и пески. Примечательны условия залегания более грубозернистых отложений. Обычно они образуют тонкие прерывистые прослои и линзы, составляющие ряды изолированных гребней ряби. Отсутствие алеврита и песка в ложбинах между гребнями позволяет предположить, что грубообломочных осадков было достаточно лишь для об-



Фиг. 33. Схема формирования циклотем района Гастингс. (Предполагается, что большая часть разреза накопилась во время регрессии.)
S. L. — статическое положение уровня моря (по П. Аллену [10]).



Фиг. 34. Схема формирования верхних частей (галечники и вышележащие слои) циклотем района Гастингс (предполагается связь с трангрессией).
S. L. — статическое положение уровня моря; *R. L.* — поднимающийся уровень моря (по П. Аллену [10]).

разования гребней. Некоторые формы песчаной ряби имеют мельчайшие террасы, тем самым напоминая многие формы ряби, обнаруживаемые в современных условиях в районах, испытывающих влияние приливно-отливных процессов. Обнаруживаются отдельные содержащие костные остатки пласты, и крупнообломочный материал вверх постепенно исчезает из разреза. В свою очередь эти слои переходят в бесструктурную глину вышележащей ископаемой почвы.

Образование рассмотренной выше последовательности отложений может быть охарактеризовано, как и генезис каменноугольных циклотем, исходя из схемы однократного разрастания дельты (фиг. 33). Однако при таком подходе игнорируется своеобразие напластования отдельных элементов разреза, а также не учитывается генезис галечникового пласта; как то, так и другое имеет значительно больше общего с осадками авандельт, чем с отложениями, сформированными выше по течению. П. Аллен предложил более приемлемую альтернативу, а именно что пласт галечни-

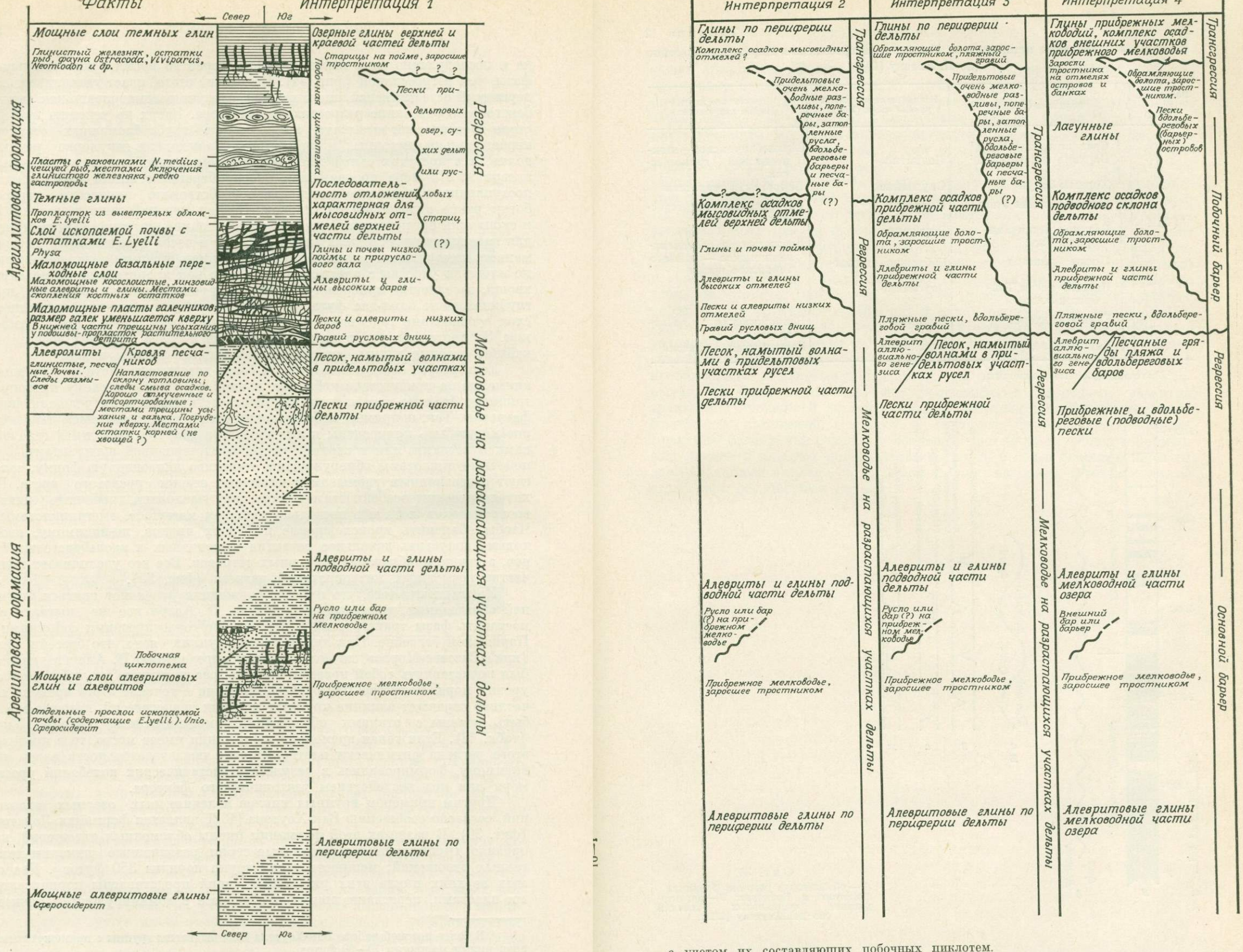
ка и последующие слои накапливались скорее во время трансгрессивной фазы, чем регрессивной (фиг. 34). Исходя из этого, пласт галечников, содержащий остатки ископаемых хвощей, следует рассматривать как вдольбереговое образование разрастающегося озера. Вверх по течению воздействие трансгрессии вызывало аккумуляцию грубообломочных осадков, первоначально снесенных к авандельте. Происходила закупорка речных долин, и в пределах самой дельты широко распространялись песчаные алевриты. По мере продвижения вперед береговой линии прекращение поступления обломочного материала способствовало процессам переработки ранее отложившихся осадков. Позади переработанного галечника и скоплений органических остатков только тонкий материал был доступен для накопления переходных слоев. Алеврит и песок вследствие кратковременного поступления могли формировать лишь прерывистые, небольшие по площади участки с рябью. По мере того как происходило обмеление, хвощи, заселявшие прибрежную полосу и произраставшие, вероятно, при глубинах воды один-два фута, способствовали формированию почвенного слоя в основании галечника и каймы вдоль берега озера в его обрамлении. За пределами распространения хвощей в более глубоких водах тончайшие озерные глины формировали остальные пласты цикла.

Если разрез Уилд рассматривать более детально, в частности обращая внимание на присутствие побочных циклов, то в данную схему интерпретации необходимо ввести поправки, соответствующие этим усложняющим факторам. Так, например, побочные циклотемы мощностью несколько метров могут быть приурочены к нижней части разреза, сложенной галечниками и песками, или к верхней части, представленной аргиллитами. Эти побочные циклотемы обнаруживают отчетливо линзовидную форму, залегают с эрозионным размывом и включают осадки руслового вреза. По литологическим особенностям и характеру наслоения побочные циклы воспроизводят, хотя и в несколько меньшем масштабе, «мегациклотемы». Чтобы объяснить происхождение побочных циклов, по-видимому, необходимо допустить локальное развитие мысовидных и вдольбереговых баров, а также прибрежных барьерных островов. Все это увеличивает количество возможных интерпретаций разреза (фиг. 35).

Не исключая того, что процесс блуждания русел мог явиться причиной образования «мегациклотем» Уилда, П. Аллен все же пытался сопоставить фазы трансгрессий и регрессий с геологическими событиями в Парижском бассейне. При любой реконструкции ясно, что бассейн Уилд (или «Сассекс-Морас», по более яркому определению П. Аллена) должен был представлять собой краевую область, реагирующую на любой подъем уровня моря. Развитие Парижского бассейна в течение этого времени отчетливо отражает влияние крупных морских трансгрессий, которые могли быть связаны с этапами образования «мегациклотем» разреза Уилд (табл. 12). Если такая временна́я корреляция имеет место, то в пределах этого региона ритмически повторяющиеся последовательности слоев, по-видимому, формировались в результате эвстатических колебаний уровня моря или под воздействием тектонического фактора.

Другим примером крупных циклов неледниковых озерных отложений, согласно сообщению Ван-Хаутена [432], является формация Локатонг (фиг. 36). В разрезах этой формации циклы обломочных отложений, как правило, группируются в ритмичные серии, разделенные циклами хемогенных отложений; мощность таких групп порядка 350 футов [1]. Два самых верхних цикла этих ритмичных серий представлены коричневатыми пластами, переслаивающимися в разрезе с доминирующими пачками

[1] В более поздней работе Ван-Хаутена [433] выделены группы с промежуточными значениями мощности 70—90 футов.



Фиг. 35. Возможные интерпретации мегациклотем Уилда

Интерпретация *1* — циклотема, сформированная во время регрессии; интерпретация *2* — циклотема, сформированная главным образом в процессе регрессии; после образования почвенного слоя начинала трансгрессивная фаза; интерпретация *3* — регрессивной фазе соответствует накопление песчаников, трансгрессивная фаза начинается с пластов галечника; интерпретация *4* — то же, что и в предшествующей интерпретации, но основные слои песчаников аренитовой формации и песчаники побочных циклотем аргиллитовой толщи рассматриваются как барьерные пески (устное сообщение П. Аллена, 1965).

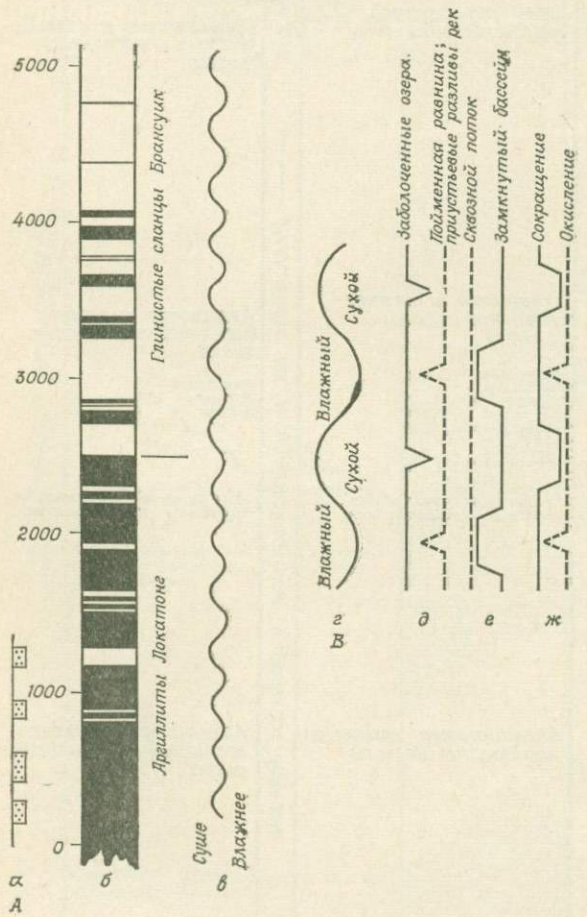
с учетом их составляющих побочных циклотем.

Таблица 12

Возможная корреляция мегациклотем Уилда с трансгрессиями в Парижском бассейне (по П. Аллену [10])

Мегациклотема (Уилд)	Формация (Уилд)	Направление движения уровня озера (Уилд)	Неокомское море (Парижский бассейн)
IV	Средние глины Уилд [1]		Верхнебарремская—нижнеаптская *трансгрессия*
	Верхние глины Уилд [1]	Поднятие	
	Хоршем-Стоун	Опускание	Барремская *регрессия*
(?)III	Нижние глины Уилд	Поднятие	Готеривская *трансгрессия*
	Верхние пески Танбридж-Уэлс	Опускание	Движения в поздневаланжинское — раннего готеривское время
II	Глины Гринстед	Небольшое поднятие	
	Нижние пески Танбридж-Уэлс	Опускание	
I	Глины Уодхерст [1]	Поднятие	Валанжинская *трансгрессия*
	Пласты Ашдаун	Опускание	Берриасская *регрессия*

[1] Включая побочные циклотемы.



Фиг. 36.

А — обобщенные разрезы формаций Локатонг и Брансуик; *В* — характеристика фациальных условий (по Ван-Хаутену [432]).

серых аргиллитов. В вышележащем комплексе пород наблюдается исчезновение малых циклов, однако расслаивающие эту толщу пласты коричневого цвета по-прежнему встречаются внутри сероцветных слоев через каждые 325—375 футов. Залегающие выше формации Локатонг глинистые сланцы Брансуик характеризуются преимущественно коричневой окраской; в виде прослоев в них отмечаются сероцветные слои, которые залегают с интервалом 350—425 футов. Представляется, что все вышеотмеченные особенности разреза являются отражением долгопериодических разновидностей циклов, имеющих мощность около 345 футов. На основании средней скорости осадконакопления, полученной исходя из анализа малых циклов формации Локатонг, и предположения, что эти циклы являются регрессивными, был установлен интервал времени, в течение которого формировались долгопериодические циклы. Он оказался равным 500 000 лет. Продолжая придерживаться мнения о решающем значении климата, Ван-Хаутен связывал происхождение таких циклов с чередованием длительных влажных и сухих периодов. Во время образования формации Локатонг господствовали озерные и восстановительные условия осадконакопления, и более сухие периоды длительного цикла способствовали выпариванию озер и осушению обширных площадей с их превращением в илистые поверхности или пойменные равнины. Любопытно, что эти периоды совпадают с отдельными периодами развития транзитной дренажной системы, представленными в циклах накопления обломочных отложений. Наоборот, в процессе формирования сланцев Брансуик накопление осадков в основном протекало в условиях пойменных равнин и илистых поверхностей и только в более влажные периоды долговременных циклов — в условиях озерных водоемов. В такие периоды отлагались сероцветные пачки.

ГЛАВА 4

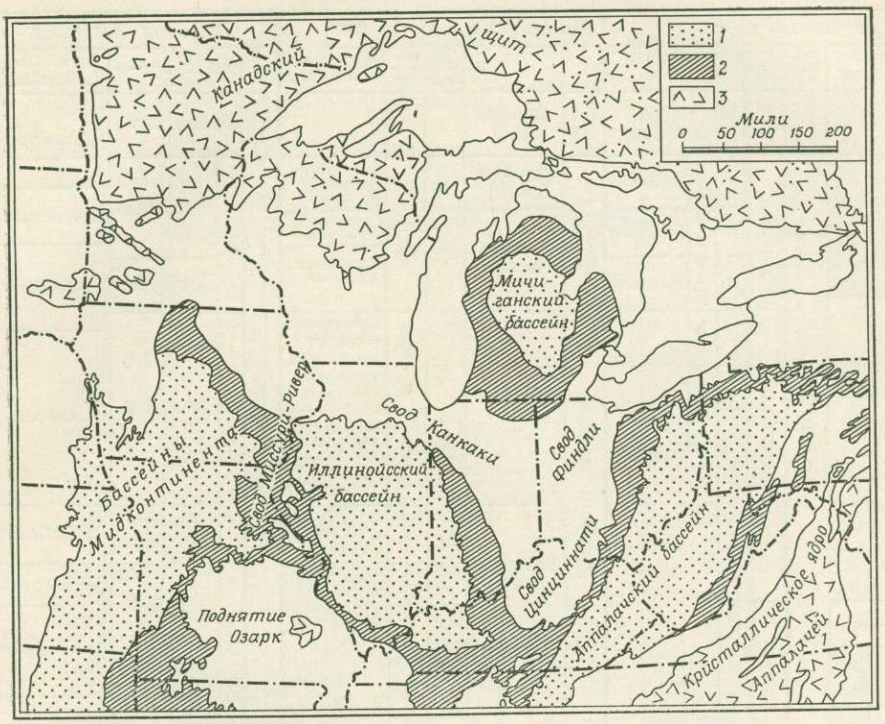
Переходные режимы. 1. Северная Америка

Из всех толщ, для которых характерно циклическое строение разрезов, наибольшей известностью, по-видимому, пользуются угленосные толщи. В 1854 г. Доусон [80] в своем отчете об исследовании угленосной толщи месторождения Джоггинс в Новой Шотландии указывал, что строение ее свидетельствует о «чередовании континентальных и аквальных условий осадконакопления на протяжении длительного времени». Он применил термин «аквальный», что было разумно, поскольку даже сейчас, по прошествии 100 лет, и несмотря на успехи, достигнутые палеоэкологией и геохимией, мы не можем в ряде случаев с уверенностью отличить морские условия от неморских в периоды существования неназемного режима. До настоящего времени наиболее надежными индикаторами солености считаются ископаемые остатки организмов, которые служат для установления морского или неморского генезиса слоев с однотипными литологическими особенностями. Пласты, не содержащие органических остатков, обычно рассматриваются как неморские [422, 424, 468].

Как будет показано ниже, по отдельным вопросам существуют различные точки зрения, но в целом мы, по-видимому, умеем отличать угленосные толщи, формировавшиеся в условиях частых вторжений моря, от подобных же толщ, при образовании которых трансгрессии моря были редки или вообще отсутствовали. Свидетельства морской трансгрессии часто обнаруживаются в пластах известняков, но во многих случаях единственное доказательство существования морских условий можно встретить лишь на одной поверхности напластования в глинистых породах. Таким образом, известны различные типы циклов, которые могут быть классифицированы и описаны в отдельности. В то же время во многих районах развиты несколько типов циклов; иногда они характерны для разных стратиграфических горизонтов, в других случаях эти типы известны из одновозрастной толщи отложений, но из географически отдаленных одна от другой ее частей. Для того чтобы не вносить путаницы, неизбежной при одновременном рассмотрении различных районов, и подчеркнуть важность палеогеографических реконструкций для понимания условий циклического осадконакопления, последующее описание угленосных циклов приводится по территориальному принципу.

СОЕДИНЕННЫЕ ШТАТЫ АМЕРИКИ

Отложения пенсильванской системы в США изучены лучше других угленосных толщ; в настоящей работе внимание сконцентрировано на описании трех регионов этой страны: Восточного внутреннего (или Иллинойсского), Западного внутреннего (или бассейнов Мидконтинента) и Аппалачского бассейнов (фиг. 37). Рассматриваемые отложения представлены главным образом глинистыми породами, песчаниками, известняками и каменными углями. Все имеющиеся геологические данные свидетельствуют о мелководных условиях отложения первых трех типов пород.

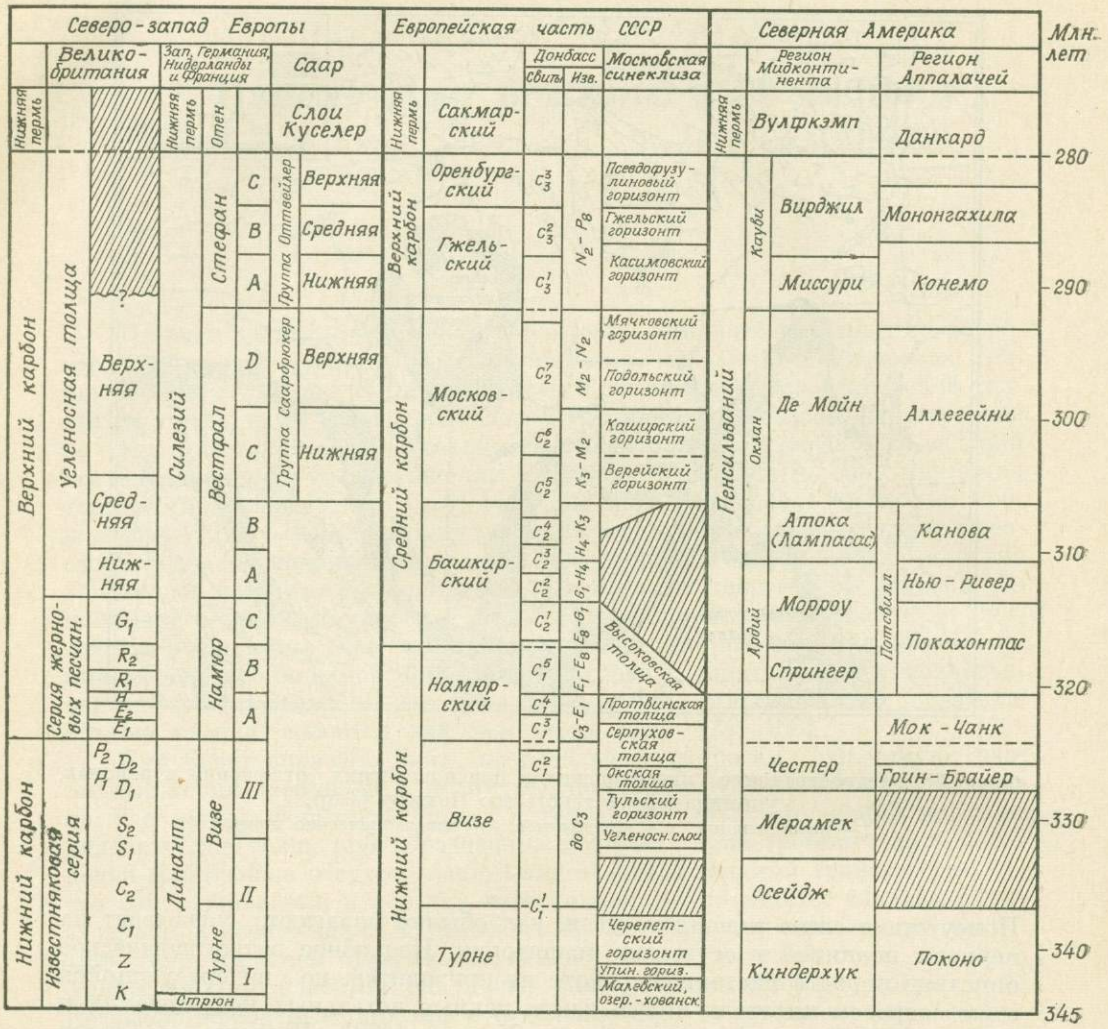


Фиг. 37. Распространение миссисипских и пенсильванских отложений в районах, упоминаемых в тексте (по Поттеру [328]).

1 — пенсильваний; *2* — миссисипий; *3* — кристаллические породы.

Присутствие слоев каменного угля, как обычно полагают, указывает на периоды поднятий и осушения территории. Подробное петрографическое описание пород в настоящей работе не приводится, но интересующийся этим вопросом читатель может найти данные детальных исследований и обширную библиографию в работах Уэллера [468], Поттера и Гласса [329], Ферма [125] и Поттера [328]. Хотя наш обзор ограничивается в основном отложениями пенсильванского возраста, следует иметь в виду, что циклическое осадконакопление подобного характера свойственно также миссисипским и пермским отложениям, что можно, например, видеть соответственно в работах Суонна [415] и Р. К. Мура [299]. Породы этих двух систем будут упоминаться далее по мере необходимости.

Уонлесс [453] умело обобщил имеющиеся данные и описал основные черты истории верхнепалеозойского осадконакопления во внутренних районах Североамериканского континента. Он показал, что эпиконтинентальное море, неоднократно трансгрессировавшее на территорию центральной части Северной Америки на протяжении позднемиссисипского, пенсильванского и раннепермского времени, наступало с юго-запада. Соответственно в Аризоне и на юго-западе Нью-Мексико разрез отложений этого возраста представлен преимущественно морскими породами; доля пород морского генезиса в разрезе уменьшается до 70—40% в Канзасе, до 25—10 в Иллинойсе и всего до 5—1%, а иногда и менее в Западной Виргинии. На фиг. 38 приведена схема стратиграфического подразделения пенсильвания в сопоставлении со стратиграфическими схемами каменноугольной системы Западной Европы и Европейской части СССР.

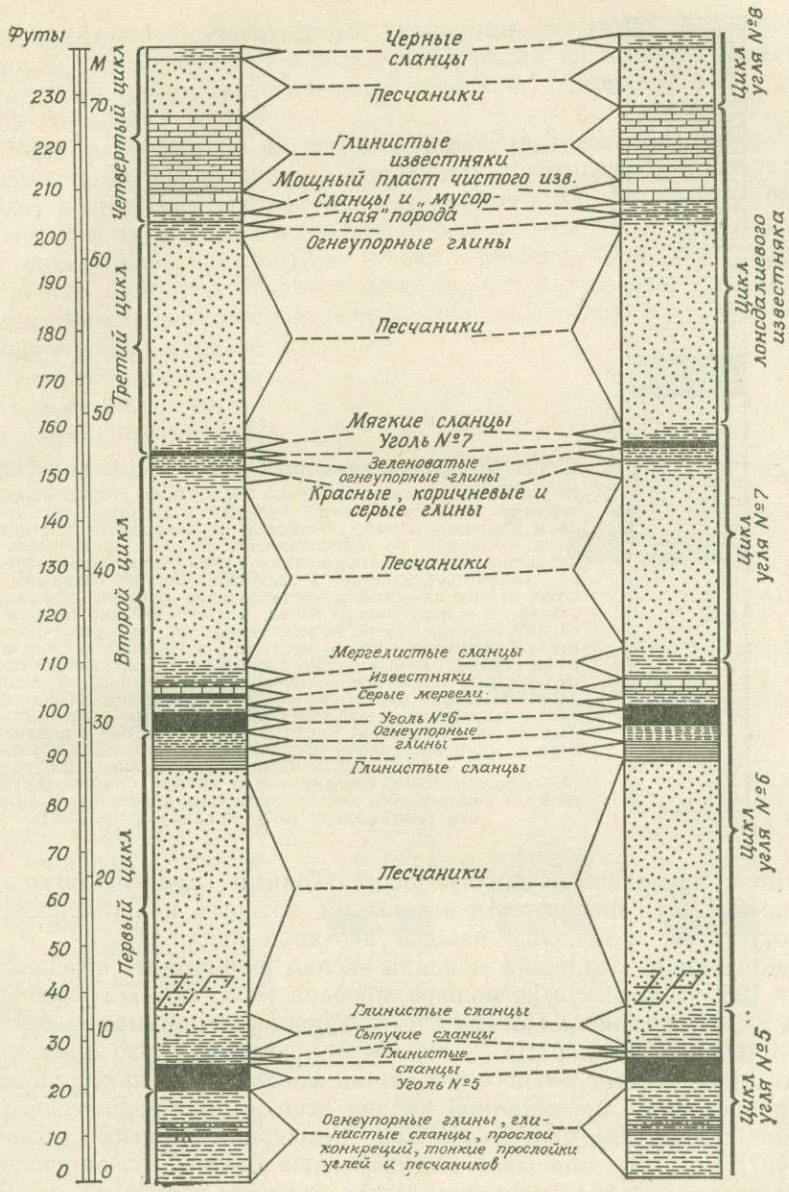


Фиг. 38. Корреляционная схема стратиграфии карбона северо-запада Европы, Европейской части СССР и Северной Америки (по Френсису и Вудленду [143]).

Восточный внутренний бассейн

Адден [427], отметивший циклический характер пенсильванских отложений в изученной им части Иллинойса (фиг. 39), писал следующее: «Можно утверждать, что в каждом цикле запечатлены четыре последовательные стадии осадконакопления, а именно: 1) аккумуляция растительных остатков, 2) отложение известкового материала, 3) привнос песков, 4) заполнение бассейна осадками до уровня моря и почвообразование» ([427], стр. 47).

В 1930 г. Уэллер [464] опубликовал свою классическую работу «Циклическое осадконакопление в пенсильванском периоде и его значение», в которой получили дальнейшее развитие идеи Аддена. Этот труд положил начало детальному изучению пенсильванских отложений США (и других стран), вызвавшему появление многочисленной литературы и разнообразных теорий. На фиг. 39 показаны различия в интерпретации циклического разреза Адденом и Уэллером. В 1932 г. был впервые введен

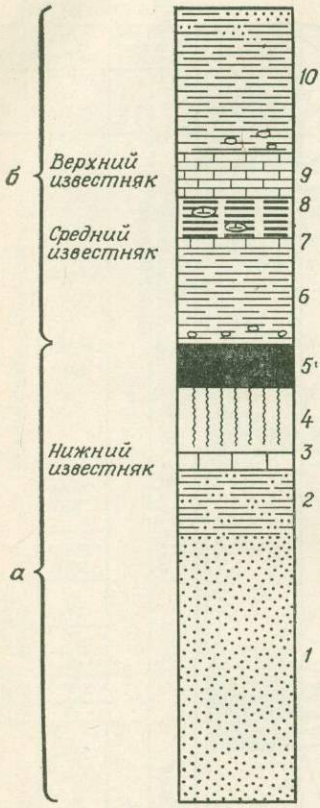


Фиг. 39. Циклические разрезы пенсильванской формации Пиория в Иллинойсе по Аддену [427] и Уэллеру [464], приведенные в работе Шрока [392]).

термин «циклотема» для обозначения серии пластов, отложившихся в течение одного седиментационного цикла такого типа, который преобладал на протяжении пенсильванского периода ([462], стр. 1003).

Следует отметить (см. фиг. 39), что Адден начинал свои циклы с подошвы прослоев каменного угля, т. е. с начала его «стадии аккумуляции растительных остатков». Однако Уэллер [464] решил, что каждую циклотему следует рассматривать как формацию [1] и согласно практике стратиграфического расчленения разрезов начало циклотемы должно быть

[1] В американском, т. е. стратиграфическом, смысле этого термина. — *Прим. ред.*



Фиг. 40. Идеализированная иллинойсская циклотема.

а — нижняя, преимущественно неморская гемициклотема; *б* — верхняя, преимущественно морская гемициклотема; *1* — песчаники мелкозернистые, слюдистые и алевролиты глинистые; породы массивные до тонкослоистых; нижняя поверхность обычно неровная; *2* — глинистые сланцы серые, песчанистые; *3* — известняк глинистый, залегает в виде линз, между которыми отмечаются гальки известняка, органические остатки обычно отсутствуют; *4* — подугольная глина, в кровле обычно серая и светло-серая, верхняя часть неизвестковистая, нижняя — известковистая; *5*—каменный уголь, местами с прослойками глин и глинистых сланцев; *6*—глинистые сланцы серые, в подошве обычно со стяжениями пирита и конкрециями железняка; местами в подошве обильные растительные остатки; морские ископаемые редки; *7*—известняки с морскими органическими остатками; *8*—глинистые сланцы черные, плотные, тонкослоистые и плитчатые, содержат крупные черные сферические конкреции и морские ископаемые; *9* — известняки с морскими органическими остатками; *10* — сланцы серые, песчанистые в кровле, с морскими ископаемыми и конкрециями железняка преимущественно в нижней части (по Уэллеру [467], Косанку и др. [239]).

приурочено к проявлениям диастрофизма. Такими проявлениями диастрофизма являются поверхности несогласия, которые, как утверждал автор, присутствуют в подошве каждой песчаной пачки.

Восьмичленная «типичная пенсильванская формация», обоснованная впервые в 1930 г., позже была модифицирована [465, 462, 472]. Идеализированная иллинойсская циклотема в ее современном понимании показана на фиг. 40. Однако Уэллер ([470], стр. 141) подчеркнул, что приведенная циклотема представляет собой «всего лишь модель, поскольку она не является ни идеальной, ни типичной ни для всего стратиграфического разреза Иллинойса, ни для пенсильванских отложений других регионов». Ранее ([467], стр. 28), описывая иллинойсскую циклотему, он указывал, что *«чаще всего отчетливо устанавливается развитие* пачек 1, 1 и 2 или 2, 4, 5, 8, 9 и 10». Однако в 1957 г. Уэллер ([468], стр. 330) писал: *«В простейшем виде* наблюдаемая пенсильванская циклотема состоит из следующих пяти членов:

10) глинистый сланец;
9) известняк;
5) каменный уголь;
4) подугольная глина;
1) песчаник.

Другие распространенные варианты идеализированной циклотемы были описаны Уэллером [470] и показаны на фиг. 41. На стр. 103 будет специально рассмотрен вопрос о том, что некоторые из этих типов циклотем могут быть обнаружены в геологическом разрезе Иллинойса.

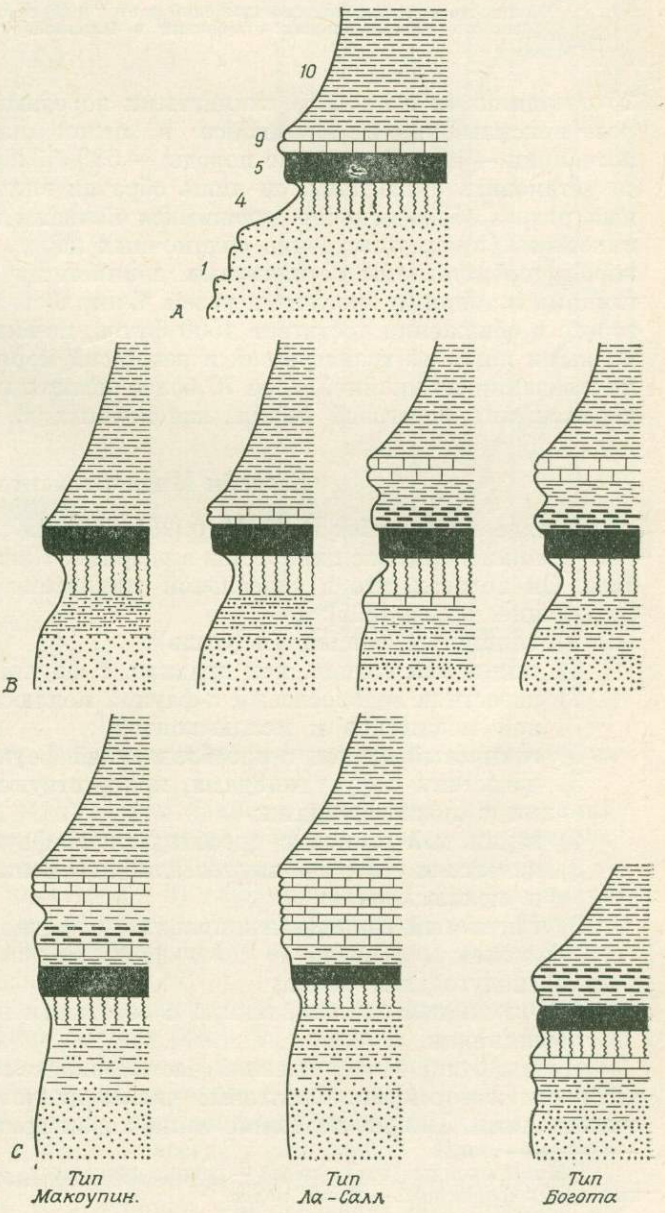
Как Уэллер, так и другие геологи [472, 453, 456, 458, 162] подчеркивали, что в разрезе пенсильванской системы Восточного внутреннего бас-

сейна отмечаются существенные вариации в типах циклотем. Типы циклотем, их количество и мощность каждой из них изменяются, как и другие особенности геологического строения, в зависимости от изменения общей мощности толщи.

Уонлесс [458] отметил, что строение циклов изменяется от одного района к другому, а также в различных стратиграфических горизонтах разреза в пределах одного и того же участка. На отдельных территориях эти изменения проявляются в большей мере, чем на других; толща такого же стратиграфического объема может содержать здесь иные типы и иное количество циклотем. Уонлесс полагал, что ливерпульская циклотема с определенными регионально распространенными членами, вероятно, представляет собой «характерную показательную циклотему». Она состоит в основном из членов 1, 3, 4, 5, 8, 9, 10 «идеальной» циклотемы, приведенной на фиг. 40.

В то время как различия в типе циклотем устанавливаются по литературным данным достаточно хорошо, последовательно изложенных материалов о количестве и мощностях циклотем в разрезе каждой отдельной площади недостаточно. Информация по этому вопросу, которую удалось извлечь из литературы, сведена в табл. 13.

Недавно была описана цикличность осадконакопления толщи пород, сформировавшейся во время честер (поздний миссисипий) в Иллинойсе [415]. Эта толща отличается от разреза пенсильвания количественным составом слагающих ее пород: она на 25% сложена известняками, на



Фиг. 41. Разновидности иллинойсской идеализированной циклотемы.

Условные обозначения те же, что на фиг. 40. *A* — простейшая ясно выраженная разновидность [468]; *B* — характерные разновидности [470]; *C* — разновидности, получившие собственные названия [470].

Таблица 13

Мощность и количество циклотем в пенсильванской системе Иллинойса

Район	Средняя мощность, футы	Количество циклотем	Литература
Центральная часть США		38	[460]
Западный Иллинойс	25		[453]
Центральные штаты	<50		[467]
Северо-западный Иллинойс	22[1]	23	[454]
Иллинойс	55—80[2]	37	[56]
Восток центральной части США		30	[457]
Восточный внутренний бассейн		25	[456]

[1] Мощность пенсильванских отложений в этом районе составляет 500 футов [454].
[2] Мощность пенсильванских отложений в Иллинойсе достигает 2000—3000 футов [239].

25 песчаниками и на 50% глинистыми породами, в то время как в разрезе пенсильвания в Иллинойсе в целом известняки составляют 4, песчаники — 33 и глинистые породы — 63% [328]. Суонн [415] не пытался установить циклотемы, он лишь обратил внимание на то, что изученный разрез образован чередующимися пачками главным образом известняковых и преимущественно обломочных пород. При этом обломочные породы представлены песчаниками, глинистыми сланцами, подугольными глинами и тонкими прослоями углей. Считалось, что разрез, мощность которого в обнажении достигает 1500 футов, по-видимому, образован 15 основными циклами трансгрессий и регрессий моря, хотя есть данные о существовании по крайней мере 70 более мелких изменений в направлении перемещения береговой линии, наложенных на эти циклы.

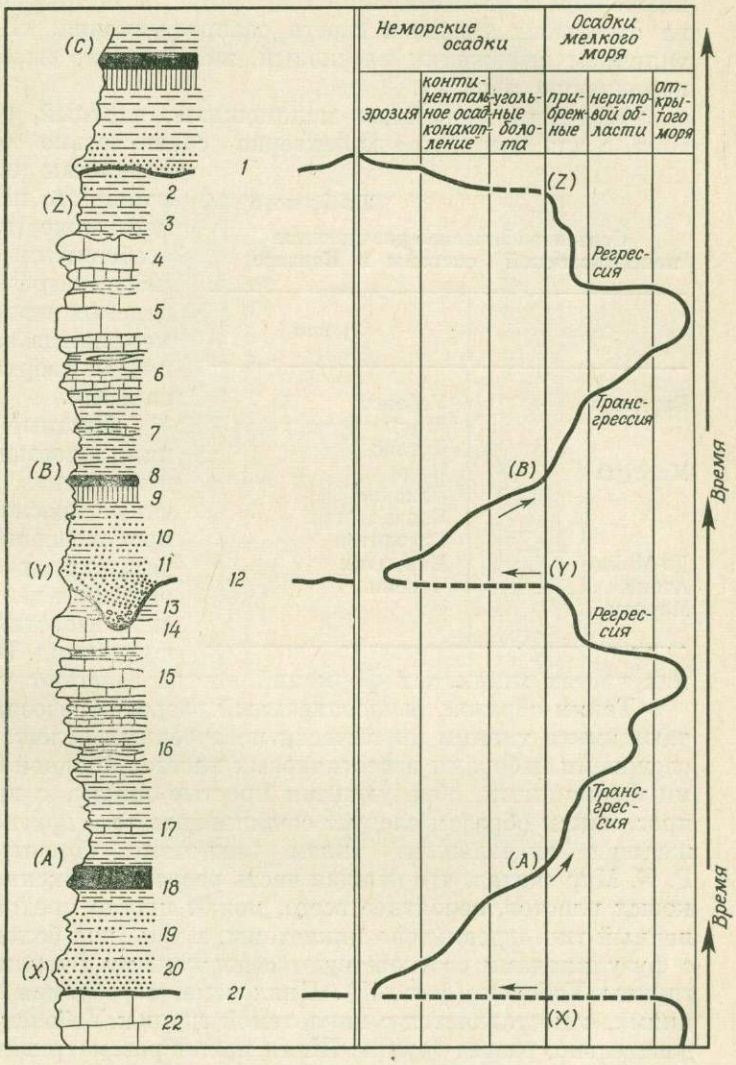
Бассейн Мидконтинента

В ряде своих работ Р. К. Мур [295, 296, 297, 299] описал пенсильванские и нижнепермские циклотемы в разрезах Канзаса и прилегающих районов. Он полагал, что в «идеальной циклотеме» могут быть выделены следующие члены [295]:

9) глинистый сланец (и уголь);
8) глинистый сланец, как правило, с фауной моллюсков;
7) известняк водорослевый с фауной моллюсков или смешанной фауной моллюсков и моллюскоидов [1];
6) глинистый сланец с преобладающей фауной моллюскоидов;
5) известняк с фузулинидами, присутствующими обычно в ассоциации с моллюскоидами;
4) глинистый сланец с преобладающей фауной моллюскоидов;
3) известняк с фауной моллюсков или смешанной фауной моллюсков и моллюскоидов;
2) глинистый сланец, как правило, с фауной моллюсков;
1c) уголь;
1b) подугольная глина;
1a) глинистый сланец, иногда с остатками наземных растений;
0) песчаник.

Члены 0 и 1 в подошвенной части циклотемы и член 9 в ее кровле являются неморскими. Остальные члены циклотемы сложены морскими отложениями. Циклы подобного типа характерны для группы Уобонси

[1] Моллюскоиды (molluscoids) — группа животных, объединяющая мшанки, брахиоподы и форониды. — *Прим. перев.*



Фиг. 42. Схематический разрез пенсильванских отложений Канзаса, демонстрирующий их циклическое строение (по Р. К. Муру [299]).

1 — поверхность несогласия; *2* — сланцы солоноватоводные и неморские; *3* — сланцы морские; *4* — водорослевые известняки с остатками прибрежных и солоноватоводных беспозвоночных; *5* — известняки с фауной открытых частей моря, в особенности фузулинид; *6* — известняки песчанистые и глинистые с фауной беспозвоночных неритовой области; *7* — сланцы морские с фауной беспозвоночных литорали; *8* — каменный уголь; *9* — подугольная глина; *10* — сланцы неморские, обычно песчанистые; *11* — песчаники неморские; *12* — поверхность несогласия; *13* — сланцы морские; *14* — водорослевые известняки с раковинами прибрежных беспозвоночных; *15* — известняки с фауной открытых частей моря, в особенности фузулинид; *16* — известняки глинистые с фауной беспозвоночных неритовой области; *17* — сланцы морские с фауной беспозвоночных литорали; *18* — каменный уголь; *19* — сланцы неморские, песчанистые; *20* — песчаники неморские; *21* — поверхность несогласия; *22* — известняки с фузулинидами.

серии Вирджил (схему стратиграфического расчленения пенсильвания Канзаса см. в табл. 14).

Р. К. Мур [295] вслед за Уэллером начинал циклотему с песчаника. Однако он подчеркивал, что фузулинидовый известняк (член 5) представляет собой отложения кульминационной части морской трансгрессии, в то время как вышележащие пласты (6—8) сформировались в регрессивную морскую фазу (фиг. 42). Это обстоятельство делает циклотему Канзаса почти симметричной и потому отличающейся от циклотемы иллинойсского типа.

Однако в группе Шони, подстилающей Уобонси, строение циклотем вновь изменяется. Эта группа состоит [295] из четырех известняковых формаций, разделенных относительно мощными толщами пород. Каждая из известняковых формаций слагается характерными типами известняков. Эти известняки обычно разделены маломощными глинистыми сланцами, но последовательность их в разрезе всегда одинаковая. Известняковые пачки известны под названием «нижний», «средний», «верхний» и «самый верхний» известняки. Как правило, они содержат фузулиниды, ис-

ключением в этом отношении является лишь «самый верхний» известняк на отдельных участках своего распространения. «Нижний» известняк в типичном выражении массивный, железистый; выветрелая порода имеет коричневую окраску.

«Средний известняк» маломощный, плотный, окрашен в синеватые тона, а для «верхнего» характерна сравнительно большая мощность и волнистая слоистость [297]. Маломощные пачки глинистых сланцев также имеют отличительные особенности. Легко распознаваемая в разрезе пачка черных сланцеватых глинистых пород, например, всегда залегает между «средней» и «верхней» известняковыми пачками.

Таблица 14

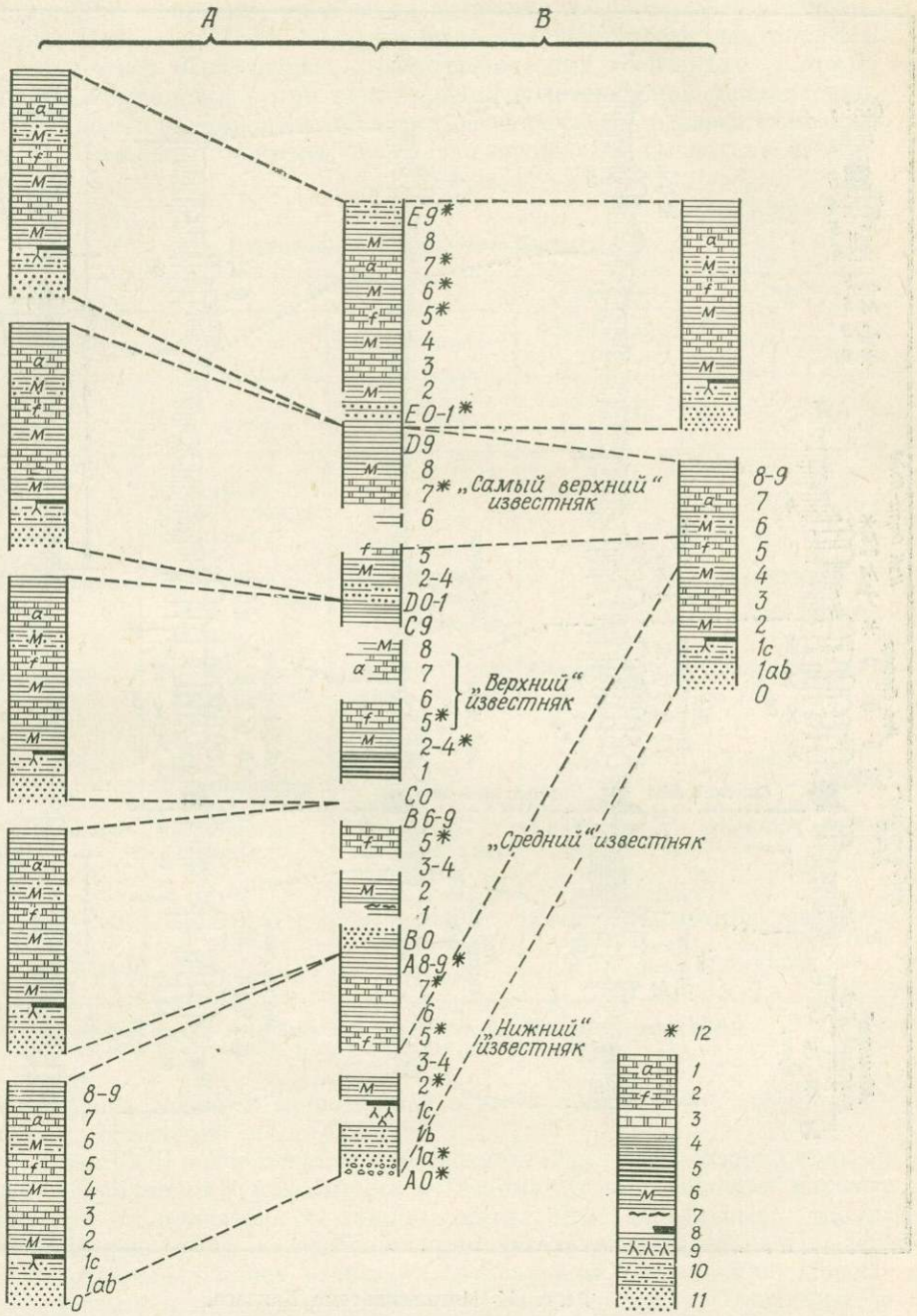
Стратиграфическое расчленение пенсильванской системы в Канзасе

Серии	Группы
Вирджил	Уобонси
	Шони
	Дуглас
Миссури	Пиди
	Лансинг
	Канзас-Сити
	Плезантон
Де-Мойн	Марматон
Атока	Чероки
Морроу	

Мощные глинистые формации, залегающие между толщами известняков, часто содержат песчаные прослои и имеют неморское происхождение. Однако в центральных их частях отмечаются один или два тонких прослоя морских известняков, не содержащих фузулинид. В то же время в верхних частях глинистых формаций иногда залегают угольные пласты.

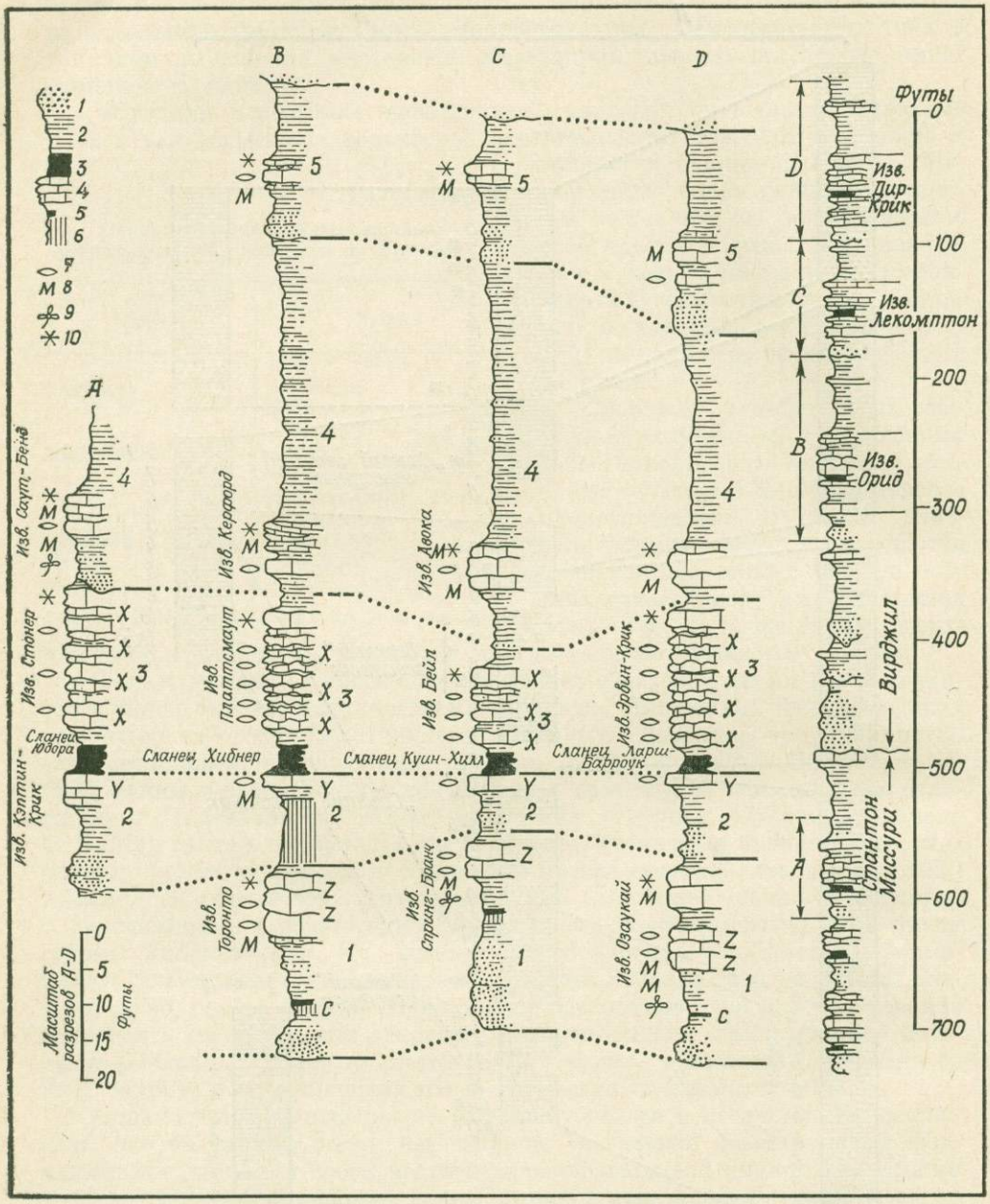
Таким образом, вышеописанный разрез образован двумя резко различающимися типами циклически построенных отложений, представленных сложными наборами известняковых пластов, с одной стороны, и глинистыми формациями, образующими простые циклы, с другой. Возникает вопрос, каким образом следует сопоставлять те и другие циклические отложения с «идеальным» типом циклотемы группы Уобонси. Сначала Р. К. Мур считал, что каждая часть разреза, сложенная набором известняковых пластов, вероятнее всего, может просто представлять собой усложненный тип «идеальной» циклотемы, а три (или более) пачки известняков с фузулинидами соответствуют содержащему фузулиниды члену 5 цикла группы Уобонси (фиг. 43). Циклотема, образуемая глинистыми формациями, сопоставляется с циклотемой группы Уобонси гораздо лучше. Следовательно, разрез группы Шони может рассматриваться как чередование сложных и простых (или основных и подчиненных) циклотем. Это сочетание различных типов циклотем, или «цикл циклотем», выделялось Р. К. Муром, и он предложил для него термин «мегациклотема».

Однако приведенный разрез мог трактоваться и по-иному. Не исключено, что различные пачки известняков, слагающие известняковые формации, представляют собой части отдельной неполной циклотемы. Иными словами, последовательность слоев, которая, как первоначально полагал Р. К. Мур, состоит из *двух* циклотем, в действительности может представлять собой *пять* циклотем (см. фиг. 43). Если принять циклическую концепцию, т. е. считать, что слои возникают в определенном порядке, то положение отдельных, отличающихся друг от друга пачек в разрезе может быть таким образом объяснено значительно легче. В конечном счете Р. К. Мур остановился именно на этой, второй гипотезе, расценив ее как более правдоподобную. Тогда оказалось, что мегациклотема состоит из набора пяти неполных циклотем. Для иллюстрации обеих противостоящих гипотез по данным, приведенным в работе Р. К. Мура [295] была составлена фиг. 43, причем для этого нами был использован *тот же* разрез отложений группы Шони. Сам Р. К. Мур по каким-то неясным для нас причинам подобную схему в свою работу не включил.



Фиг. 43. Схема различной интерпретации разреза группы Шони (не в масштабе).

A — сопоставление с пятью и *B* — с двумя циклами типа, свойственного группе Уобонси. Для большей наглядности колонки разорваны. Пробелы соответствуют участкам, в которых предполагаются несогласия и выпадение литологических пачек, частичные пробелы — маломощным и слаборазвитым пачкам. Составлено по данным, приведенным Р. К. Муром ([295], стр. 30—31). *1* — известняки морские, водорослевые; *2* — известняки морские, фузулинидовые; *3* — известняки морские; *4* — глинистые сланцы; *5* — глинистые сланцы черные, плитчатые, морские; *6* — глинистые сланцы морские; *7* — углистые прослои; *8* — каменный уголь; *9* — остатки корневых систем; *10* — сланцы песчанистые; *11* — песчаники; *12* — наиболее выдержанные литологически и хорошо прослеживающиеся стратиграфические горизонты разреза.



Фиг. 44. Мегациклотема Канзаса.

X — светло-серые волнисто-тонкослоистые породы; *Y* — голубоватые плотные породы с ровными поверхностями напластования и вертикальными трещинами; *Z* — желтовато-коричневые железистые массивные породы. Циклотемы в каждой мегациклотеме пронумерованы снизу вверх (по Р. К. Муру [297]). *1* — песчаники; *2* — светлоокрашенные глинистые сланцы; *3* — черные глинистые сланцы; *4* — известняки; *5* — каменный уголь; *6* — подугольная глина; *7* — фузулины; *8* — моллюски; *9* — наземные растения; *10* — водоросли.

Мегациклотемы, установленные на различных стратиграфических уровнях, показаны на фиг. 44. Однако следует помнить, что, хотя в целом разрез пенсильвания в Канзасе образован чередованием карбонатных и терригенных отложений, циклотемы и мегациклотемы как таковые описаны отнюдь не из всех стратиграфических подразделений этой системы.

Р. К. Мур [296], например, не обратил внимания на циклотемы в отложениях серий Морроу и Атока. Как уже было отмечено выше, тип циклотем может изменяться в различных стратиграфических горизонтах разреза; он, конечно, изменяется и при перемещении в латеральном направлении. Вариации характера циклотем по стратиграфическому разрезу показаны в табл. 15. Интересно отметить, насколько отличается циклотема в отло-

Таблица 15

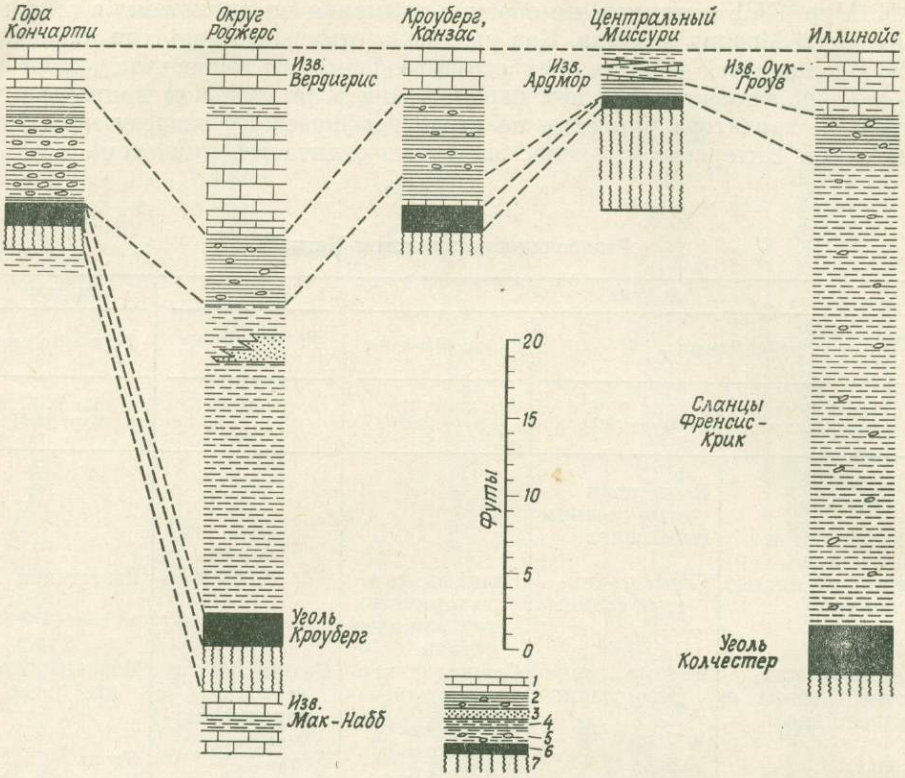
Разновидности циклотем Канзаса [1]

Де-Мойн			Миссури	Вирджил
Группа Чероки		Группа Марматон	Группа Канзас-Сити	Группа Уобонси
По Хау [196][2] (юго-восточный Канзас)	По Р. К. Муру [296]	По Р. К. Муру [296]	По Р. К. Муру [296]	По Р. К. Муру [296]
	Известковистые сланцы			
(Известняки и песчаники)	Известняки			
(Серые глинистые сланцы)	Серые глинистые сланцы	Сланцы серые до коричневатых или известняки		Известняки
(Темные глинистые сланцы и известняки)	Черные глинистые сланцы	Сланцы черные, плитчатые	Сланцы или известняки с морской фауной	Морские сланцы
Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь
Подугольная глина	Подугольная глина	Подугольная глина	Подугольная глина	Подугольная глина
Известняки и песчаники	Песчанистые сланцы	Глинистые сланцы, песчанистые и алевритистые	Глинистые сланцы, песчанистые и алевритистые	Сланцы неморские
Глинистые сланцы, серые	Песчаники	Песчаники неморские	Песчаники неморские	Песчаники тонкозернистые, слюдистые
Темные сланцы и известняки				

[1] Литологические пачки в скобках добавлены, чтобы облегчить сравнение.
[2] Циклотема описана с пачкой угля в качестве верхнего члена.

жениях группы Уобонси, приведенная в этой таблице, от «идеальной» циклотемы, описанной на стр. 96.

Мерриам [286] подчеркнул, что циклотемы могут быть симметричными или асимметричными в зависимости от взаимного расположения морских и неморских компонентов. Он также отметил, что «идеальные» циклы встречаются редко. Однако особенно примечательна чрезвычайная выдержанность отдельных пачек разреза в латеральном направлении. Известняки, например, в некоторых случаях прослеживаются от Оклахомы до Пенсильвании [299], они распространены на территории 80 000 кв. миль. С другой стороны, во многих примерах бывает нелегко установить, как разграничены одна от другой отдельные циклотемы (см., например, фиг. 44). То обстоятельство, что различные исследователи одни и те же пачки разреза довольно часто относят к разным циклотемам, указывает на неполноту многих циклотем. Эта мысль была подчеркнута Брансоном [56], который, рассматривая регион Мидконтинента, писал: «Было широко распространено в целом неправильное представление о характере циклических отложений. Идеальная же циклотема так и не была обнаруже-



Фиг. 45. Циклотема отложений Кроуберг-Вердигрис (по Брансону [56]).
1 — известняки; *2* — черные плитчатые глинистые сланцы; *3* — песчаники; *4* — глинистые сланцы; *5* — конкреции; *6* — каменный уголь; *7* — подугольная глина.

на, а в пределах Мидконтинента нет циклотем, приближающихся по своему строению к идеальной. Нормальная, хорошо развитая циклотема этого региона, встречающаяся здесь, кстати сказать, довольно редко, представляется в следующем виде:

сланец глинистый, черный, без органических остатков, содержащий глинисто-железистые конкреции;
известняк, местами обогащенный фузулинидами;
сланец глинистый, серый, содержащий остатки миалинид;
известняк или глинисто-железистая порода с обильными маргиниферидами;
сланец глинистый, черный, листоватый, с фосфоритом;
каменный уголь;
подугольная глина;
сланец глинистый, алевритистый, с остатками растений;
песчаник неморской, местами с конгломератами.

Брансон отметил, что циклотемы, сравнительно мало изменяющиеся на обширной территории, редки, и привел в качестве примера циклотему отложений Кроуберг-Вердигрис (фиг. 45). Фиг. 45 приведена здесь не только для того, чтобы показать, что даже «мало изменяющаяся» циклотема совершенно различна в разных районах, но и для иллюстрации трудностей определения положения кровли и подошвы циклотемы. К этому вопросу мы еще вернемся позднее.

Что касается Иллинойса, то для этой территории довольно трудно дать определенный ответ о количестве и мощностях имеющихся в разрезе

циклотем. Брансон ([56], стр. 450) указывал, что «...в разрезе платформы Оклахомы — Канзаса, по-видимому, присутствует более 60 таких циклов, 41 из которых содержит угольные пласты, развитые по крайней мере на отдельных участках». Уонлесс [453] выделял на территории Канзаса 25—30 циклов, в то же время Мерриам ([286], стр. 177) считал, что количество их достигает 85.

Насколько нам известно, ни в одной опубликованной работе не приводится средняя мощность циклотем Канзаса, хотя Р. К. Мур [296] описал 15 циклотем, образовавшихся во время чероки, и привел их мощности, изменяющиеся в пределах 10—70 футов (в среднем около 32 футов). Хау [196] описал отложения того же возраста в юго-восточном Канзасе. Хотя он по-иному устанавливал границы циклов (он проводил их по кровле угольных пластов вместо общепринятой в Америке границы по подошве песчаников), средняя мощность этих циклов оказалась близкой к 30 футам. В группе Уобонси, мощность которой составляет 320—520 футов [286], содержится 15 циклотем [297], что вновь указывает на тот же порядок величины их средней мощности. Две «типичные» циклотемы группы Уобонси, приведенные Р. К. Муром ([295], стр. 23), имеют мощности 35 и 45 футов.

Теперь следует вновь вернуться к вопросу о мегациклотемах. Уэллер [469] показал, что в каждой из групп: Марматон, Канзас-Сити, Лансинг и Шони — содержится по четыре, а в группе Уобонси — одна циклотема (см. табл. 14). По мнению Р. К. Мура [299], присутствие их характерно также и для нижнепермских отложений Канзаса.

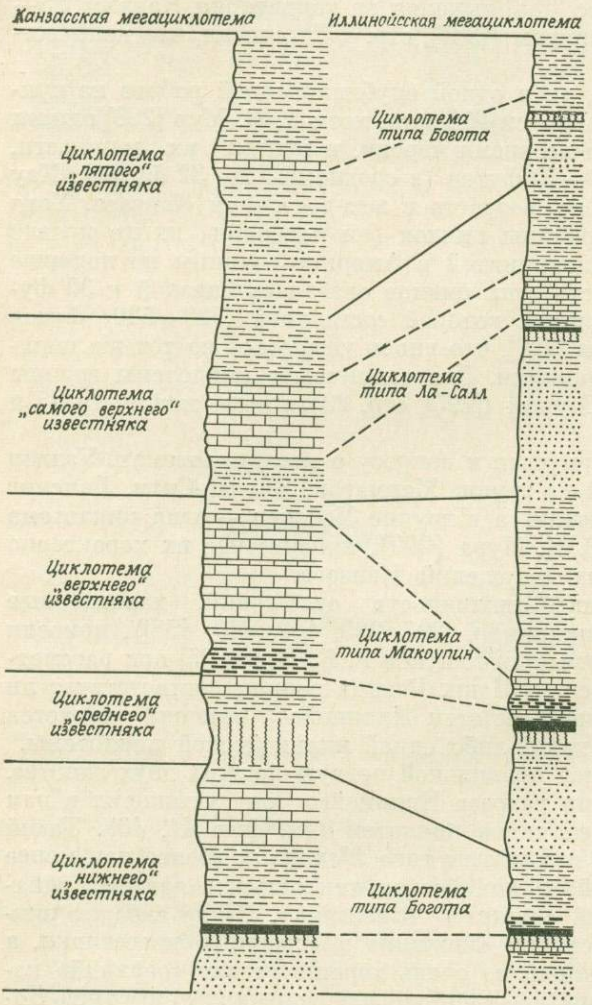
Попытки сопоставить типы цикличности отложений, характерные для Канзаса и Иллинойса (например, [297, 299, 469, 470, 458]), привели к тем же трудностям, с которыми столкнулся Р. К. Мур [295] при рассмотрении разрезов групп Уобонси и Шони. Возник вопрос, соответствует ли мегациклотема Канзаса группе циклотем Иллинойса или она является всего лишь разновидностью какой-либо одной иллинойсской циклотемы.

Уэллер [466, 469, 470] счел правильной первую из этих двух гипотез. При дополнительном изучении разреза Иллинойса он установил в нем закономерное повторение трех типов циклотем (см. фиг. 41, 46). Такой цикл циклотем начинается с циклотемы типа *Макоупин* (более или менее близкая к «идеализированной» иллинойсская циклотема, в которой, однако, отсутствует пресноводный «нижний» известняк). Выше следует циклотема типа *Ла-Салл* (отсутствуют «нижний» и «средний» известняки, а также черный глинистый сланец, но очень хорошо развит «верхний» известняк). Далее залегает одна, но чаще две или три циклотемы типа *Богота* (отсутствуют морские «средний» и «верхний» известняки, но очень четко выражены пресноводный «нижний» известняк и черный глинистый сланец). Затем этот цикл циклотем вновь повторяется. В качестве основного репера для корреляции Уэллер использовал черный глинистый сланец, залегающий между «средним» и «верхним» известняками (фиг. 46).

Уонлесс [458] использовал тот же черный глинистый сланец для того, чтобы показать, что мегациклотема Канзаса стратиграфически эквивалентна *одной* «полно развитой» иллинойсской циклотеме. Пласт угля разреза Иллинойса был сопоставлен им со «средним» известняком Канзаса, а «нижний» пресноводный известняк иллинойсской циклотемы — с «нижним» морским известняком Канзаса.

На основании имеющейся информации трудно с достаточной полнотой оценить две эти точки зрения. Некоторые из приводимых данных противоречат одни другим. Например, Уэллер [469] категорически утверждает, что «нет никаких данных, которые достоверно свидетельствовали бы о соответствии морских «нижних» известняков канзасских мегациклотем пресноводным «нижним» известнякам или редко встречающимся морским

прослоям в базальных песчаниках иллинойсских циклотем». В то же время Уонлесс ([458], стр. 603) указывает, что, «хотя подугольные известняки бассейна Иллинойс обычно формировались в пресных озерах или солоноватоводных лагунах, они одновозрастны трансгрессивным морским известнякам, развитым юго-западнее».



Фиг. 46. Сопоставление канзасской и иллинойсской циклотем [469].
Условные обозначения см. на фиг. 40.

Уэллер не дал детального описания разреза Иллинойса, когда рассматривал распространение в этом разрезе выделенных им трех типов циклотем (другие варианты циклотем, подобные показанным на фиг. 41, им не упомянуты). Насколько нам известно, ни одного *реально существующего* разреза отложений Иллинойса, в котором можно было бы видеть цикл циклотем, опубликовано не было. Однако разрез Канзаса Уэллер [469, 470] проанализировал более детально (показав, между прочим, насколько трудно общепринятым образом разделить разрез на циклотемы и мегациклотемы). Уонлесс [458] для сравнения с мегациклотемой Канзаса использовал в основном иллинойсскую циклотему с отсутствующими 6 и 7 членами «полно развитой» циклотемы. Тщательно проведенное им региональное изучение отдельных циклотем, видимо, свидетельствует о том, что этот тип циклотем встречается достаточно часто. К сожалению, именно этот тип не похож ни на один из трех основных типов циклотем Уэллера.

По нашему мнению, для того чтобы попытаться разрешить эту проблему, в первую очередь необходимы региональные литолого-фациальные исследования, подобные тем, которые были предприняты Лапортом [261], Уонлессом [458], Уонлессом и др. [457], Имбри и др. [206]. Имеющиеся данные, как мы полагаем, не дают основания считать, что канзасская мегациклотема представляет собой серию неполных циклотем, возможно, соответствующих серии циклотем Иллинойса (в конечном счете перемещение границ циклотем в Иллинойсе с одной поверхности на другую привело к тому, что корреляция их *внутри штата* оказалась достаточно трудной (см. [239, 458]). Как уже было отмечено выше, достаточно

обоснованное выделение предполагаемых циклотем внутри мегациклотемы представляет собой нелегкую задачу. Все, что мы можем наблюдать,— это вертикальная последовательность различных типов известняков. Но до тех пор, пока не известно, как связаны эти изменения известняков с глубинами бассейна (см. стр. 120), и, что не менее важно, какие фациальные изменения претерпевают отдельные циклотемы и составляющие их пачки в латеральном направлении, дальнейшие рассуждения, по-видимому, бесполезны. Определенное высказывание по этому поводу имеется у Брансона [56], который, описывая регион Мидконтинента, заметил: «Несовершенство мегациклотем... таково, что ныне они могут рассматриваться только лишь в качестве гипотетических подразделений, возможно, указывающих на какую-то повторяемость условий осадконакопления».

Циклическая седиментация на территории Канзаса продолжалась и в раннепермское время. Отложения Вулфкэмп представлены в основном переслаивающимися маломощными пластами глинистых сланцев и известняков. Считают, что впервые на их сходство с подстилающими толщами пенсильванского возраста указал Джуитт [217]. Элиас [118] обратил особое внимание на данные о глубине морского бассейна, полученные при изучении обильных фаунистических остатков. Он пришел к выводу, что в основном разрез состоит из красноцветных глинистых сланцев континентального генезиса, переслаивающихся с морскими сланцами и известняками. По его материалам может быть воссоздана идеализированная циклотема, начинающаяся с континентальных глинистых сланцев (табл. 16).

Таблица 16

Идеализированный седиментационный цикл Биг-Блю на севере центрального Канзаса
(по Элиасу [118], стр. 411)

Номер фазы		Фазы, установленные главным образом по палеонтологическим данным	Соответствующая литологическая характеристика
Регрессивный гемицикл	1	Красный сланец	Глинистые и тонкопесчанистые сланцы, изредка уплотненные
	2р	Зеленый сланец	
	3р	Лингуловая фаза	Песчанистые, часто ленточные (?), редко глинистые сланцы
	4р	Моллюсковая фаза	Глинистые сланцы, аргиллиты и слоистые известняки
	5р	Смешанная фаза	Массивные аргиллиты и глинистые известняки
	6р	Брахиоподовая фаза	Кремнистые известняки и известковистые сланцы
	7	Фузулинидовая фаза	
	6п	Брахиоподовая фаза	
Трансгрессивный гемицикл	5п	Смешанная фаза	Массивные аргиллиты и глинистые известняки
	4п	Моллюсковая фаза	Глинистые сланцы, аргиллиты и слоистые известняки
	3п	Лингуловая фаза	Песчанистые, часто ленточные (?), редко глинистые сланцы
	2п	Зеленый сланец	Глинистые и тонкопесчанистые сланцы, изредка уплотненные
	1	Красный сланец	

Элиас показал, что ни один из конкретных циклов не содержит все фазы идеального цикла, хотя один или два из них почти полные. Средняя мощность цикла составляет 50 футов. Хаттин [184] детально изучил из-

вестняк Реформ и соседние в разрезе слои, являющиеся частью группы Чейс. Ему удалось установить существование двух «почти полных» циклотем, образующих «мегациклотему Реформ». «Типичный трансгрессивный гемицикл начинается с красных глинистых сланцев (иногда с песчаников), последовательно сменяющихся вверх зелеными сланцами, аргиллитами, известняками с фауной моллюсков, известковистыми сланцами и кремнистыми известняками (включающими рифогенные известняковые образования). Типичный регрессивный гемицикл включает те же типы пород, расположенные в обратной стратиграфической последовательности, с той только разницей, что известнякам с остатками моллюсков обычно соответствуют водорослевые известняки. По мнению Р. К. Мура [299], многие разрезы нижней перми в Канзасе обнаруживают закономерную повторяемость наборов пород, которая носит характер мегациклов. На эти же явления цикличности указывал и Мерриам [286].

Аппалачский бассейн

В отличие от Канзаса, где пенсильванская система представлена главным образом морскими отложениями, в Аппалачском регионе этот стратиграфический интервал разреза сложен породами преимущественно неморского генезиса. В осевой части Аппалачского трога мощная толща пенсильванского возраста слагается песчаниками, конгломератами, глинистыми породами и каменным углем. На этой территории и к востоку от нее цикличность устанавливается по повторению в разрезе прослоев каменного угля. В разрезах же, расположенных западнее, цикличность более похожа на цикличность Иллинойса, поскольку здесь появляются прослои морских пород.



Фиг. 47. Вертикальное стратиграфическое распространение типов циклов, приведенных в табл. 17.

В некоторых районах различия в строении отдельных циклов по разрезу значительно меньшие, чем изменения одного и того же цикла в латеральном направлении. В других участках изменения типа цикличности в различных стратиграфических горизонтах устанавливаются со всей очевидностью. Стаут [408], изучив пенсильванские отложения Огайо, показал, что переслаивающиеся морские и континентальные породы в нижней части этой толщи сменяются преимущественно континентальными образованиями у ее кровли. Как следствие этого, вверх по разрезу происходит значительное изменение типа циклотем (фиг. 47). Стаут считал, что разрез Огайо образован циклами, в которых прослои каменного угля являются наиболее выдержанными по площади членами, и что все установленные им циклы подразделяются на семь основных типов (табл. 17). Конечно, отмечаются и местные видоизменения этих типов, в результате чего в разрезах часто присутствуют неполные и неправильно построенные циклы. Стаут полагал, что региональные несогласия в Огайо отсутствуют, и поэтому принимал за начало каждого цикла прослои каменного угля. Количество угольных пластов достигает 45, а средняя мощность их составляет 26 футов (пределы колебаний мощности: 2 фута — 110 футов 2 дюйма).

Ригер [345] описал цикличность напластования в Западной Виргинии; по его данным, «максимальный набор» слоев в каждом цикле представляется следующим:

9) песчаник;
8) уголь А или «промежуточный» тонкий угольный пласт;

Таблица 17

Семь основных типов циклов в разрезе Огайо
(по Стауту [408])

А.	Б.
Глина пресноводная Сланцы и песчаники, преимущественно морские Железняк морской Известняк морской Уголь пресноводный	Глина пресноводная Сланцы и песчаники, преимущественно морские Известняк морской Уголь пресноводный
В.	**Г.**
Глина пресноводная Сланцы и песчаники, вероятно, солоноватоводные или морские Сланец солоноватоводный Уголь пресноводный	Глина пресноводная Известняк пресноводный Сланцы и песчаники, частично морские Известняк морской Уголь пресноводный
Д.	**Е.**
Глина пресноводная Известняк пресноводный Сланцы и песчаники, пресноводные Уголь пресноводный	Глина пресноводная Известняки и известковистые сланцы, пресноводные Уголь пресноводный
Ж.	
Глина пресноводная Сланцы и песчаники, пресноводные Уголь пресноводный	

7) железистый или песчанистый сланец (верхний сланец В);
6) железистый или песчанистый известняк, иногда с морской фауной (верхний известняк);
5) черный глинистый сланец с остатками растений или солоноватоводной фауной (надугольный сланец А);
4) основной угольный пласт;
3) огнеупорная глина или глинистый сланец (подугольный сланец В);
2) пресноводный известняк (нижний известняк);
1) песчанистая красная или пестроцветная глина (подугольный сланец А).

Разделение циклов проводилось по кровле песчаников главным образом из соображений практического удобства при картировании. Циклическая повторяемость пластов, которую установил Ригер [345], казалась ему настолько закономерной, что слои, отсутствующие в разрезах неполных циклов, он называл «призрачными» («phantoms»). Ригер полагал, что созданная им схема применима к миссисипской и пермской системам Аппалачей. Он подсчитал, что в отложениях группы Потсвилл содержится 58, в Аллегейни — 5, в Конемо — 18 и в Мононгахила — 10 циклов.

Однако Эшли [27] не был так убежден в циклическом характере разреза в Пенсильвании. Хотя он и признавал чрезвычайную выдержанность некоторых пластов по простиранию и возможное присутствие поверхностей несогласного залегания в подошве большинства песчаников, он не считал, что последовательность слоев в разрезе обладает такой устойчивостью, за исключением обычно встречающейся ассоциации глинистых отложений выше и ниже угольных пластов, а также внутри них.

В более поздних работах неоднократно подчеркивались различия характера циклов в разных районах и стратиграфических подразделениях

Таблица 18

Разновидности циклотем в пенсильванских отложениях Аппалачского бассейна

Нижний пенсильваний, Огайо [410]	Группа Потсвилл, Данди, Огайо [161]	Группа Аллегейни, Аппалачи [57]	Группа Конемо, Огайо [57]	Группа Мононгахила, Центральные Аппалачи [57]	Группа Мононгахила, Огайо [57]	Группа Мононгахила, Западная Виргиния [57]	Нижняя и средняя части группы Мононгахила, Огайо, Пенсильвания, Западная Виргиния [410]	Группы Мононгахила и Данкард, округ Атенс, Огайо [410]	Верхняя часть группы Мононгахила и пермь, Огайо, Пенсильвания, Западная Виргиния [410]	Верхняя часть Мононгахила и нижняя часть Данкард, Огайо, Пенсильвания, Западная Виргиния [34]
										Глина серая, пластичная
										Аргиллит серый, известковистый или известняк
										Аргиллит красный, известковистый или известняк
										Алевролит
										Песчаник
									Сланец алевритистый, известковистый или несогласие	Алевролит
							Песчанистый сланец или несогласие		Сланец алевритистый, известковистый с углем в кровле	Сланец алевритистый
Морской сланец							Сланец алевритистый, известковистый		Сланец с остатками растений	Глинистые сланцы, глины
Морской известняк						Сланец с остатками растений	Сланец с углем в кровле и растительными остатками		Уголь глинистый	Глинистый сланец
Сланцы солоноватоводные или морские		Морские сланцы или известняки	Морские известняки или сланцы	Кровельный сланец		Известняк солоноватоводный	Известняк солоноватоводный	Кровельный сланец	Известняк солоноватоводный	Известняк
Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь
Подугольная глина	Подугольная глина или аргиллит	Подугольная глина	Подугольная глина	Подугольная глина	Подугольная глина	Подугольная глина	Глинистый сланец	Подугольная глина	Глинистый сланец	
Известняк (иногда с пресноводной фауной)	Глинистый сланец	Пресноводный известняк	Аргиллит красный, известковистый	Пресноводный известняк	Пресноводный известняк	Пресноводный известняк	Пресноводный известняк (?)	Пресноводный известняк	Известняк с микрофауной	
Глинистый сланец	Песчаник	Песчаники и сланцы	Песчаники и сланцы	Аргиллит красный	Аргиллит красный	Песчаник	Алевролит известковистый	Красноцветы	Известняк глинистый (Не содержит органических остатков)	
Сланец песчанистый	Глинистый сланец			Аргиллит	Песчаник		Песчаник	Песчаники и сланцы	Известняк алевритистый (Не содержит органических остатков)	
Песчаник	Железная руда и/или кремнистый сланец			Песчаник					Песчаник (Не содержит органических остатков)	
Локально развитое несогласие	Известняк									
	Глинистый сланец									

разреза Аппалачского бассейна. Многие из описанных типов циклотем сведены в табл. 18. Очевидно, нельзя говорить о какой-либо «идеальной» циклотеме Аппалачей. Различия как типов циклотем, так и их количества делают обобщение чрезвычайно сложным. В ряде ранее опубликованных работ были приведены оценки мощности и количества циклотем. Для разрезов Огайо эти данные приведены в табл. 19. Вероятно, наиболее резкие

изменения в пределах бассейна испытывают отложения Потсвилл. Развитая на юге Западной Виргинии угленосная толща мощностью около 4000 футов, которая включает 60 циклотем и располагается выше подошвы серии Потсвилл, может быть сопоставлена с толщей мощностью 300 футов, состоящей из 10 циклотем и залегающей выше подошвы той же серии на востоке Огайо и западе Пенсильвании. «Сокращение разреза происходит из-за выпадения нижних циклотем при несогласном налегании на поверхность перерыва. Дополнительный эффект оказывает выпадение слоев на эрозионных поверхностях внутри циклической толщи и сокращение мощностей отдельных циклотем» ([224], стр. 250). Эти же авторы установили, что, хотя средняя мощность циклотем составляет в Пенсильвании 30 футов, в южном направлении она увеличивается до 60 футов. Циклотема мощностью всего несколько футов на северо-востоке Огайо разрастается до 500 футов в Теннесси.

Трудности, встречающиеся при попытке выбрать один показательный цикл, становятся очевидными при рассмотрении табл. 17 и 18. Такой цикл никоим образом не исчерпывает весь перечень характерных особенностей строения имеющихся циклотем. Брансон [57] упоминал также о 9-, 10- и 11-членных циклотемах в группе Конемо района Питтсбург. Кросс и Аркл [76] описали отложения групп Конемо, Мононгахила и Данкард в Огайо и Западной Виргинии и отметили, что из-за фациальных изменений невозможно (стр. 103) «выделить единственный тип циклического разреза, состоящего из всех типов отложений, для всей области развития любой из основных серий...» вследствие фациальных изменений. Тем не менее в качестве характерной они предложили 11-членную циклотему из серии Мононгахила в центральной и западной частях района Данкард, отметив, что некоторые из составляющих ее членов к северу и востоку испытывают резкие литологические изменения. Кросс и Шемел [77] описали вариант циклотемы, характерной, по их мнению, для верхов серии Мононгахила и нижней части группы Данкард в Западной Виргинии, и в то же время предложили 8-членный цикл для верхней части группы Данкард. Бирбауэр [34] считал, что группа Данкард в Пенсильвании, Западной Виргинии и Огайо состоит приблизительно из 40 циклотем (ср. с данными табл. 19).

Таблица 19

Количество циклотем в Огайо и их мощности

Толща	Количество циклов	Общая мощность, футы	Средняя мощность, футы
Данкард (пермь)[1]	15	330	22
Мононгахила[1]	12	401	33
Конемо[1]	15	547	36
Аллегейни[1]	12	263	22
Потсвилл[2]	10	180	18

[1] По данным Стерджена и др. [410].
[2] По данным Брансона [57].

Регион Скалистых гор

Циклы, образованные одновременно континентальными и морскими породами, описаны, конечно, не только в миссисипии, пенсильвании и перми США, но также и в отложениях других систем.

Янг [487, 488] выявил циклический характер разрезов верхнемеловых отложений в центральной и восточной частях штата Юта и на западе Колорадо. Оказалось возможным выделить в разрезах этой территории гли-

нистые сланцы, морского генезиса и континентальные песчаники, сланцы и угли. Такое сочетание морских и континентальных пород связано с зубчатым переслаиванием в зоне перехода континентальных отложений, развитых на западе, в морские глинистые сланцы Манкос на востоке. Именно эти разрезы Янг интерпретировал как циклические, причем в условиях наиболее полного развития характерная завершенная циклотема представляет собой следующий набор слоев:

4) уголь;
3) лагунные отложения;
2) песчаники литоральной части морского бассейна;
1) морские глинистые сланцы.

Янг считал, что морские глинистые сланцы, несогласно залегающие на подстилающих слоях, отлагались в более глубоководных условиях в удаленных от берега частях бассейна одновременно с частью морских песчаников, накапливавшихся в пределах литорали. Однако по мере разрастания пляжей в сторону открытого моря ранее отложившиеся морские илы перекрывались песками, поэтому первые были выделены в качестве члена 1. Песчаники (член 2) иногда достигают мощности 100 футов, местами они содержат прослои глинистых сланцев, иногда могут даже полностью отсутствовать. Лагунные отложения (член 3) представлены известковистыми сланцами, алевритистыми сланцами, песчаниками и углями, суммарная мощность которых может достигать 150 футов. Член 4 образован мощным пластом каменного угля.

По мнению Янга, толща, выделенная им в качестве члена 3, образована неполными циклотемами, отсутствующими в морских песчаниках и глинистых сланцах членов 1 и 2. Поэтому полный разрез с хорошо развитыми членами 1 и 2 в основании он довольно двусмысленно называл *мегациклотемой,* содержащей целый ряд циклотем (в отложениях члена 3).

Сабинс [362] описал одновозрастную толщу пород бассейна Сан-Хуан в Нью-Мексико. Строение разреза он интерпретировал с точки зрения последовательности трех литологически различающихся пачек: а) морских глинистых сланцев, содержащих два широко распространенных тонких прослоя известняка; б) морских песчаников, трансгрессивных или регрессивных; в) континентального пласта — переслаивающихся глин, карбонатных глинистых сланцев, каменных углей и флювиальных песчаников.

По данным Сабинса, симметричный цикл представляется в следующем виде:

континентальный пласт;
регрессивные морские песчаники;
морские глинистые сланцы;
трансгрессивные морские песчаники;
континентальный пласт.

Границы этих циклов проводились ([362], стр. 294) по «произвольно выбранной поверхности, проходящей приблизительно в средней части континентального пласта». Морские сланцы одновременно представляют и трансгрессивную и регрессивную фазы. Наибольшая глубина морского бассейна соответствует некой средней части цикла. Трансгрессивные песчаники лишь изредка присутствуют в разрезе, поэтому в действительности большинство циклов асимметричны.

Мощности составляющих цикл членов измеряются сотнями футов, а «континентальный пласт» содержит многочисленные угольные прослои. Очевидно, эти циклы Нью-Мексико, так же как и разрезы, описанные Янгом [487], имеют другой порядок величин по сравнению с циклами в палеозойских отложениях. В качестве основной причины морских трансгрессий называлось периодическое, относительно быстрое погружение

[379, 487], регрессии же вызывались накоплением осадков в периоды более медленного погружения. Теория «прерывистого погружения» рассматривается в гл. 5; возражения против обоснованности применения этой теории для объяснения условий формирования циклотем каменноугольного возраста должны учитываться также при попытке применить ее к меловым отложениям.

КАНАДА

Новая Шотландия

В конце настоящей главы, посвященной описанию угленосных разрезов Североамериканского континента, по-видимому, уместно вернуться к разрезам карбона месторождения Джоггинс в Новой Шотландии, упоминавшимся в начале главы. Строго говоря, циклы этих разрезов должны были бы рассматриваться в других главах книги, поскольку морские пласты в их составе не установлены. И все же представляется сомнительным, что разрезы месторождения Джоггинс следовало бы описать совместно с «континентальными циклами». Согласно опубликованным данным, как фациальный облик пород, так и содержащиеся в них палеонтологические остатки очень похожи [358] на угленосные толщи Европы, и именно с этими толщами их, возможно, следовало бы объединить. Однако по географическому и историческому принципу мы предпочли описать их вместе с другими угленосными циклами Северной Америки.

Копленд [73] представил «характерную последовательность слоев в каждом цикле» в следующем виде:

7) переслаивающиеся сероцветные песчаники и глинистые сланцы;
6) глинистые сланцы серые, местами содержащие конкреции железняка;
5) глинистые сланцы черные, карбонатные, с остракодами и пелециподами;
4) глинистые сланцы, серые до черных, сильноизвестковистые, с остракодами и пелециподами;
3) каменный уголь;
2) подугольная глина;
1) песчаник.

«В некоторых циклах могут отсутствовать слои 2, 3 или оба эти слоя; в некоторых местах слой 4 в неполных циклах может залегать под слоем 2 или внутри слоя 5». Копленд приводит также графические разрезы, демонстрирующие «типы циклического осадконакопления». Они охватывают циклотемы со следующей последовательностью слоев: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 6; 1, 2, 4, 2, 3, 4, 5, 6, 7; 1, 6, 2, 3, 5, 4, 5, 6, 7 и 1, 6, 3, 5, 6, 7.

Он отметил, что большинство циклов не прослеживается по простиранию из-за фациальных изменений, хотя циклы, содержащие основные угольные пласты, удалось выделить на обширной территории.

В толще мощностью около 5000 футов, включающей часть группы Камберленд позднекаменноугольного (вестфальского) возраста, было выделено более 60 циклов, мощность которых изменяется от нескольких дюймов до нескольких десятков футов.

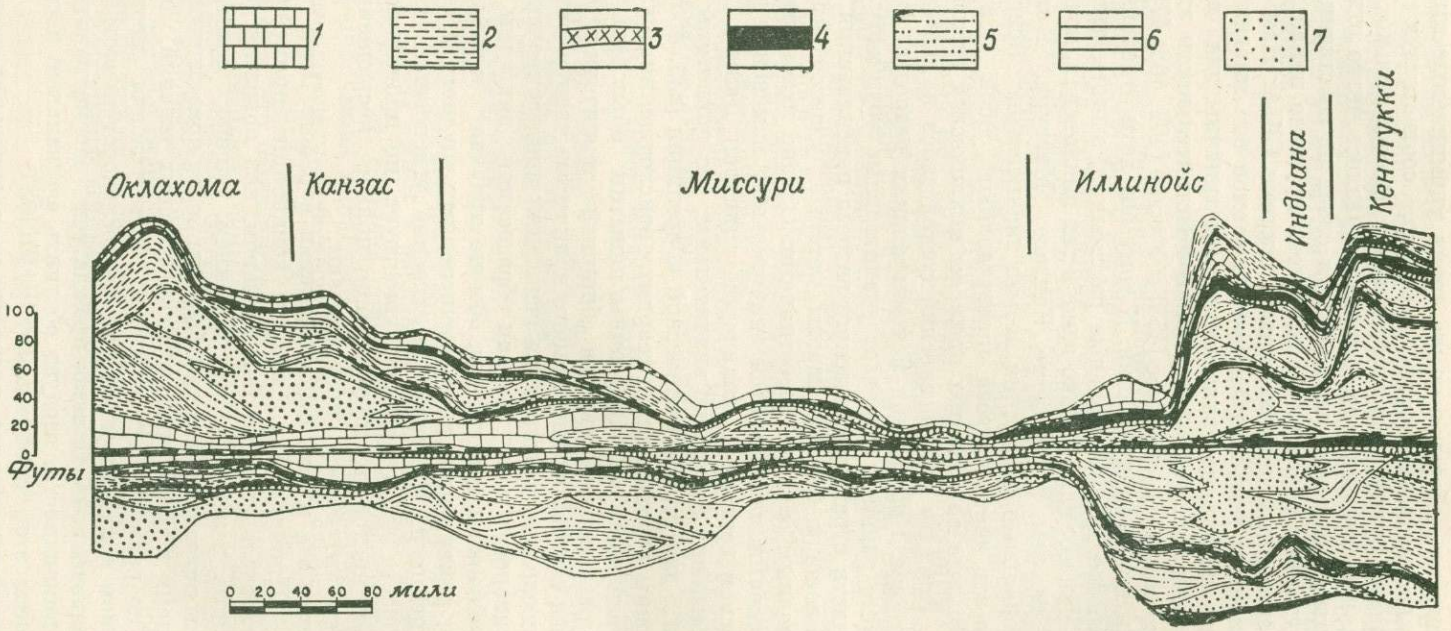
ТЕОРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Как указывалось в гл. 1, существует настоятельная необходимость получения большего числа объективных и количественных данных по строению циклотем. Из изложенного на предыдущих страницах очевидно, что выделение модального цикла, сложного набора и идеального цикла весьма затруднительно. В большинстве случаев авторами приводятся,

по-видимому, сложные наборы; в то же время упоминаемые ими варианты циклических последовательностей, вероятно, соответствуют модальным циклам. Однако путаница в номенклатуре циклов только частично обусловлена тем, что большинству авторов не удалось четко отделить реально наблюдаемые ими последовательности слоев от собственной интерпретации. Эта путаница отражает также очень крупные изменения в типах циклов, свойственных пенсильванской системе США. Нам представляется весьма важным исправить подразумеваемое во многих работах положение о том, что иллинойсские циклотемы типичны для всей пенсильванской системы Северной Америки. В действительности это не так, и не правы были, например, Уонлесс [453] и Уэллер [467, 468, 470], пытавшиеся обосновать такую точку зрения. К тому же, хотя отдельные циклотемы прослеживаются на значительные расстояния, этого нельзя сказать о многих других циклотемах. Однако даже в тех циклотемах, которые удается проследить, скажем, в Оклахоме, Канзасе, Миссури, Иллинойсе и Кентукки, региональные изменения весьма значительны (фиг. 48), несмотря на то что эти части разреза «представляют собой наилучшие и *наиболее выдержанные по площади примеры циклической седиментации*» ([457], стр. 441). Вряд ли литологический состав слоев не изменяется на всей этой территории. Корреляция пенсильванских разрезов различных описанных в тексте районов встречает значительные трудности. Только очень немногие части стратиграфического разреза пенсильвания сопоставляются по всей площади. Обычно пласты, которые удается проследить, представлены, главным образом известняками. Однако между этими маркирующими прослоями наблюдаются значительные изменения в мощностях, литологическом составе и количестве циклов. Даже в пределах одного штата изменения настолько значительны, что циклотемы не могут быть использованы для стратиграфической корреляции [239, 456]. Эти обстоятельства должны учитываться в теориях происхождения цикличности. По-видимому, совершенно не оправданны попытки объяснить наличие многочисленных распространенных на обширной территории циклотем, каждая из которых состоит из постоянного количества членов, залегающих в определенной последовательности, на основании идеализированных циклов. Факты противоречат этому. Теории образования циклотем, исходящие из такой воображаемой ситуации, обычно приводят к тому, что их авторы пытаются найти выход из многочисленных трудностей, созданных собственной концепцией. Циклическое строение угленосных толщ пенсильванского возраста действительно существует, но приведенные выше данные указывают на то, что модификации циклов несравненно более разнообразны, чем это обычно предполагают.

Наиболее четко эта мысль была отражена в работе Доти и Хаберта ([100], стр. 10). «Принцип «циклической концепции» применительно к формированию угленосных толщ пенсильвания, как показали исследования многих геологов, в целом вполне приемлем. Однако, поскольку идеальные циклотемы встречаются редко, было бы более правильным рассматривать эту проблему с точки зрения специфических условий, свойственных различным по размеру территориям. Эти условия неоднократно возникали на любом конкретном участке, но последовательность их смены была слабо упорядоченной». Однако, прежде чем рассматривать теории происхождения цикличности, следует обсудить фациальные и седиментологические аспекты этой проблемы.

Для пенсильванских циклов, развитых на территориях за пределами Аппалачского бассейна, обычно принимают, что пласты, залегающие над каменным углем, представлены морскими, а под каменным углем — неморскими отложениями. Это можно видеть даже при беглом рассмотрении приведенных выше иллюстраций. Исчерпывающую сводку большинства



Фиг. 48. Поперечный разрез циклотем Саммам, Сент-Давид и Бриртон [461].

1 — известняки; *2* — глинистые сланцы; *3* — подугольная глина; *4* — каменный уголь; *5* — алеб-ролиты; *6* — черные глинистые сланцы; *7* — песчаники.

данных, обосновывающих такую точку зрения, дал Уэллер [468]. Однако Косанк и его соавторы ([239], стр. 16) сделали следующую оговорку: «Широко распространено мнение, что в каждой циклотеме интервал от песчаника до подугольной глины сложен неморскими породами, в то время как надугольная глинисто-известняковая часть разреза является морской. Однако большинство отмеченных выше исключений указывает на то, что некоторые из пластов, рассматриваемые как неморские, возможно, образованы морскими отложениями или отложениями солоноватоводных бассейнов. Все же пресноводный генезис каменных углей ограничивает эту тенденцию». Подобную точку зрения в отношении циклов, развитых в Теннесси, высказали Вильсон и Стернс [481].

Сивер [393] обратил внимание на трудности определения морского или неморского генезиса песчаников, а Поттер [328] указал на то, что пластовые песчаники (см. ниже) отлагались во время морской регрессивной стадии. Суонн [414], рассматривая отложения миссисипского возраста, также считал, что песчаники (подобные песчаникам пенсильвания) могут иметь морское происхождение.

Уэллер ([468], стр. 329) полагал, что пенсильванские породы представляют собой «субаквальные отложения, накопившиеся в разнообразных условиях: предгорий, плоских равнин, озер, маршей, дельт, лагун и мелкого моря». Он подчеркнул, что от участка к участку эти условия менялись и поэтому как по вертикали, так и в латеральном направлении были возможны изменения в составе отложений. Поттер и Гласс [329] на основании детальных петрологических исследований в южном Иллинойсе отчетливо показали, что областью накопления осадков была низкая прибрежная равнина и примыкающая к ней прибрежная часть мелководного шельфа. Существование в одном разрезе прибрежно-морских, литоральных и неморских отложений, а также образований приливной зоны обусловливалось перемещениями береговой линии. Для подтверждения своих взглядов эти авторы привели многочисленные данные по седиментационным текстурам и петрографическим особенностям пород. Уонлесс и др. [457] на основании детального изучения трех циклотем в пределах Мидконтинента пришли к заключению, что классические отложения представлены главным образом глинами, накапливавшимися во внешней части дельты, а также дельтовыми песчаниками и глинистыми сланцами. «Верхние» известняки и некоторые из глинистых слоев рассматривались ими как морские образования. Р. К. Мур (фиг. 42) несколько иначе представлял себе условия осадконакопления в Канзасе, так как, подобно Уэллеру, он считал базальные песчаники континентальными отложениями. Бирбауэр [34], описывая неморские отложения группы Данкард в Аппалачах, провел детальное сравнение их с осадками дельты Миссисипи. То же самое сделал и Поттер [328], когда в общем виде рассматривал условия осадконакопления в миссисипский и пенсильванский периоды на территории Иллинойса.

С теоретической точки зрения песчаники являются, возможно, наиболее интересными породами в разрезе, поскольку противостоящие одна другой теории генезиса циклотем опираются на различную интерпретацию условий их образования. Как уже упоминалось, Уэллер [464] решил, что границы между циклотемами должны проводиться по подошве песчаников (см. фиг. 40). Он отметил, что подстилающие песчаник пласты часто эродированы, а для самих песчаников довольно обычно залегание в виде рукавообразных тел, глубоко врезанных в эти пласты. Поэтому подошва песчаного пласта отмечает поверхность несогласия (стратиграфического, как оно было позже названо); по-видимому, перед отложением каждого из песчаных пластов происходил подъем территории и развивались процессы эрозии. Циклотемы в верхнепалеозойских отложениях

сформировались в результате «повторяющихся осцилляций, каждая из которых состояла из длительного этапа постепенного погружения и последующего резкого и кратковременного подъема, причем и погружение и подъем сосредоточивались на территории, откуда происходил снос осадков» ([467], стр. 17). В этом заключается суть теории *диастрофического контроля* (diastrophic-control theory).

Решающей частью этой теории является определение поверхности несогласия и выбор ее в качестве признака, отражающего наиболее важное повторяющееся событие в истории осадконакопления. Принимая за начало цикла подошву песчаника, Уэллер отличался от своего предшественника Аддена [427] и от многих других геологов, изучавших подобные отложения в Западной Европе. Западноевропейские исследователи обычно принимали за конец седиментационного цикла момент прекращения угленакопления как наиболее значительный эпизод в истории седиментации. Уэллер [467] энергично отстаивал свою теорию, но допускал, что (стр. 30): «Выбор этой границы является субъективным и зависит от оценки ряда соображений практического и теоретического характера, которым разные исследователи придают различное значение». Уэллер считал, что большую роль играют несогласия (и стр. 20) что, «начиная седиментационный цикл с несогласия, оказывается возможным выявить тесную связь между ним и циклом эрозии, с которым он, по-видимому, имеет близкие генетические взаимоотношения».

Возникает вопрос, какие же существуют доказательства наличия несогласия в подошве песчаников и, если такие несогласия имеются, каково их значение для формирования циклических разрезов.

Все песчаники миссисипского и пенсильванского возраста в Иллинойсе Поттер [328] разделил на два типа: тонкие, относительно широко распространенные пластовые песчаные тела и мощные линзовидные, иногда прерывистые, вытянутые тела песчаников. Пластовые песчаники могут по простиранию переходить в вытянутые песчаные тела или залегать над ними. Вытянутые песчаные тела по характеру своего распространения разделяются на четыре разновидности: удлиненные линзы, песчаные полосы, древовидные ветвящиеся тела и песчаные зоны. В то время как нижний контакт пластовых песчаников обычно имеет характер постепенного перехода (т. е. доказательства несогласного залегания отсутствуют), вытянутым телам, как правило, свойственно резкое несогласие в их подошве. Многие из вытянутых песчаных тел залегают в руслах, врезанных в подстилающие отложения, и носят название «русловых» в отличие от «пластовых» песчаников. Подобные песчаные тела служили объектом многочисленных исследований ([305, 360, 393, 454, 194, 329, 147, 16, 100, 328] и др.), и по поводу условий их образования были высказаны различные точки зрения. Большинство авторов отдавало предпочтение гипотезе субаэрального происхождения эрозионных русел, заполненных позже речными наносами. Заполнение русла осуществлялось в результате изменения уровня базисного бассейна при трансгрессии моря на сушу. Мнения разошлись по вопросу о том, происходило ли заполнение русел аллювиальными, частично аллювиальными, а частично морскими или почти исключительно морскими осадками. Сивер [393] указал на трудности определения морского или неморского генезиса пенсильванских песчаников в целом и сделал вывод о том, что осадконакопление происходило в разнообразных и изменчивых условиях мелкого моря, речных дельт и прибрежных равнин. Он отметил также, что, в то время как русловые песчаники в западном Иллинойсе формировались в эрозионных врезах, отчетливо устанавливаемых по резким контактам у их краев и в подошве, в южном Иллинойсе характер этих контактов свидетельствует скорее о фациальном замещении песчаников, чем об их образовании в эрозионных

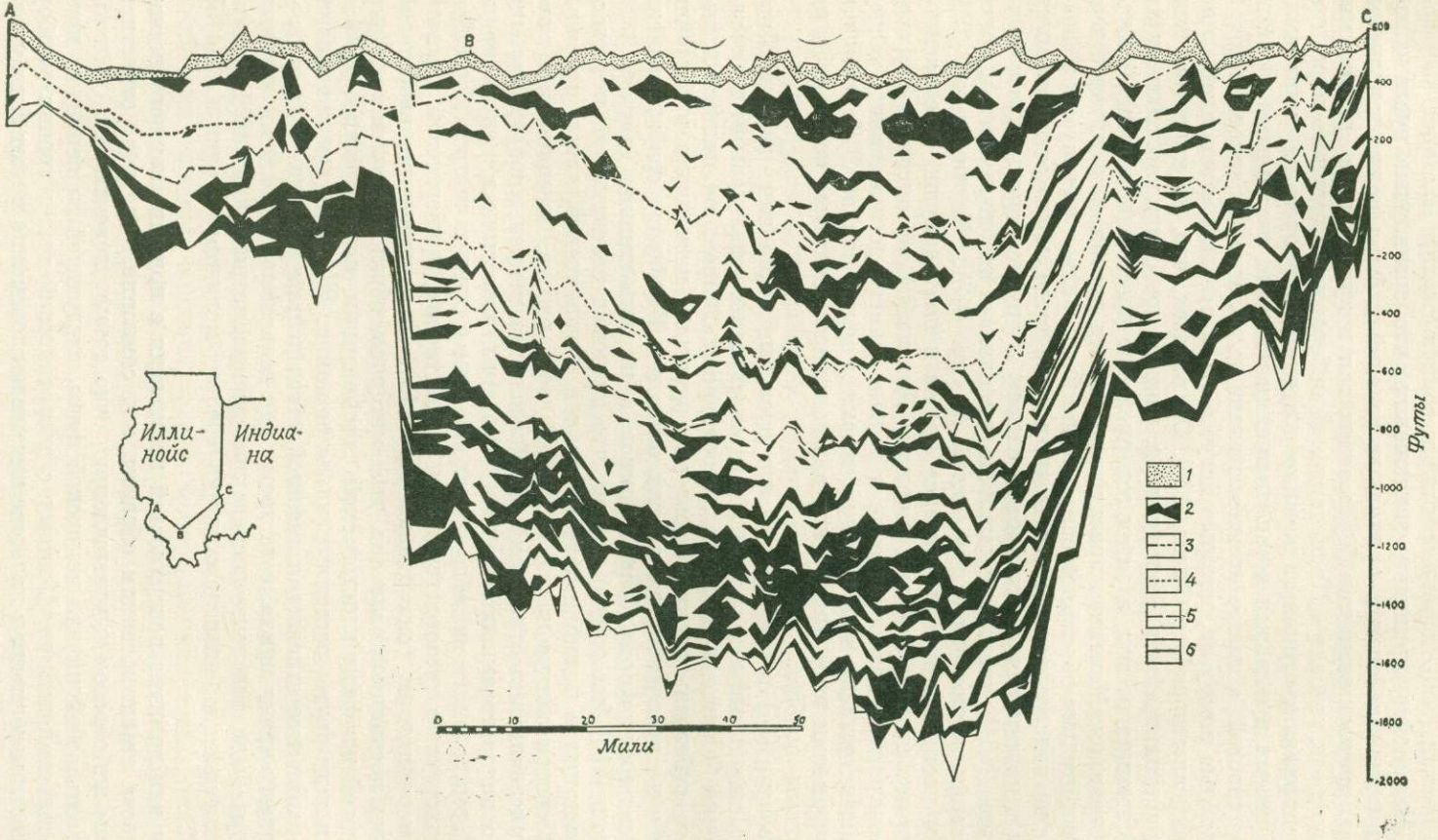
руслах. Раснак [360], исследовавший песчаную толщу Плезантвью в западном Иллинойсе, пришел к заключению, что эрозионные русла образовались под воздействием приливных течений и были позже заполнены осадками, приносимыми как береговыми, так и приливными течениями. Он сравнил эти условия с Нидерландским побережьем Северного моря, где широкие приливно-отливные плоские поверхности прорезаны каналами, образованными приливами и заполненными песками, снесенными с самих же поверхностей, а также привнесенными из области Северного моря.

Подобные же русла, которые могут быть и врезаны и заполнены под водой, описаны в работе Фиска [135]. Он показал, что, по мере того как дельта надстраивается в сторону моря, речные протоки промывают русла в подстилающих песках, а затем эти русловые врезы заполняются песчаным материалом. Механизм врезания дельтовых проток, как считал Фиск, удовлетворительно объясняет образование большинства вытянутых песчаных тел в пенсильванских отложениях даже тогда, когда эти песчаники врезаны в подстилающие глинистые сланцы и другие породы до глубины 100 футов ([461], «подобная гипотеза уменьшает необходимость предполагать серию тектонических поднятий...», стр. 447). Косанк и др. [239] отметили неопределенность генезиса врезов и подчеркнули, что распространенность их относительно невелика. Для любой из циклотем в Иллинойсе конкретные литологические и другие данные, доказывающие существование несогласия в ее подошве, имеются менее чем на 20% площади распространения этой циклотемы, а для многих циклотем несогласия не установлены вообще.

Бирбауэр [34] также считал, что русловые песчаники группы Данкард в Пенсильвании и соседних штатах связаны с дельтовыми протоками. Изучив большое количество литературных данных, он пришел к выводу, что субаэральное происхождение русловых песчаников в бассейне Иллинойс не доказано. Для многих циклотем Бирбауэр особо отметил одновременность формирования врезов и их заполнения.

Суонн [415] был твердо уверен, что значение поверхностей несогласного залегания в подошве песчаников как миссисипской, так и пенсильванской систем сильно преувеличено. В своей работе, посвященной изучению миссисипских отложений, он указал, что непрерывное накопление согласно напластованных мелководно-морских известняков, одновременное с формированием врезов, происходившим в других частях бассейна, свидетельствует о несостоятельности любой теории, прибегающей к региональным поднятиям (см., однако, стр. 115). Постулирование несогласий в подошве песчаников означает, что «материал, образовавшийся во время одной и той же фазы кластической седиментации, неестественно вклинивается между двумя соседними членами цикла. В результате оказывается, что глинистые отложения внешней части дельты должны быть отнесены к одному члену цикла, в то время как дельтовые пески, от которых эти глины были отделены посредством гранулометрической дифференциации, относятся к вышележащему «более молодому» члену» ([415], стр. 652).

Так как наличие поверхностей несогласия в подошве каждого песчаного пласта ставится, таким образом, под сомнение, следует отнестись подобным же образом к утверждению, что такие поверхности должны знаменовать собой начало неморской фазы, следующей за периодом морского осадконакопления. Поэтому с теоретической точки зрения выбор поверхности несогласия в качестве начала циклотемы не может быть удовлетворительным. Такое разделение циклотем встречает и серьезные практические трудности. Песчаники наименее выдержаны по площади среди всех обычно присутствующих в циклотеме типов пород (фиг. 49). Попытка выделить циклотемы в разрезах, где песчаники отсутствуют, может



Фиг. 49. Поперечный разрез через Восточный внутренний бассейн. Показаны песчаники мощностью 15 футов и более (по Уонлессу [456]).

1 — плейстоценовые отложения; *2* — песчаники; *3* — известняк Шоул-Крик; *4* — пласт угля № 6; *5* — пласт угля № 2; *6* — подошва пенсильвания.

внести в исследование нежелательный элемент субъективности, не говоря уже о реальных трудностях их выделения. Этот последний аспект проблемы неоднократно подчеркивался в различных геологических исследованиях, в частности в работе Сивера [393]. Доказано, что в Иллинойсе циклотемы, выделяемые обычно по подошве песчаных пластов, не могут быть использованы в качестве стратиграфических подразделений разреза [239]. Аналогичные трудности были встречены в Огайо, где Стерджен и др. [410] показали, что логичнее всего заканчивать циклотемы угольным пластом, но в связи с «номенклатурными трудностями» они сохранили песчаники в качестве маркирующих реперов.

В Канзасе Хау [196] для разграничения циклотем использовал пласты каменного угля. По этому поводу Р. К. Мур ([299], стр. 51) писал: «1) практическое удобство и возможность с большой точностью проводить границы в полевых условиях (место угольного пласта в разрезе можно установить и в случае отсутствия самого угля) свидетельствуют в пользу проведения границы по кровле угольного пласта; 2) изменение условий осадконакопления от угольных болот (или от неморских условий в случае отсутствия угля) к условиям морским представляет собой почти универсальное и наиболее выдающееся событие («punctuation point») в циклической седиментации всех регионов».

Таким образом, как раз «оценка ряда соображений практического и теоретического характера» ([467], стр. 30) не позволяет согласиться с выбором песчаника в качестве первого члена циклотемы.

Все теории происхождения пенсильванских циклотем Америки подразделяются на две основные группы: теории, принимающие в качестве причины цикличности тектонический механизм, который заключается в прерывистых периодических движениях земной коры, и теории, объясняющие необходимые изменения уровня моря главным образом климатическими причинами.

Теории первой группы объясняют образование циклов прерывистым погружением области осадконакопления [427, 408]. Стаут на основании своих исследований в Огайо считал, что накопление угля отражает период фактической остановки колебательных движений. Быстрое погружение завершилось периодом аккумуляции растительного материала. Накопление осадков в районе продолжалось до тех пор, пока существовали условия, благоприятные для обитания растений, затем, после периода крайне медленного погружения, начинался новый цикл.

Считалось, что вес накапливавшихся осадков играл определенную роль в качестве причины погружения. Многие европейские геологи развивали подобную же теорию для объяснения формирования циклов карбона. Различные точки зрения по этой проблеме рассматриваются в гл. 5.

В эту же группу попадает и теория *диастрофического контроля* [464, 465, 467]. Напомним, что эта теория пытается объяснить идеализированную циклотему (см. фиг. 40), которая в существенно модифицированных формах (см. фиг. 41) повторяется во всем разрезе пенсильванских отложений в Иллинойсе. За начало циклотемы принимается поверхность несогласия, которая, как предполагается, присутствует в подошве каждого песчаного пласта. При этом подразумевается, что породы, залегающие выше поверхности несогласия, имеют неморское, а залегающие выше угольного пласта — морское происхождение. Кровля угольного пласта разделяет циклотему на верхнюю и нижнюю «гемициклотемы». Исчезновение морской обстановки было обусловлено общим поднятием как районов осадконакопления, так и районов, служивших источником сноса. Переход к неморским (континентальным?) условиям отмечен в разрезе поверхностью несогласия, знаменующей начало еще одного цикла осадконакопления, по-видимому, тесно связанного с циклом эрозии. Периодические

этапы поднятий являются, конечно, наложенными на общее погружение района седиментации.

Ранее уже было высказано сомнение относительно данных, свидетельствующих о поднятии, которые были получены при изучении песчаников. Отмеченное в некоторых циклотемах залегание угольных слоев всего в нескольких футах над морскими известняками также рассматривалось как указание на происходившие поднятия. Если предполагать, что ни отступления моря (и связанного с этим обмеления), ни подъема уровня моря не происходило, то глубине отложения известняков должна соответствовать мощность неуплотненных осадков между известняками и вышележащей пачкой каменного угля. Цифры глубин, вычисленные исходя из такого предположения, оказываются значительно меньшими, чем их оценивают некоторые палеонтологи; например, для времени накопления ряда пермских известняков Канзаса глубина бассейна получилась равной 160—180 футам [118]. Однако, как будет видно из гл. 10, работы других геологов [261, 281] показали, что многие подобные известняки могли отлагаться в значительно более мелководных условиях. Имбри и др. [206] при изучении различных фаций нижнепермского известняка Битти в Канзасе пришли даже к утверждению, что глубина бассейна, необходимая для формирования пластов с фузулинидами, лишь несколько превышала один фатом. Элиас [119] все же считает эти известняки наиболее глубоководной фацией (см. также стр. 244).

Есть много данных, свидетельствующих о том, что различия в количестве циклотем внутри определенной части стратиграфического разреза, наблюдаемые по простиранию, часто обусловлены расщеплением циклотем [161, 224, 458]. Если признавать расщепление циклотем, то следует допустить, что либо соседние участки земной коры испытывали колебательные движения, направленные вверх и вниз и происходившие с различной скоростью, либо какой-либо участок погружался автономно и циклотемы в его пределах формировались без участия поднятий. Первая альтернатива предполагает крайне сложную картину движений земной коры. Вторая не настолько сложна и, вероятно, более приемлема. Однако она вызывает вопрос: если некоторые циклотемы формировались без участия поднятий, почему точно так же не могли формироваться и все остальные?

Теория диастрофического контроля с самого начала вызвала возражения, и в противовес ей были выдвинуты гипотезы, опиравшиеся на прямую или косвенную зависимость образования циклотем от климатических изменений. Уонлесс и Шепард [460] предложили теорию косвенного климатического контроля, предполагавшую периодические оледенения в Гондване. Они подчеркивали изменения состава пенсильванских отложений по простиранию. В одних районах пенсильваний сложен преимущественно морскими, в других — смешанными, морскими и континентальными, а в третьих — главным образом континентальными отложениями. Это зависело от близости района осадконакопления к континентальным массивам, поставлявшим обломочный материал. Несмотря на фациальные изменения, все же вырисовывается общая картина. Более или менее непрерывное погружение и одновременные относительно ритмичные колебания уровня моря, отражающие попеременное увеличение и уменьшение континентального ледового покрова, легли в основу *теории гляциального контроля* (glacial-control theory). Данные по оледенению в каменноугольном периоде были получены по Южной Америке, Африке, Индии и Австралии. С началом эпохи оледенения уровень моря снижался, растительность на приподнятых участках континентов становилась менее обильной, и скорость эрозии возрастала. Конусы выноса обломочного материала и дельты наращивались от суши в сторону моря, и при этом интенсивно формировались русловые врезы. Толщи конгломератов предго-

рий далее в сторону морских краев дельт переходили в песчаники и песчанистые глинистые сланцы.

Некоторая гумидизация климата, связанная с началом таяния льдов, усиливала развитие растительного покрова, что вызывало снижение скоростей эрозии и осадконакопления. Как следствие этого, осадки становились более тонкозернистыми и распространялись по всей площади дельты, возможно, вместе с разносимыми ветром лессовидными осадками. Выветривание и процессы почвообразования перерабатывали этот тонкозернистый материал (образовавший после литификации подугольную глину). Продолжающееся повышение температуры и начало таяния ледового покрова увеличивали гумидность климата, благоприятствуя росту обширных лесов на пониженных участках суши. Происходило накопление торфа и заболачивание. При дальнейшем таянии льдов уровень моря повышался, болота затоплялись морскими водами и покрывались илом — единственным терригенным материалом, сносимым в это время с покрытых растительностью возвышенностей. По мере увеличения глубины бассейна все большее и большее количество илов отлагалось в затопленных долинах погружающейся под уровень моря суши. Далее от берега в глубь моря условия были благоприятны для отложения известняков. Понижение океанического уровня при наступлении следующей эпохи оледенения приводило к омоложению рек на континенте, которые транспортировали сначала глинистый, а затем все более грубозернистый материал, отлагавшийся над известняками, и таким образом цикл начинался заново. С помощью этого механизма можно объяснить существование различных фаций, известных, например, в Канзасе, Иллинойсе, Пенсильвании.

Уэллер [467] подверг эту теорию критике, в частности, на том основании, что позднепалеозойские оледенения не совпадали во времени с периодами циклического осадконакопления (миссисипий — пермь).

Кроме того, нет доказательств многочисленности ледниковых и межледниковых периодов, требуемой для объяснения всего разнообразия известных циклотем. Уэллер считал, что сомнения вызывают и данные о существовании в межледниковьях карбона развитой флоры, занимавшей повышенные участки суши и препятствовавшей стоку вод, эрозии и осадконакоплению.

Прежде полагали, что оледенения в Гондване ограничивались временем накопления верхнекаменноугольных и пермских отложений, но последние исследования (см., например, [167]) установили распространение тиллитов вниз по разрезу вплоть до нижнего карбона. Более проблематичным представляется столь большое количество оледенений, предусматриваемое теорией гляциального контроля, но Уонлесс [455] считал, что в Австралии имеются данные о намного большем количестве оледенений, чем думали ранее. Конечно, трудно ответить на вопрос, какое точно количество оледенений должно иметь место, поскольку число циклотем в пенсильванских отложениях, как было показано выше, существенно различно у разных авторов. Для рассматриваемой теории серьезным препятствием также является проблема расщепления циклотем, поэтому Уонлесс [458] специально указал на важность отделения региональных показателей от локальных особенностей при изучении циклотем конкретной территории, хотя и отметил трудность решения этой задачи.

Уилер и Меррей [476] тщательно проанализировали теории как диастрофического, так и гляциального контроля. Они считали, что в каждой пенсильванской циклотеме присутствуют свидетельства двух трансгрессий и двух регрессий моря. Трансгрессии и регрессии объяснялись корреляцией с четырьмя фазами описанного Симпсоном [396] цикла оледенения, связанного с солнечной радиацией. Необходимые *дополнительные* осцилляции уровня моря делают теорию диастрофического контроля пол-

ностью несостоятельной и требуют внесения существенных изменений в теорию гляциального контроля. Однако эта модифицированная концепция с первого взгляда не представляется убедительной. Во-первых, теория Симпсона сама весьма спорна и признана отнюдь не всеми метеорологами. Во-вторых, критике могут быть подвергнуты некоторые из ее геологических аргументов. Как доказанную истину Уилер и Меррей приняли положение о том, что каждая циклотема начинается с песчаника, залегающего над поверхностью несогласия. Они не приводят никакой корреляции, однако при сравнении районов Канзаса и Иллинойса (на стр. 1992) мы находим следующее утверждение: «Является единственно логичным и обычно признается геологами, что поверхность несогласия отражает один и тот же эпизод геологической жизни обоих регионов, характеризовавшийся резким снижением уровня моря...». О каком именно несогласии идет речь, не указывается, не принимается во внимание и тот факт, что поверхности несогласия обычно вообще отсутствуют.

Точно так же не предусматриваются трудности, возникающие при попытке сопоставить циклические разрезы Канзаса и Иллинойса. На основании приведенных соображений эту теорию можно рассматривать не иначе, как пример стимулирующего упражнения в геологической спекуляции, но не как гипотезу, пытающуюся объяснить наблюдаемые факты.

Теория, принимающая за основу прямой *климатический контроль*, была выдвинута Суонном [415] и Бирбауэром [34]. В работе Суонна рассматриваются главным образом отложения Честер (верхний миссисипий) Иллинойса, разрез которых отличается от разреза пенсильванской системы гораздо более высоким содержанием известняков (25%) по сравнению со средней цифрой 4% для пенсильвания.

Ни в одной работе не было сделано попытки описать циклотему серии Честер по отдельным составляющим ее пачкам пород, однако Суонн отметил, что разрез образован переслаивающимися известняками и кластическими отложениями. Как он полагал, погружавшийся Иллинойсский бассейн неоднократно заполнялся или отлагавшимися на отдельных участках известняками, или кластическими осадками, приносимыми с территории востока Канады системой «реки Мичиган». Конец морского периода, на протяжении которого отлагались известняки, наступал вместе с аридизацией климата. В районах, служивших источниками сноса, последовательное обеднение растительного покрова приводило к усилению эрозии и увеличению количества терригенного материала. Река Мичиган разносила обломочные осадки на сотни миль; они отлагались на известняках, образуя огромную дельту, поверхность которой часто оказывалась вблизи уровня воды и покрывалась растениями (тонкие прослойки угля залегают в верхних частях большинства пачек кластических пород). Затем следовала гумидизация климата, и обильная растительность покрывала территории как источников сноса, так и районов осадконакопления. В результате снижалась интенсивность эрозии и соответственно скорость седиментации. Погружение бассейна совершалось тогда слишком быстро для того, чтобы могли развиваться растения в болотах, расположенных на уровне моря, или могла происходить кластическая седиментация в других частях дельты. В результате море затопляло часть суши и начиналось отложение известняков. Последующая аридизация климата означала наступление нового цикла.

Суонн выделил от 12 до 15 основных циклов трансгрессии и регрессии морского бассейна. Он считал, что уровень моря оставался относительно постоянным и последовательная смена этих событий контролировалась изменениями количества атмосферных осадков. Теория диастрофического контроля была отвергнута по ряду причин: в ней резко преувеличена роль поверхностей несогласия в подошве песчаных пластов, отмеченные

эрозионные русла имеют субаквальное происхождение и, наконец, в любом случае непрерывное отложение известняков на близлежащем своде Цинциннати во время формирования циклов в Иллинойсе исключало региональные поднятия.

Неритмический характер этих известняков не позволяет также принять региональные тектонические движения или глобальные эвстатические изменения за возможную причину образования большинства циклов. Колебания уровня моря признавались только для самых верхних слоев миссисипской и для пенсильванской систем. Неморская природа циклов в пермской группе Данкард (см. ниже), имеющих предположительно такое же происхождение, как и циклы пенсильвания, а также данные по большей части верхних слоев миссисипской системы указывают на то, что причину циклической седиментации нельзя искать в изменениях уровня моря.

Такие перерывы в поступлении материала в район, при которых карбонатное осадконакопление периодически могло протекать беспрепятственно, объяснялись при помощи предложенного механизма изменений рисунка гидрографической сети дельт (например, [291, 159]). Однако в настоящем случае палеогеография миссисипского периода изучена достаточно хорошо и при этом крайне трудно указать место, куда мог бы сноситься обломочный материал (в те моменты времени, когда он не отлагался на данной площади) ([415], стр. 655). Предполагалось, что река «Онтарио», являвшаяся источником материала для нижнемиссисипского песчаника Бериа в Аппалачском бассейне, на некоторое время соединялась с системой реки Мичиган, и в этот период формировалась толща «Мичиган-Бериа» [322]. Суонн согласен с тем, что течение реки могло измениться подобным образом один или два раза, но сомнительно, чтобы такой процесс регулярно происходил на протяжении всего миссисипского и пенсильванского времени. Можно было бы, наконец, предположить, что накопление кластических и карбонатных пород в Иллинойском и Аппалачском бассейнах было неодновременным, но большая часть данных корреляции показывает ошибочность такого предположения. Поэтому, видимо, прерывистое поступление терригенных осадков в Иллинойсский бассейн можно объяснить только климатическими флуктуациями.

Концепция Суонна хорошо аргументирована и кажется убедительной. В ней, однако, содержится ряд положений, которые требуют дальнейшего изучения. Установлено, что во время формирования рассматриваемого разреза направление перемещения береговой линии изменялось около 70 раз. Нельзя утверждать, что во всех случаях это было обусловлено климатическими изменениями. Подтверждение существования климатических изменений зависит от возможности доказать, что периодически обломочный материал в Иллинойсский бассейн не поступал. Таким доказательством служат широко развитые пласты известняков, которые удается проследить на всей территории. Однако не все известняки распространены по всей площади бассейна. И далее, перемещения системы реки Мичиган в течение всего рассматриваемого периода осадконакопления, по-видимому, достоверно установлены ([415], фиг. 2). Следовательно, только некоторые циклы могут считаться указывающими на климатические изменения. Образование же большинства из них может быть объяснено миграциями дельты. Суонн упоминает от 12 до 15 *основных* циклов, хотя в тексте его работы не указано, какие циклы являются основными. Кроме того, как он писал, «трудно точно определить «основные циклы», поскольку циклы, которые представляются важными в одном регионе, по-видимому, не имеют большого значения или не могут быть выделены в других местах» ([415], стр. 639).

Возражения против существования изменений уровня моря опираются в основном на предположение, что эти изменения не отражены в

одновозрастных разрезах известняков, отлагавшихся на соседних участках с различными условиями осадконакопления. Следует вопрос, изучались ли эти известняки с точки зрения, например, цикличности или возможных перерывов в нормальной последовательности слоев, изучались ли они современными статистическими методами (стр. 25).

Тот аргумент, что циклическое строение характерно и для неморских разрезов, таких, как разрез группы Данкард, и поэтому влияние изменений уровня моря на их формирование исключается, справедлив только в том случае, если считать циклы группы Данкард и миссисипия однотипными и предполагать общность условий их образования.

И наконец, даже признавая установленную Лангбейном и Шаммом [260] взаимосвязь между количеством атмосферных осадков, сносом и поступлением осадочного материала, следует помнить, что мы еще недостаточно хорошо знаем многие черты палеогеографии миссисипского периода, такие, как температуру и количество атмосферных осадков. Различия этих показателей как в областях сноса, так и в областях осадконакопления делают затруднительными прямые аналогии с закономерностями, наблюдаемыми в настоящее время.

Циклы группы Данкард в Пенсильвании, Западной Виргинии и Огайо (см. стр. 109) были довольно подробно рассмотрены Бирбауэром [34]. Он предложил почленную корреляцию двух разнотипных, с нашей точки зрения, идеализированных циклотем (иллинойсского типа и типа группы Данкард), причем корреляция эта почти целиком должна быть принята на веру читателем. Предполагалось, что не только эти два типа циклов имеют общее происхождение, но таков же и генезис циклов в каменноугольных отложениях всего земного шара. Считалось, что циклы синхронны и существует глобальная причина периодических климатических изменений [1].

В заключение отметим, что циклическое осадконакопление в Америке происходило в течение пенсильванского периода и в меньшей степени в позднемиссисипскую и раннепермскую эпохи. Цикличность заключалась в основных чертах в попеременном отложении обломочного и необломочного материала, причем последний образовывал пласты известняка и каменного угля. Известняки имели главным образом морское, а угли — неморское происхождение. Некоторые глинистые породы имеют морской генезис, но основная масса песчаников и глин отлагалась в условиях, которые мы не можем с уверенностью расшифровать. В Мидконтиненте условия были преимущественно морские, а в Аппалачах, очевидно, господствовала неморская обстановка. Наблюдающийся характер чередования слоев не столь упорядочен, как могло бы показаться читателю по литературным данным. Корреляция разрезов не столь разработана, чтобы большинство отдельных циклов удалось проследить по всей площади бассейна и тем более от одного бассейна к другому. Четко прослеживаемые горизонты известняков, морских глинистых сланцев и, вероятно, углей встречаются лишь в виде исключения. Их отложение могло отражать периоды, когда происходили события глобального масштаба; так, известняки и глинистые сланцы могли отлагаться в периоды повышения океанического уровня на всем земном шаре. Однако образование большей части циклов, по-видимому, может быть объяснено причинами более локального характера, например повторяющимся изменением условий седиментации в местах, где море граничило с широкими дельтами и аллювиальными прибрежными равнинами. Масштабы этих измерений были таковы, что обнаружить аналогии с современными условиями седиментации очень трудно. Обсуждение этой проблемы будет продолжено после рассмотрения циклических толщ Европы (гл. 5).

[1] Эти положения, выдвинутые в 1961 г., Бирбауэр коренным образом изменил позднее [35].

ГЛАВА 5

Переходные режимы. 2. Европа

ВЕЛИКОБРИТАНИЯ

В каменноугольных отложениях Великобритании установлены разнообразные типы циклов, образованных переслаиванием морских и неморских пород. Это разнообразие отражает сложную палеогеографическую обстановку формирования отложений. В самых общих чертах можно сказать, что нижнекаменноугольные отложения накапливались в морских условиях на юге Великобритании и, как полагают, в дельтовых условиях на севере страны. Дельтовые равнины севера Великобритании также периодически затоплялись морскими водами. Палеогеографическая обстановка усложнялась существованием различных массивов суши, происходившей время от времени изоляцией отдельных участков области осадконакопления и различиями тектонического развития разных районов, существенно изменявшими условия седиментации в течение геологического времени (см., например, [480, 155]). На протяжении позднего карбона дельтовые условия получали все большее распространение, и ко времени накопления угленосной толщи на территории Великобритании преобладала неморская седиментация, хотя и отмечались редкие вторжения морских вод.

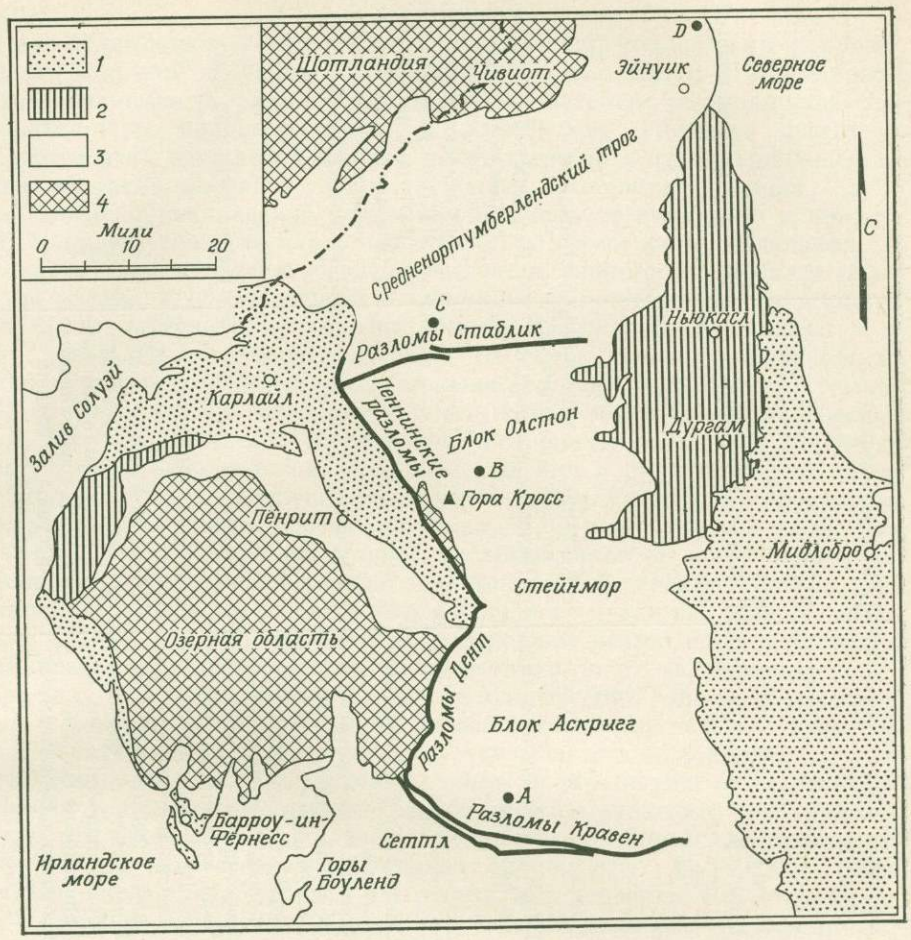
Турне, визе и намюр

Из-за сложных условий осадконакопления, протекавшего в различных палеогеографических обстановках, при стратиграфическом расчленении каменноугольных отложений Великобритании возникает множество проблем. Принятая в настоящее время стратиграфическая корреляция этих отложений показана на фиг. 50, на которой можно видеть, кроме того, основные фациальные изменения пород турнейского и визейского ярусов в направлении с юга на север.

Как уже отмечалось в гл. 1, циклические условия осадконакопления в пределах Великобритании были впервые установлены на территории севера Англии и юга Шотландии. Филлипс [324], Миллер [289] и Хайнд [190] отметили существование отчетливо проявленных циклов, образованных последовательностью слоев, включающей в основном известняк, глинистый сланец, песчаник и уголь. Хадсон [200, 201], Броу [60], Данем [104], Д. Мур [291, 292, 293], Джонсон [218, 219, 220], Уэстолл [475], Джонсон и Данем [221] подробно рассмотрели проблемы, возникающие при изучении этого «йордейлского» ритма. Впервые циклы подобного рода были выделены на территории их типичного развития в Уэнслидейле, Йоркшир, и, как выяснилось позднее, они широко развиты в верхнем и нижнем намюре на севере Англии и в Шотландии. Распространение отложений этого возраста на севере Англии показано на карте, фиг. 51, а в табл. 20 можно видеть, какие последовательности слоев в разное время описывались как «идеальные», «полно развитые», «стандартные» и т. д. циклы йордейлского типа.

Хадсон [200] считал, что типичный разрез серии Йордейл в Уэнслидейле, Йоркшир, отражает периодические поднятия области денудации,

Фиг. 50. Стратиграфическая схема каменноугольных отложений Англии и Шотландии (по Е. Х. Френсису [142]).



Фиг. 51. Каменноугольные отложения северной Англии.

Породы йордейлской фации распространены на территории, показанной как области, занятые жерновыми песчаниками и отложениями карбона (по Джонсону [219]). *1* — надкаменноугольные отложения; *2* — увленосная толща; *3* — жерновые песчаники и породы карбона; *4* — подкаменноугольные отложения.

служившей источником сноса. В тот период, когда эрозия достигала минимума, отлагались известняки; при поднятии суши в область седиментации поступал сначала глинистый, а затем и песчаный материал. Когда бассейн становился достаточно мелководным, возникали «угольные» болота, что, возможно, было связано с незначительным поднятием района осадконакопления. При выравнивании поверхности суши в район осадконакопления поступало мало осадков, и тогда отлагались известняки. Хадсон предполагал, таким образом, что погружение было довольно постоянным, хотя, возможно, время от времени оно прерывалось поднятиями; в качестве же основной причины цикличности он принимал постоянное омоложение рельефа суши.

Броу [60] изучил отложения подобного фациального состава на территории Нортумберлендского побережья и рассмотрел возможные пути образования циклов йордейлского типа. Очевидно, область осадконакопления испытывала погружение. Если это погружение происходило в виде резких толчков, так что в районе седиментации периодически возникала интенсивно формирующаяся депрессия, то можно ожидать, что последо-

Таблица 20

Циклы йордейлского типа

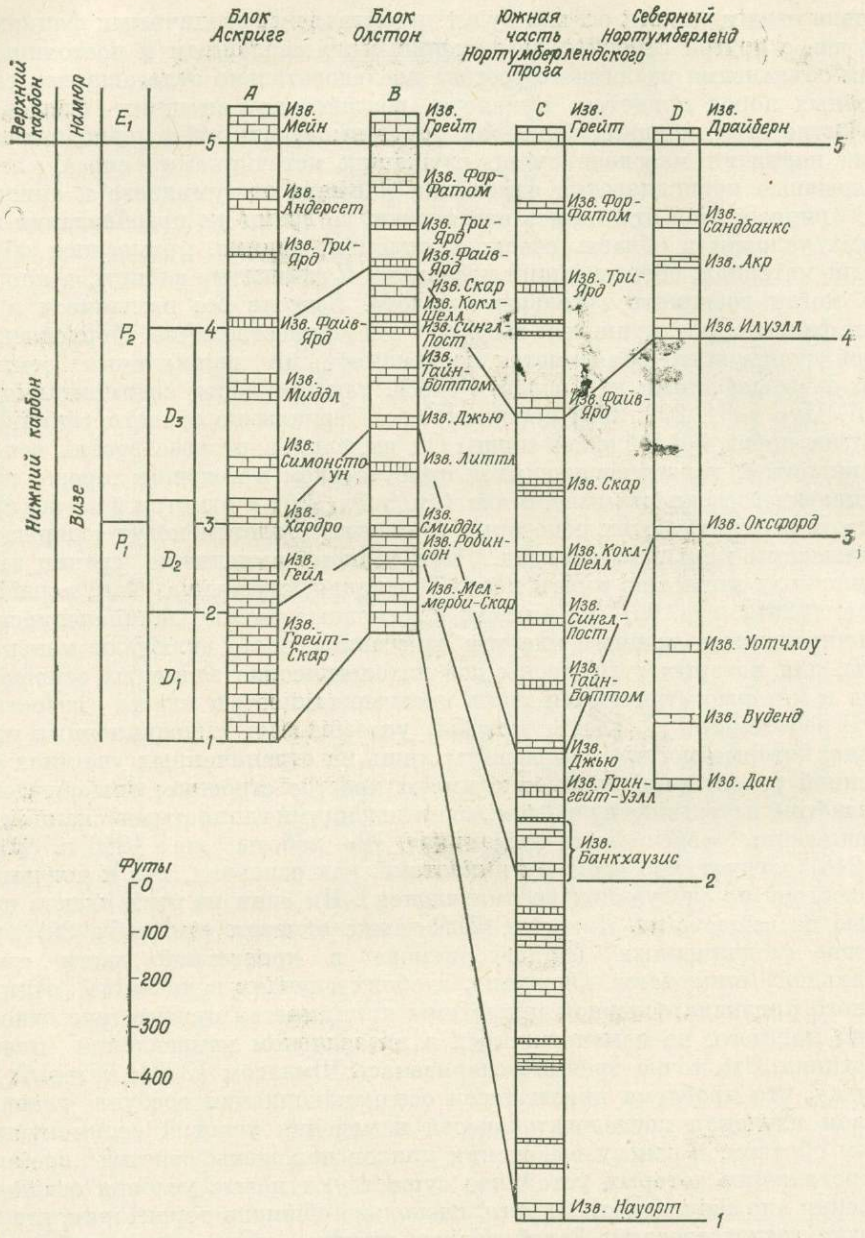
Западный Нортумберленд. „Идеальный“ цикл (по Джонсону [218])	Северный Нортумберленд. „Ритмический элемент“ (По Броу [60])	Йоркшир. „Ритмическая последовательность“ (По Хадсону [200, 201])	Йоркшир. „Полно развитый“ цикл (по Д. Муру [292, 293])	Северная часть Пеннинских гор. „Стандартный цикл“ (по Данему [104])
10) Ритмическая последовательность тонких слоев, иногда неполная, а иногда повторяющаяся несколько раз в виде подчиненных ритмов:		Песчаник или углистый сланец	8) Верхний сланец	
Уголь	Уголь	Уголь	7) Уголь	7) Уголь
Ганистер или подугольная глина		Ганистер или огнеупорная глина	6) Подугольная глина	6) Ганистер или подугольная глина
Песчаник, иногда плитчатый	Огнеупорная глина			
Глинистый сланец				
Известняк или морской глинистый сланец				
9) Песчаник	Песчаник	Песчаник	5) Песчаник массивный, иногда косослоистый	5) Песчаник
8) Песчаники тонкоплитчатые, сланцы и сероцветные породы (переслаивающиеся сланцы, алевролиты и песчаники)	Песчаник глинистый	Переслаивающиеся сланцы и песчаники	4) Песчаник плитчатый	4) Песчанистые сланцы, глинистые песчаники или «сероцветы» (переслаивающиеся глинистые сланцы, алевролиты и песчаники)
7) Сланцы почти без фауны, железистые	Сланцы слюдистые	Сланцы без фауны, железистые	3) Алевролит	3) Сланцы без фауны, железистые (неморские?)
6) Сланцы темные, с пиритом	Сланцы темноцветные	Сланцы известковистые с фауной (известняковый конгломерат [1], залегающий на эродированной, неровной поверхности)	2) Сланец	2) Морской сланец
5) Сланцы известковистые, с фауной	Известняк	Известняк водорослевый или кремнистые породы [2]	1) Известняк	1) Известняк морской
4) Известняки темные, голубовато-серые, обломочные с прослойками и включениями мергелей		Сланцы в виде прослоев, с «модифицированной фауной известняков» [2]	(Основная циклотема, подобная вышеописанной, может содержать в верхней части до 6 подчиненных циклотем, образованных последовательностью известняк — сланец — песчаник)	
3) Известняки светло-серые, биокластические, с многочисленными водорослями		Известняки с коралловобрахиоподовой или брахиоподовой фауной [2]		
2) Известняки темные, голубовато-серые, глинистые		Известняки коралловые [2]		
1) Сланцы морские и песчанистые				

[1] Вероятно, развит участками (по Данему [104]).
[2] В работе 1924 г. Хадсон поместил известняк в конец цикла, а в работе 1933 г. — в его начало.

вательно отлагающиеся осадки будут представлены различными фациями. Если же, с другой стороны, погружение было медленным и постоянным, то для объяснения различного состава последовательно отлагавшихся слоев горных пород придется привлечь воздействие внешних факторов. В качестве этих внешних факторов могут выступать либо периодические резкие поднятия массивов суши, служащих источниками сноса, либо непрерывные периодические изменения климата от гумидного к аридному. В аридный этап отлагались известняки, во время же преобладания гумидных условий в область осадконакопления, видимо, приносился обломочный материал, образовавший песчаники и глинистые сланцы, а иногда здесь могли возникать «угольные» болота. Взвесив все имевшиеся в то время факты, Броу пришел к выводу, что существование йордейлских ритмов лучше всего объясняется неравномерными движениями земной коры, охватывавшими как области сноса, так и области седиментации.

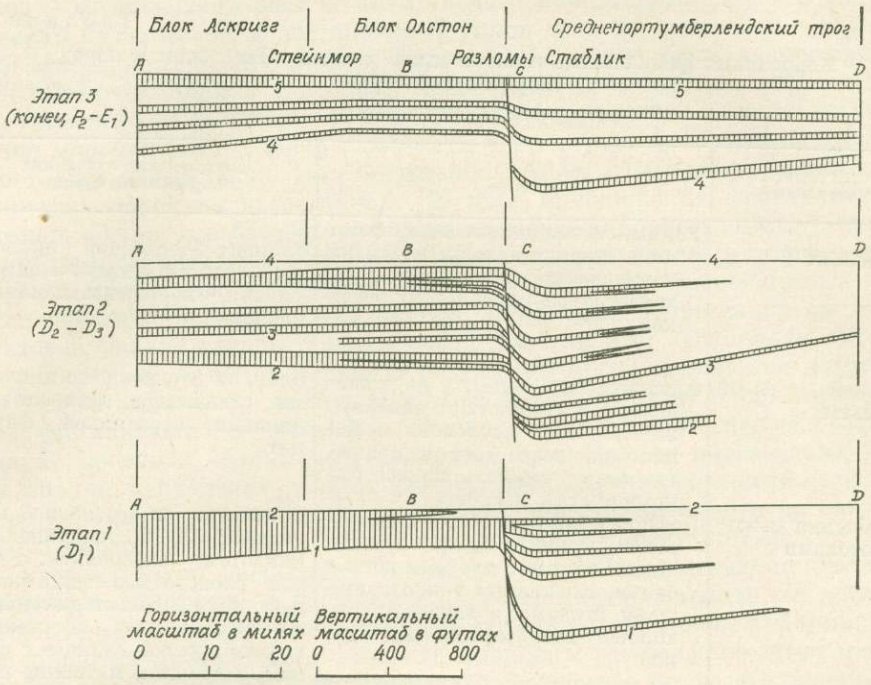
Д. Мур [291, 292, 293] пересмотрел материалы по области типичного развития пород йордейлской серии. Он выделил в разрезе восемь основных циклотем, характеризующихся присутствием в подошве хорошо прослеживающегося пласта известняка (см. табл. 20), и отметил в то же время, что в верхних частях некоторых основных циклотем могут содержаться циклотемы меньшего порядка. При точном выделении границ этих подчиненных циклотем имеет место очевидная путаница. Так, в работе 1958 г. ([291], стр. 94) мы читаем: «...основные ритмы, начинающиеся и заканчивающиеся мощным пластом известняка, часто включают меньшие ритмы, для которых характерны все литологические элементы основного ритма и которые отличаются лишь невыдержанностью пласта известняка». В работе 1959 г. ([292], стр. 253) указывается: «...подчиненные циклотемы, которые могут быть развиты лишь на ограниченных участках обнаженной территории, неизменно имеют простое строение; они образованы пластом известняка в подошве, вышележащими глинистыми сланцами и завершающим разрез слоем песчаника». Из работы же 1960 г. ([293], стр. 218) следует, что «каждая циклотема, как основная, так и подчиненная, состоит из следующих восьми членов... Ни один из этих членов полностью не выдержан». Джонсон [218] также отметил (см. табл. 20) присутствие «подчиненных (minor) ритмов» в кровельной части своей «идеальной» циклотемы. Очевидно, в обоих случаях в качестве отличительного признака основной циклотемы принимается присутствие относительно мощного, не изменяющегося в латеральном направлении пласта известняка. Эта точка зрения оспаривалась Шиллсом [389], который утверждал, что проблема цикличности осадконакопления требует главным образом изучения последовательности изменения условий седиментации. Таким образом, в основу выделения циклов положены отрезки времени, на протяжении которых устойчиво существуют новые условия осадконакопления вне зависимости от того, насколько обширна территория, где эти условия господствовали. Такой подход, видимо, представляющий собой крайнее выражение «фазовой» концепции, упомянутой в гл. 1, чрезвычайно важен для выявления механизмов формирования циклов, и к нему мы еще вернемся. Данем [104] предложил «стандартную» циклотему для отложений йордейлской серии (см. табл. 20), хотя и подчеркнул при этом, что различные ее члены могут отсутствовать в разрезах. Большой интерес представляют данные Данема о мощностях различных циклотем, которые изменяются в среднем в пределах 26—95 футов. Наиболее невыдержанными членами циклотем являются песчаники, в то время как известняки отличаются в целом гораздо более устойчивыми мощностями.

Джонсон [219, 220] распространил выводы Данема относительно латеральных изменений, наблюдаемых в отложениях йордейлского возраста, на районы северной Англии. Он принял стандартную циклотему Да-



Фиг. 52. Стратиграфическая последовательность известняков в отложениях йордейлской фации и их корреляция по разрезам в пунктах, обозначенных на фиг. 51 (по Джонсону [219]).

нема, но отметил, что при прослеживании разреза от блока Аскригг к Нортумберлендскому трогу (фиг. 52, 53) она существенно изменяется. Джонсон описал изменение условий осадконакопления от морских на юге к дельтовым на севере, на что указывают следующие данные: 1) распространенные на юге морские известняки к северу утоняются, пока в конечном итоге в качестве единственного указания на существовавшие здесь морские условия не остаются тонкие прослои морских глинистых



Фиг. 53. Поперечные разрезы отложений йордейлской фации.

Виден процесс формирования латеральных изменений в строении толщи во время накопления осадков зон D_1 — E_1. Положение точек в плане см. на фиг. 51. Морские известняки заштрихованы, а горизонты пронумерованы так же, как на фиг. 52 (по Джонсону [219]).

сланцев, и 2) мощность глинистых и песчаных членов, а также количество циклотем в целом растут в северном направлении.

У большинства авторов существует единство взглядов на условия осадконакопления, приведшие к формированию йордейлских фаций. Палеонтологические данные свидетельствуют о морском генезисе известняков и некоторых глинистых сланцев, в то же время мелководный характер этих отложений был убедительно доказан Д. Муром [291] и в особенности Джонсоном [219]. Глинистые породы без морской фауны, а также песчаники обладают многими характерными особенностями дельтовых отложений [291, 292, 293]; между йордейлскими фациями и осадками дельты Миссисипи устанавливаются черты близкого сходства (табл. 21).

Все исследователи согласны в том, что реальные циклы йордейлской серии обладают изменчивостью в сравнении с их идеализированными циклами, хотя обычно подчеркивают выдержанность основных известняковых горизонтов. Представления же о механизме формирования циклов у разных авторов различны.

Данем [104] отдавал предпочтение теории прерывистого погружения. Определенную роль, по его мнению, играла изостатическая реакция земной коры на увеличение веса осадков. Джонсон [219] придерживался сходной точки зрения на образование циклов. Он считал, что цикл начинался с внезапной морской трансгрессии, приводившей к возникновению условий мелководного шельфа, благоприятных для отложения известняков, причем такие условия существовали на протяжении сравнительно длительного периода времени. Затем следовал кратковременный период накопления терригенных осадков, и завершался цикл еще одним длитель-

Таблица 21

Корреляция фациальных типов осадков дельты Миссисипи и пород йордейлской серии

(по Д. Муру [292])

Фации дельты Миссисипи	Осадки	Эквивалентные отложения йордейлской серии
Продельта	Глины, становящиеся алевритовыми в сторону дельты; в том же направлении уменьшается количество фаунистических остатков	Элемент 2 основной циклотемы; известковистые сланцы с фауной, перекрывающие основной известняк
Морской склон дельты	Алевритистые глины у подножия дельты и глинистые алевриты на склоне. В последних песчанистость возрастает к кровле, где могут залегать линзы тонкозернистых песков	Элемент 3 основной циклотемы; слюдистые алевролиты с линзами песчаников, фауны нет
Углубления между протоками	Песчаные косы со стороны континента, глины в более глубоких частях заливов; местами косы и банки, сложенные тонкозернистыми песками, а также пласты хорошо отсортированных песков	Элементы 4 и 5 основной циклотемы; 1—5 подчиненных циклотем; алевролиты с четкой слоистостью и плитчатые песчаники, прослои массивных и косослоистых песчаников, тонкие прослои сланцев с фауной, песчаники и тонкие слои известняков
Марши	Массивные карбонатные глины и алевролиты, содержащие корневые системы трав	Элементы 8—10 циклотем; подугольные глины, угли, тонкие прослои сланцев, часто с фауной
Русла мелководных дельт	Массивные пески в основании, обычно перекрытые слоистыми песками, переходящими вверх в алевриты и глины с флорой маршей. Массивные слои имеют эрозионные контакты с другими отложениями дельты	Элементы 9 основной циклотемы; грубозернистые, косослоистые песчаники, обнажающиеся в виде полос; часто перекрыты алевролитами с ганистером в кровле
Баровые пальцы глубоководной дельты	Тонкозернистые пески, лишь местами массивные и косослоистые; постепенно переходят в окружающие осадки	Отсутствуют в йордейлской серии, следовательно, здесь имеются лишь отложения дельт мелководного типа
Песчаные гребни на заболоченных участках	Хорошо отсортированные тонкозернистые пески, часто косослоистые; обнажаются в виде извилистой полосы длиною в 20 раз больше, чем в ширину, часто разветвляющейся; мощность лишь изредка превышает 20 футов; подошва песчаного тела плоская	В йордейлской серии неизвестны
Береговой вал	Слоистые глины и алевриты без фауны, покрытые обильной растительностью, или с характерными трещинами усыхания	

ным этапом спокойного развития, во время которого развивались «угольные» болота.

Д. Мур [291, 292, 293] полагал, что основные циклотемы формировались в результате взаимодействия седиментационных обстановок двух

типов — мелководного эпиконтинентального моря, благоприятного для отложения известняков, и обстановки крупной дельты, сравнимой с дельтой реки Миссисипи. Однако погружение, по его мнению, было непрерывным, хотя и с непостоянной скоростью. Периодически вследствие образования разломов река, образующая дельту, меняла направление течения, и вторжение морских вод на погружающуюся территорию приводило к отложению толщи известняков. Восстановление дельты отмечалось залеганием глинистых пород на известняках. По мере приближения фронта дельты исчезала фауна, и в бассейн приносились неизвестковистые илы, а также алевритовый и песчаный материал. Дельта надстраивалась в сторону моря речными протоками, в понижениях между которыми располагались глубокие участки дна или мелкие отмели. Локальные депрессии в пределах дельтовой равнины представляли собой участки, где возникали «угольные» болота, но в конце концов в результате продолжавшегося погружения они затапливались морем. Наиболее крупные углубления основной реки, формирующей дельтовый комплекс, а также любые другие участки, куда не поступал обломочный материал, приводили к образованию особых впадин в пределах дельты, покрываемых позже морскими водами. Вслед за этим в районе опять отлагались известняки вплоть до следующего периода, когда сюда вновь направлялись речные протоки.

Уэстолл [475] рассмотрел «стандартную схематическую циклотему» мощностью 100 футов и попытался непосредственно оценить относительное значение уплотнения, изостазии и «тектонических сил» в формировании циклотем йордейлского типа. Он пришел к заключению, что максимальное изостатическое погружение, обусловленное весом его модальной циклотемы, вероятно, достигало 80% окончательной мощности этой циклотемы после уплотнения осадков. Уплотнение, безусловно, играло определенную роль во время накопления осадков, но, по-видимому, в дополнение к изостатическому погружению необходимо было и прогибание, связанное с «тектоническим» фактором. Это тектоническое прогибание, по мнению Уэстолла, было быстрым, в то время как погружение, обусловленное уплотнением и изостазией, происходило с постоянной скоростью.

В Шотландии обстановка, существовавшая на протяжении визейского и турнейского веков, была несколько более сложной, чем на севере Англии. Из схемы на фиг. 50 видно, как фациальные различия определяют необходимость иного стратиграфического расчленения каменноугольных отложений в этом регионе, отличного от стратиграфической схемы центральной и северной Англии. Изменяющиеся на протяжении этого этапа каменноугольного времени условия осадконакопления отражены в Шотландии в ряде так называемых «завершенных, полных» и т. д. циклов, описанных в различных частях этой толщи отложений (табл. 22). На фиг. 54 изображена попытка Е. Х. Френсиса [142] (ранее такая работа была уже проделана Робертсоном [356]) суммировать различия этих циклов в схематизированной форме. Однако у разных авторов нет единого мнения как относительно последовательности пород в циклах, так и по вопросу о том, где следует проводить границу между соседними циклами. Можно предположить, что отсутствие согласованной точки зрения на последовательность слоев в циклах объективно отражает факт реально существующих различий строения циклов.

Слои Баллаган в Стерлингшире, входящие в состав группы глинисто-карбонатных пород (Cementstone group, см. фиг. 50), образованы 600-футовой толщей переслаивающихся зеленых глинистых сланцев и глинисто-карбонатных пород с подчиненными прослоями слюдистых песчаников [272]. Глинисто-карбонатные породы представлены глинистыми доломитами: мощность отдельных слоев их, как и слоев глинистых сланцев, обычно не превышает одного фута. Подобная же толща ритмичного пере-

Таблица 22

Циклы в каменноугольных отложениях Шотландии

Карбон, известняковая группа, Мидленд-Велли (по Ричи [349]), „полный“ („complete“)	Карбон, Шотландия (по Гудлету [159]), „полный“ („complete“)	Группа горючих сланцев, Лотианс (по Ричи [349])	Группа горючих сланцев, Лотианс (по М. Мак-Грегору [271]), „обобщенная последовательность“ („generalized succession“)	Группа горючих сланцев, Лотианс (по Гринсмиту [164]), „полный, но составной ритмический элемент“ („full, but composite rhythmic unit“)	Группа горючих сланцев, Мидлотиан (по Таллоку и Уолтону [425])	Группы нижних и верхних известняков, Шотландия (по М. Мак-Грегору [270]), „полный разрез“ („full sequence“)	Группа нижних известняков, Стерлинг—Клакманнан (юг) (по Риду [341]), „полно развитый“ („fully developed“)	Группа известковистых углей, Стерлинг—Клакманнан (север)[1] (по Е. Х. Френсису [140]), „полный“ („complete“)	Группа верхних известняков, Шотландия[2] (по Робертсону [356]), „нормальный ритмический элемент“ („normal rhythmic unit“)	Угленосная толща, Шотландия (по М. Мак-Грегору [270]), „типичная литологическая последовательность“ („typicallithological sequence“)
									18) Огнеупорная глина	
									17) Огнеупорная глина, песчанистая	
									16) Аргиллит песчанистый или алевритистый,	
									15) Песчаник алевритистый, глинистый	
	14) Подстилающая глина								14) Песчаник плитчатый	
	13) Горючий сланец								13) Песчаник	
11) Уголь	12) Известняк пресноводный						12) Подстилающая глина		12) Галечник или крупнозернистый песчаник	
10) Огнеупорная глина	11) Аргиллит		7) Аргиллит черный, битуминозный				11) Переслаивающиеся сланцы и песчаники		11) Песчаник плитчатый	
9) Сланец	10) Сланец песчанистый		6) Известняк с остракодами				10) Песчаник		10) Песчаник алевритистый, глинистый	
8) Сланец песчанистый	9) Песчаник		5) Аргиллит черный битуминозный		9) Подстилающая глина		9) Переслаивающиеся сланцы и песчаники		9) Аргиллит песчанистый или алевритистый	
7) Песчаник	8) Сланец песчанистый	7) Уголь	4) Аргиллит с прослойками песчаника	10) Сланец	8) Песчаник	9) Сланец	8) Сланец неморской	8) Подстилающая глина	8) Аргиллит неморской	
6) Сланец песчанистый	7) Сланец с остатками растений	6) Огнеупорная глина	3) Песчаник	9) Горючий сланец	7) Сланец песчанистый	8) Сланец с *Lingula*	7) Сланец	7) Переслаивающиеся сланцы и песчаники	7) Аргиллит	
5) Сланцы, часто битуминозные с б) рыбами эстуариев а) *Lingula*	6) Сланец с неморскими ископаемыми	5) Песчаник	2) Аргиллит битуминозный	8) Сланец	6) Сланец	7) Сланец известковистый, морской	6) Сланец известковистый	6) Песчаник	6) Аргиллит известковистый, обычно с множеством раковин	
4) Сланцы известкови-	5) Сланцы с *Lingula*	4) Горючий сланец	1) Горючий сланец	7) Известняк	5) Горючий сланец	6) Известняк	5) Известняк	5) Переслаивающиеся сланцы и песчаники	5) Известняк	

Неморские

Морские

Карбон, известняковая группа, Мидленд-Велли (по Ричи [349]), „полный" („complete")	Карбон, Шотландия (по Гудлету [159], „полный" („complete")	Группа горючих сланцев, Лотианс (по Ричи [349])	Группа горючих сланцев, Лотианс (по М. Мак-Грегору [271]), „обобщенная последовательность" („generalized succession")	Группа горючих сланцев, Лотианс (по Гринсмиту [164]), „полный, но составной ритмический элемент" („full, but composite rhythmic unit")		Группа горючих сланцев, Мидлотиан (по Таллоку и Уолтону [425])
стые с б) пластинчато-жаберными а) морской фауной					Неморские	
3) Известняк морской	4) Сланец морской	3) Сланец		6) Сланец		4) Сланец
2) Сланцы известковистые с б) морской фауной а) пластинчатожаберными	3) Известняк морской	2) Сланец морской		5) Сланец морской		3) Известняк (обычно неморской)
1) Сланец, часто битуминозный с а) *Lingula* б) рыбами эстуариев	2) Сланец морской	1) Сланец		4) Сланец		2) Сланец
11) Уголь	1) Уголь	7) Уголь		3) Уголь	Неморские	1) Уголь
				2) Ганистер или огнеупорная глина		
				1) Песчаник		

[1] Рид [342] привел некоторые разрезы по Стерлингу, но за начало цикла он принимал подошву кеннельского угля (2). Форсит и Рид [138] описали несколько разрезов по району Глазго — Стерлинг, но начинали цикл с основания песчаника (6).

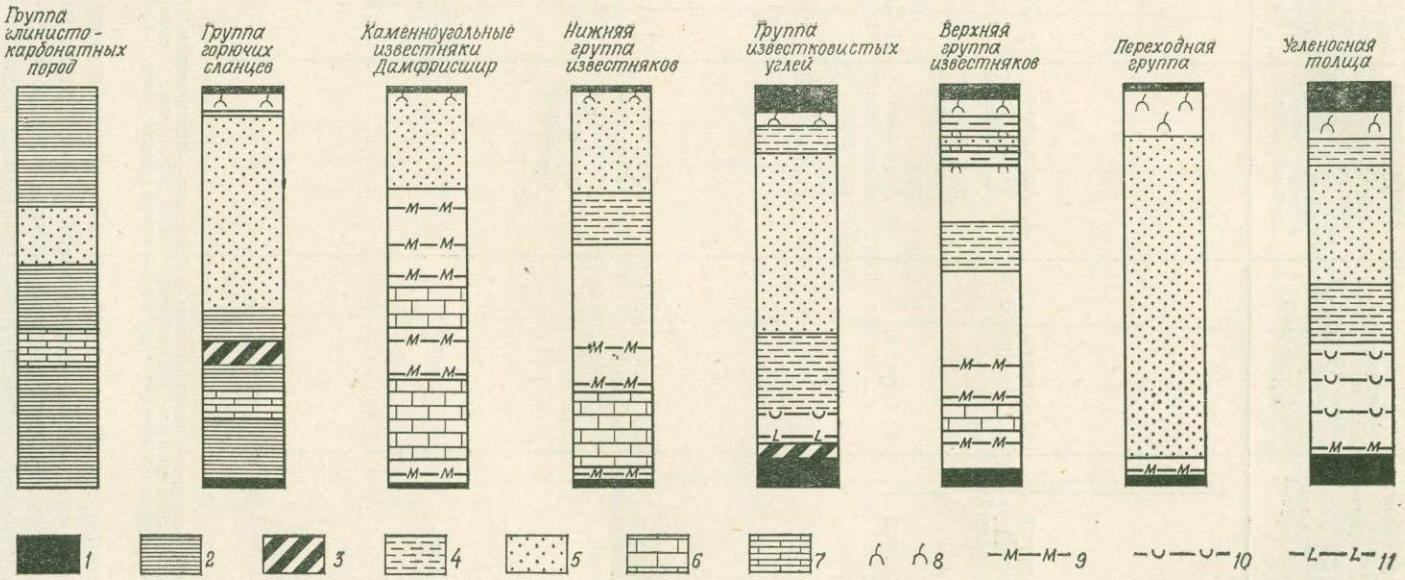
слаивания, распространенная и в других районах Шотландии, имеет примерно такой же возраст [121]. Предполагалось, что наблюдаемые иногда прослои гипса среди глинисто-карбонатных пород указывают на накопление отложений в периодически пересыхавшей лагуне. Между этапами осушения в лагуну выносились илы, из которых образовались глинистые сланцы [270]. Однако не исключено, что разделение глинистого и доломитового материала происходило во время диагенеза, так же как и в некоторых переслаивающихся толщах, описанных в гл. 6.

Продолжение табл. 22

Группы нижних и верхних известняков, Шотландия (по М. Мак-Грегору [270]), „полный разрез" („full sequence")	Группа нижних известняков, Стерлинг—Клакманнан (юг) (по Риду [341]), „полно развитый" („fully developed")	Группа известковистых углей, Стерлинг—Клакманнан (север[1]) (по Е.Х. Френсису [140]), „полный" („complete")	Группа верхних известняков, Шотландия[2] (по Робертсону [356]), „нормальный ритмический элемент" (normal rhythmic unit")	Угленосная толща, Шотландия (по М. Мак-Грегору [270]), „типичная литологическая последовательность" („typicallithological sequence")
5) Сланец морской	4) Сланец известковистый	4) Сланец неморской	4) Аргиллит известковистый, обычно с множеством раковин	6) Сланец
4) Сланец с *Lingula*	3) Сланец	3) Сланец с *Lingula*	3) Аргиллит с остатками растений или морской фауной	5) Сланец неморской
3) Сланец с остатками растений	2) Сланец известковистый	2) Кеннельский уголь и железняк	2) Аргиллит углистый, часто углисто-битуминозный	4) Сланец черный с остатками растений
2) Уголь	1) Уголь	1) Уголь	1) Уголь	3) Уголь
1) Песчаник				2) Огнеупорная глина
				1) Песчаник

[2] Е. Х. Френсис [140] привел разрез этой группы в Стерлинг — Клакманнан (север), который отличается от разреза группы нижних известняков, использованного Ридом [341], лишь присутствием кеннельского угля и железняка над пластом каменного угля.

В Эршире отложения группы глинисто-карбонатных пород представлены другой фацией. Циклы начинаются здесь с конгломератов, переходящих вверх в песчаники. Выше залегают красные мергели со стяжениями кремнистых известняков, и заканчиваются циклы глинистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками. Лучше всего эти циклы сопоставимы с описанными Дж. Р. Л. Алленом [8] в древнем красном песчанике и другими подобными циклами, отличающимися утонением гранулометрического состава пород вверх по разрезу (см. гл. 2).



Фиг. 54. Циклы каменноугольных отложений Шотландии (по Е. Х. Френсису [142]).

1 — каменный уголь; *2* — сланцы, аргиллиты и мергели; *3* — горючие сланцы и кеннельские угли; *4* — алевролиты; *5* — песчаники; *6* — морские известняки; *7* — пресноводные известняки; *8* — подстилающая глина; *9* — морские прослои; *10* — прослои с неморскими раковинами; *11* — прослои с лингулами.

Циклы, распространенные в группе битуминозных сланцев, также, по-видимому, имеют особое строение и будут рассмотрены в этой главе несколько позже. Циклы верхней и нижней групп известняков более или менее похожи на тип, характерный для йордейлских фаций. Группа известковистых углей сложена преимущественно неморскими образованиями. Известняки в ее составе отсутствуют, за исключением редких и тонких прослоев их пресноводных разностей, а угли становятся наиболее развитыми элементами разреза. Отмечаются тонкие морские прослои (иногда содержащие только лингулы), и в результате эти циклы весьма сходны с циклами угленосной свиты.

И Робертсон [356], и Гудлет [159] наиболее вероятными считали дельтовые условия осадконакопления, но особенности его в их представлении существенно различны.

Робертсон [356, 357] полагал, что развитие «угольных» болот играло гораздо более важную роль в формировании циклов, чем обычно считают. Он подчеркивал, что этап существования «угольных» болот в общем характерен для всех циклов в каменноугольных отложениях. Растения в существенной мере замедляли водные потоки и тем самым способствовали осадконакоплению. В свою очередь осадконакопление увеличивало площади, благоприятные для заселения растениями. В конце концов участки, длительное время занятые растительностью, в результате накопления осадков оказывались выше общего уровня воды, что полностью предотвращало отложение в их пределах обломочного материала. Робертсон указывал также, что барьерами, не позволявшими морским водам проникать на территорию «угольных» болот, являлись песчаные бары. В процессе погружения бары могли разрушаться, вследствие чего море вторгалось в пределы болот.

Гудлет [159] предполагал, что на территории Срединной долины Шотландии на протяжении «среднекаменноугольного» времени располагалась краевая депрессия дельты. Эта депрессия, в его представлении, находилась к северу и северо-западу от основного русла крупной дельты, в котором вода текла в юго-западном направлении. Основное русло реки проходило в пределах территории Северного моря, а большая часть дельтовых осадков отлагалась в районе Пеннинских гор в Англии. Можно ожидать, что время от времени некоторая часть переносимого рекой материала в результате продолжавшегося погружения территории попадала в краевую депрессию. Но как только поверхность осадков достигала определенного уровня, речные рукава меняли положение и покидали район депрессии, позднее заселявшийся растениями. Если же условия не были столь благоприятными для развития растительной жизни, на месте депрессии могли формироваться пресноводные озера, где накапливался исходный материал для битуминозных сланцев или пресноводные известняки. Иногда, в этапы отложения необломочных осадков, погружение могло быть достаточно интенсивным, чтобы допустить кратковременное вторжение моря в пределы депрессии, и тогда здесь создавались благоприятные условия для накопления известняков. Большое количество циклов (например, 240 циклов в стратиграфическом интервале турне — вестфал *B* в районе Файф мощностью 8400 футов), по мнению Гудлета, также свидетельствует о том, что любые более эффектные теории происхождения циклов (к примеру, теория Уиллера и Меррея [476]) не в состоянии дать удовлетворительное объяснение генезиса циклов Шотландии.

В работах Рида [342], Форсита и Рида [138] и Рида [343] дано детальное описание пород группы известковистых углей. Форсит и Рид [138] на высоком научном уровне провели корреляцию около 30 угленосных горизонтов в разрезе мощностью 500—1200 футов между Глазго и Стерлингом (расстояние 30 миль). Они показали латеральную выдержан-

ность многих отдельных горизонтов, но отметили, что в некоторых районах эта закономерность нарушается. Очень интересные данные были получены, в частности, по одному из горизонтов — главному углю Баннокберн [342]. Этот комплекс представлен тремя циклами в районе Глазго, одним пластом угля на западе угольного месторождения Стерлинг, пятнадцатью циклами далее к востоку и вновь одним угольным пластом в крайней восточной части рассматриваемой территории. Однотипное строение разрезов группы известковистых углей в районе Глазго и в западной части месторождения Стерлинг указывает, по мнению Рида, на то, что осадконакопление контролировалось одним ведущим процессом — «колебательными изменениями взаимного положения поверхности суши и уровня моря» ([342], стр. 286), приведшими к развитию циклической седиментации. Отклонения же от однотипного строения циклических разрезов, по-видимому, обусловлены дифференцированным погружением различных тектонически нестабильных участков, что вызвало изменение мощностей и количества циклов и замаскировало общую закономерную картину цикличности.

Дальнейшие работы [343] показали, что в действительности осцилляциями поверхности суши и уровня моря может быть объяснено образование значительно меньшего количества циклов, чем это предполагалось вначале. К востоку от Стерлинга в средней части группы известковистых углей залегает характерный, хорошо выделяющийся пласт глинистых сланцев Блек-Металс. Этот пласт считается частью необычно мощного и выдержанного цикла, образовавшегося вслед за эвстатическим подъемом уровня моря. Однако при прослеживании этой толщи сланцев к востоку выясняется, что в ее составе появляются прослои песчаников, углей и подугольных глин, которые в ряде случаев, по-видимому, замещают сланцы. Иными словами, здесь получают развитие циклы, очень похожие на типичные циклы группы известковистых углей в других районах. Рид показал, что эти циклы обязаны своим образованием главным образом локальным процессам погружения и дельтовой седиментации в краевой части района, находящегося под воздействием эвстатического поднятия уровня моря. В то время как некоторые другие циклы в группе известковистых углей, подобно нормальному циклу Блек-Металс, характеризуются значительной мощностью и выдержанностью в латеральном направлении, большинство их имеет мощность 10—30 футов и в пределах рассматриваемой площади существенно изменяются. Количество этих маломощных циклов имеет тенденцию к увеличению на любом погружавшемся участке, причем это увеличение более или менее пропорционально амплитуде погружения (см. Рид и Дин, в печати). Происхождение этих циклов также должно быть связано с локальными процессами погружения и осадконакопления.

Особенно интересно отметить, что, хотя цикл Блек-Металс в западных районах состоит из глинистых сланцев, в этой толще наблюдается чередование слоев с морской и неморской фауной. Рид считал, что эти фаунистические циклы, возможно, отражают формирование угленосных циклов на других участках исследуемой территории.

Специфический характер, как уже отмечалось, имеют циклы группы битуминозных сланцев. От вышеописанных эти циклы отличаются частым присутствием прослоя пресноводного известняка (см. табл. 22, фиг. 54). Однако они все же иногда содержат морские сланцы. Удивительное несходство между описанными циклами в пределах в общем очень небольшой территории (примерно 200 кв. миль) заставляет предполагать, что цикличность развита довольно слабо. Гринсмит [164] предложил «составной ритмический компонент» («composite rhythmic unit», табл. 22) и описал три «распространенных частных компонента» («common partial units»,

Таблица 23

«Распространенные частные компоненты» в группе битуминозных сланцев Шотландии

(по Гринсмиту [164])

Сланец Известняк с остракодами Сланец Песчаник с подстилающими глинами	Сланец Битуминозный сланец Сланец Песчаник с подстилающими глинами	Сланец Битуминозный сланец Известняк с остракодами Сланец Песчаник с подстилающими глинами

табл. 23), причем «они даже могут быть еще более упрощены посредством исключения из их состава известняков, битуминозных сланцев или пластов ганистера» ([164], стр. 358).

Малочисленность прослоев углей и морских сланцев, а также часто отмечающаяся эрозия в подошве песчаников привели Гринсмита к заключению, что основание песчаных слоев представляет собой наиболее значительную поверхность в цикле, которая и должна быть принята за его начало. Он считал, что эта поверхность отмечает этап привноса реками обломочного материала. Далее следует фаза лагунного осадконакопления. Прерывистое погружение, по мнению Гринсмита, продолжалось в течение всего времени накопления отложений циклов, а их неполнота крайне затрудняет оценку количества циклов и исключает самую попытку такой оценки. Обстановка осадконакопления в интерпретации Гринсмита [164, 165] представляла собой лагуны в краевой части дельты, рукава которой периодически приносили обломочный материал, перекрывавший преимущественно хемогенные осадки лагун. Такие условия седиментации, по-видимому, хорошо согласуются с фактами, полученными при детальных петрологических исследованиях. Мы не можем, однако, согласиться с утверждением ([164], стр. 356), что предложенный Гринсмитом составной компонент имеет «внешнее сходство» с идеальной циклотемой Иллинойса.

Намюрский и вестфальский ярусы

Намюрские отложения Англии характеризуются присутствием циклов, строение которых в существенных чертах отличается от циклов йордейлского типа. В цикле «жернового песчаника» отсутствует известняк, но на его месте залегают морские сланцы. Четыре простых члена цикла, представленные (снизу вверх) морскими сланцами, сланцами, песчаниками и каменным углем, были легко выделены в разрезах в результате работ ряда геологов (например, [485, 420]), а позже были описаны многие подобные циклы. По мере увеличения детальности исследований уточнялось и строение циклов. Например, в районе Шеффилда, Йоркшир, Р. А. Иден и др. [114] описали следующую «полную циклическую единицу»:

тонкий пласт угля;
подстилающая глина;
песчаники от тонкозернистых до гравелитов, обычно трансгрессивно залегающие на подстилающих отложениях;
аргиллиты песчанистые или алевритистые;
аргиллиты серые со стяжениями железняка;
морской пласт — черные аргиллиты, обычно с большим количеством карбонатных стяжений («bullions»), с фауной гониатитов и пластинчатожаберных;
тонкий пласт угля.

Мощности этих циклов весьма изменчивы, но есть данные, что они могут достигать значений порядка 100—200 футов.

Хотя одно время разрез угленосной толщи (вестфальский ярус) рассматривался как повторение наборов слоев, состоящих из песчаников (или конгломератов), перекрываемых сланцами и каменными углями [409, 156], сейчас очевидно, что последовательность слоев в циклах как серии жерновых песчаников, так и угленосной толщи имеет существенное сходство (например, [420]). В последней работе указано также на характерные изменения, отмечающиеся при детальном изучении разреза от серии жерновых песчаников к угленосной толще. Вверх по разрезу циклы утоняются и количество их увеличивается. Прослои морских пород встречаются во все меньшем количестве циклов и в конце концов становятся совсем редкими, в то время как количество прослоев каменного угля в том же направлении растет.

Робертсон [355] предложил для угленосной толщи Южного Уэльса следующий идеализированный цикл:

огнеупорная глина;
аргиллит;
аргиллит песчанистый, с растительными остатками;
песчаник;
галечник или песчаник с гальками;
аргиллит песчанистый, с растительными остатками;
аргиллит с фауной *Carbonicola*;
сланцы с *Anthracomya, Naiadites* и остатками рыб;
сланцы с *Estheria* и остатками рыб;
сланцы с *Lingula, Orbiculoidea* и т. д.;
сланцы известковистые, пиритизированные, с гониатитами и др.;
кеннельский уголь;
уголь.

«В любом конкретном цикле крайне редко или вообще никогда не удается выделить все перечисленные слои, но каждый из этих слоев, как правило, может присутствовать в любом цикле» ([355], стр. 88).

Существенное значение фаунистических изменений, происходящих в вышеприведенном цикле, было показано Эдвардсом и Стабблфилдом [117], изучавшими с этой точки зрения разрез Восточно-Пеннинского угольного района (см. гл. 10).

Трумэн [422, 423, 424], который с большой детальностью и на высоком научном уровне описал циклы угленосной толщи, считал, что для этой толщи как в пределах Великобритании, так и в северо-западной Европе в целом характерна следующая последовательность пород в цикле:

уголь;
слой с остатками корневых систем растений;
песчаник;
сланец или аргиллит, неморские;
морской прослой.

Как и все другие исследователи циклов каменноугольных отложений, Трумэн отметил, что «характерный, типичный и т. д.» цикл в реальных разрезах имеет много исключений (см. гл. 1).

По представлениям большинства авторов, отложения серии жерновых песчаников и угленосной толщи накапливались в дельтовых условиях. Поверхность отлагавшихся осадков была очень близка к уровню моря, а область седиментации испытывала прерывистое погружение. Периодическое вторжение морских вод обусловливало образование тонких прослоев морских сланцев, развитых часто на обширной территории и потому имеющих чрезвычайно важное значение для корреляции разрезов.

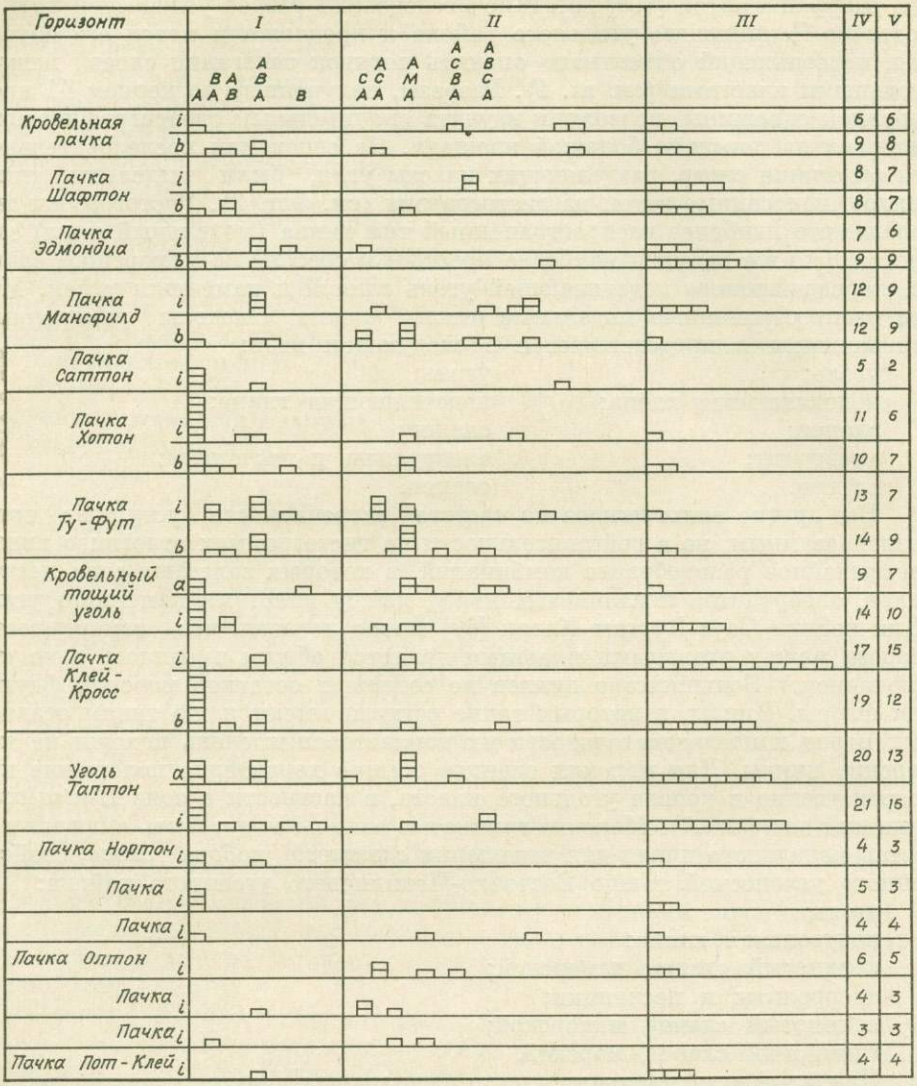
Дафф и Уолтон [102] детально исследовали разрез угленосной толщи Восточно-Пеннинского угольного района и предложили метод его изучения, позволяющий объективно оценить порядок залегания слоев между угольными пластами (см. гл. 1). Разрезы, полученные по кернам 41 пробуренной скважины, позволили изучить значительный стратиграфический интервал на довольно большой площади. На основании последовательности залегания слоев, разделяющих пласты угля, были выделены типы циклов, нанесенные затем на гистограммы (см. фиг. 2). Гистограммы показали, что наиболее распространенный тип цикла (модальный цикл) является в то же время и наиболее простым и состоит из неморского сланца, перекрываемого подстилающей уголь глиной и каменным углем. Менее распространенные модальные циклы также сложены неморскими отложениями и представляются в следующем виде:

уголь;	уголь;
подстилающая глина;	подстилающая глина;
сланец;	сланец;
алевролит;	алевролиты и песчаники;
сланец.	сланец.

Все другие типы циклов по частоте встречаемости уступают трем вышеназванным, но в действительности на гистограммах отчетливо видно чрезвычайное разнообразие комбинаций, в которых залегают слои песчаников, алевролитов и глинистых пород между пластами каменного угля. (Для района Саут-Дургам Кларк [69] также показал, что изменчивость разреза между угольными пластами является общим правилом, а не исключением.) Большинство циклов не содержит остатков морской фауны или флоры. Циклы, в которых такие остатки имеются, по типам осадочных пород и последовательности их напластования очень похожи на неморские циклы. Для морских сланцев обычно характерно положение непосредственно в кровле угольного пласта, в частности в зоне *Lenisulcata* (нижний вестфал А). Морские глинистые сланцы могут быть включены в состав модального цикла для выделения *сложного набора слоев,* свойственного угленосной толще Восточно-Пеннинского угольного района:

уголь;
подугольная глина;
глинистый сланец неморской;
алевролиты и песчаники;
глинистый сланец неморской;
глинистый сланец морской.

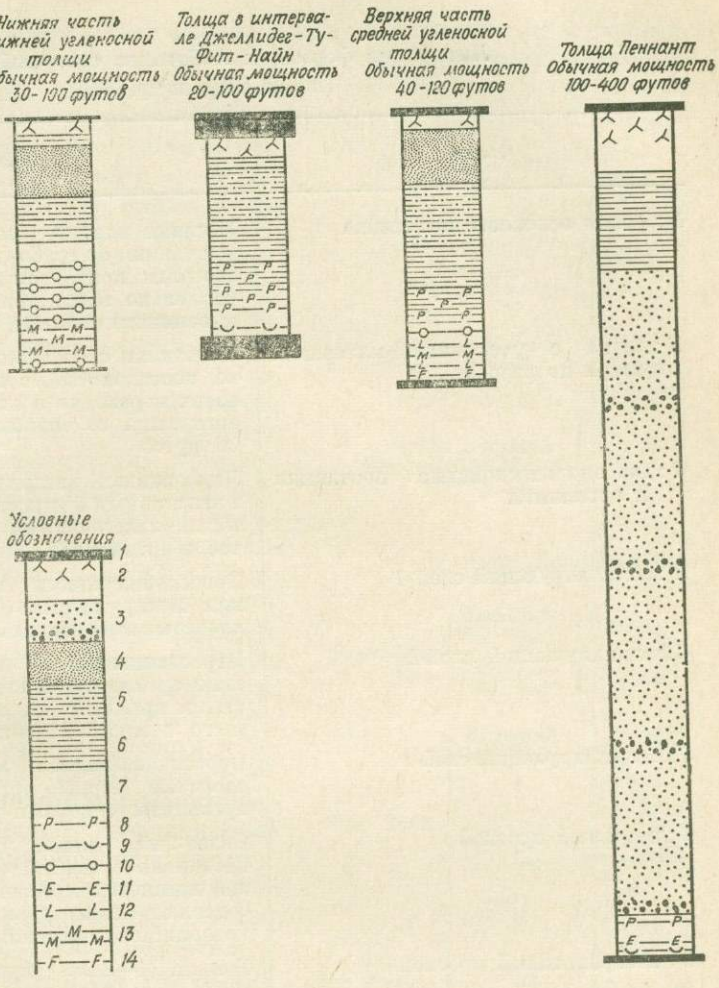
При изучении отдельных, легко выделяемых в разрезе циклов на обширной площади оказывается, что каждый из них при латеральном прослеживании значительно изменяется (фиг. 55). Существенные изменения циклов наблюдаются и в разрезе, между различными стратиграфическими горизонтами. В верхней зоне *Similis-pulchra* (нижний вестфал *C*), например, количество циклов изменяется в пределах 4—21; в нижней зоне *Similis-pulchra* (верхний вестфал *B*) — примерно от 12 до, по крайней мере 25; в зоне *Modiolaris* (вестфал *A* — *B*) — от 13 до 30. Кроме того, в пределах рассматриваемого района можно наблюдать расщепление каждого угольного пласта. Дафф и Уолтон пришли к заключению, что изменения циклов по площади и в разрезе, а также чрезвычайное разнообразие их типов лучше всего объясняются теорией, рассматривающей блуждание русловых потоков в пределах дельты в качестве основного фактора формирования циклов. Три морских цикла, однако, являются исключительными в том отношении, что они гораздо мощнее всех других циклов и прослеживаются на большей части территории Великобритании и северо-запада Европы. Возможной причиной их образования было эвстатическое поднятие уровня моря.



Фиг. 55. Гистограммы, показывающие латеральное изменение типа отдельных циклов в вестфальской угленосной толще Восточно-Пеннинского угольного района Англии (см. стр. 143).

i — присутствие относительно распространенных типов циклов, не содержащих песчаников; *II* — относительно распространенные типы циклов, содержащих песчаники; *III* — менее распространенные типы циклов, каждый прямоугольник обозначает отдельный тип; *IV* — количество изученных циклов; *V* — количество различных типов циклов в разрезе. Буква *i* после названия горизонта означает, что цикл включает в себя этот горизонт; *a* — показывает, что цикл располагается выше, и *b* — ниже данного горизонта (по Даччу и Уолтону [102]).

Одна из последних работ по угольному району Южного Уэльса [484] также выявила существенные изменения типов циклов в угленосной толще. Поэтому попытка выделить «стандартный», или «идеальный», цикл рассматривалась как несостоятельная. Однако удается распознать четыре основных варианта цикла, свойственные разным стратиграфическим подразделениям (фиг. 56). Отсутствие угольных пластов в самой нижней части разреза указывает, по мнению Вудленда и Эванса, на последовательные этапы погружения, происходившие один за другим через довольно короткие промежутки времени. Образование же мощных угольных



Фиг. 56. Циклы вестфала в Южном Уэльсе (по Вудленду и Эвансу [484]).
Нижняя угленосная толща принадлежит вестфалу *A*, толща в интервале Джеллидег — Ту-Фит-Найн входит в состав вестфала *A — B*, верхняя часть средней угленосной толщи относится к вестфалу *C*, а толща Пеннант — к вестфалу *C — D*. *1* — уголь; *2* — подстилающая глина; *3* — песчаники толщи Пеннант с прослоями конгломератов; *4* — песчаники, в основном тонкозернистые и кварцитовидные; *5* — переслаивающиеся алевролиты, песчаники и аргиллиты; *6*—алевритистые аргиллиты; *7* — аргиллиты; *8*—остатки растений и растительный детрит; *9* — неморские пластинчатожаберные; *10* — *Planolites ophthalmoides*; *11* — эстерии; *12* — лингулы; *13* — различная морская фауна; *14* — рыбы.

пластов в циклах более высоких горизонтов разреза объясняется длительными периодами тектонической стабильности. В обоих этих типах циклов песчаники присутствуют редко, а тонкие прослойки в угольных пластах испытывают резкие латеральные изменения, превращаясь на расстоянии всего нескольких миль в толщу нормальных отложений мощностью до 100 футов. Выше по разрезу появляются циклы, подобные «характерным» циклам Трумэна (см. стр. 142), но латеральные изменения их остаются все же очень значительными (фиг. 57).

В самой верхней части угленосной толщи (вестфал *C—D*), так называемой «толще Пеннант», циклы резко отличаются от циклов в нижележащих отложениях. Они мощнее и образованы в основном (на 80%) песчаниками, залегающие в их подошве конгломераты часто непосредственно перекрывают угольный пласт. Иногда встречаются прослои аргиллитов. В кровельной части песчаники вверх по разрезу переходят в породы, сложенные более тонким материалом, а в некоторых случаях между пластами аргиллитов еще до появления угля отмечаются прослои подстилающих глин. Считалось, что различия типов циклов обусловлены изменением условий осадконакопления. Вудленд и Эванс [484], по-видимому, сознательно избегали слова «дельтовые» при описании условий накопления осадков. Они указали на то, что седиментация протекала в об-

Таблица 24

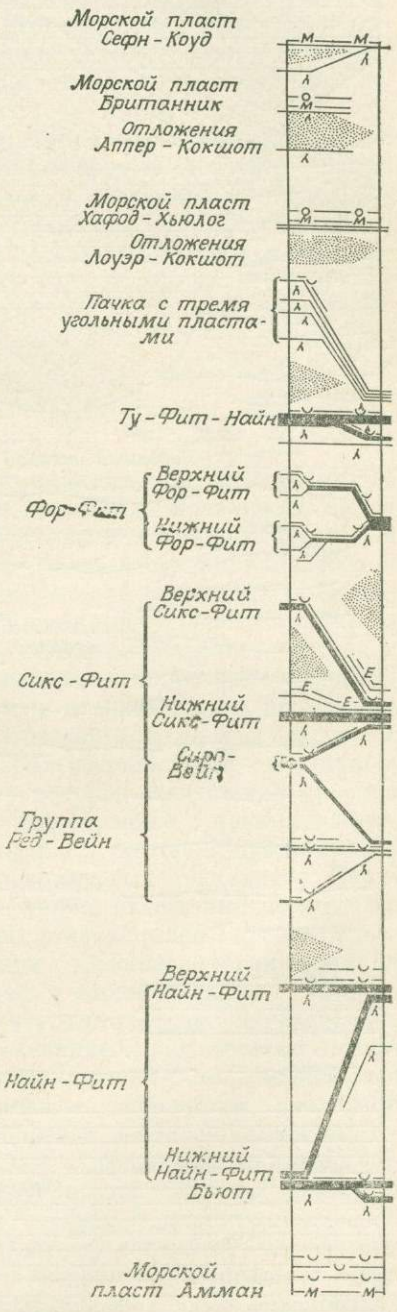
Литофации формации Абботшем, северный Девон
(по Де Рафу и др. [90])

Фации	Описание
L : фация основного песчаника	Мощные пласты песчаников (до 100 футов). Песчаники от грубо- до тонкозернистых, с эрозионным контактом в подошве; косо- и параллельно напластованные, со знаками ряби и волнистослоистые, иногда бесструктурные
K : пачка с утонением материала вверх по разрезу	Песчаники с эрозионным контактом в подошве, косослоистые, с включениями аргиллита; вверх переходят в алевритистые песчаники и аргиллиты со знаками ряби. Мощность до 30 футов
J : диагональнослоистые песчаники и аргиллиты	Линзовидные, диагональнослоистые песчаники с эрозионным контактом в подошве, с горизонтально залегающими прослойками алевролитов и аргиллитов
H : осциллирующий слой-3	Переслаивающиеся черные неяснослоистые или бесструктурные аргиллиты и волнистослоистые алевритистые песчаники
G:осциллирующий слой-2	Переслаивающиеся темно-серые неяснослоистые аргиллиты с алевритистыми и песчанистыми аргиллитами, иногда со знаками ряби, часто с многочисленными норами животных
F : осциллирующий слой-1	Переслаивающиеся массивные или неяснослоистые черные аргиллиты и алевритистые аргиллиты с норами роющих животных
E : песчаный прослой	Более или менее протяженные прослойки песчаника с мелкой косой слойчатостью; более глинистые прослойки между песчаниками содержат линзы и слойки алевролита и тонкозернистого песчаника
D : алевролитовый прослой	Тонкие (1—2 *мм*) прослойки алевролита (до 30 *см* длиной) волнистослоистого или со следами ряби
C : «турбидит»	Пласты песчаников, постепенно переходящих вверх в аргиллиты; слоистость параллельная, в подошве гиероглифы
B : алевритистый аргиллит	Тонкие (1—2 *мм*) линзы алевролитов, залегающие в прослоях (до 5—7 *см* мощностью), разделенных аргиллитами. Иногда встречаются цветные прослои мощностью 2—3 *см*
A : черный аргиллит	Слоистый аргиллит с чередованием черных и темно-серых слойков мощностью 1—2 *см*; слойчатость параллельная; встречаются конкреции железняка

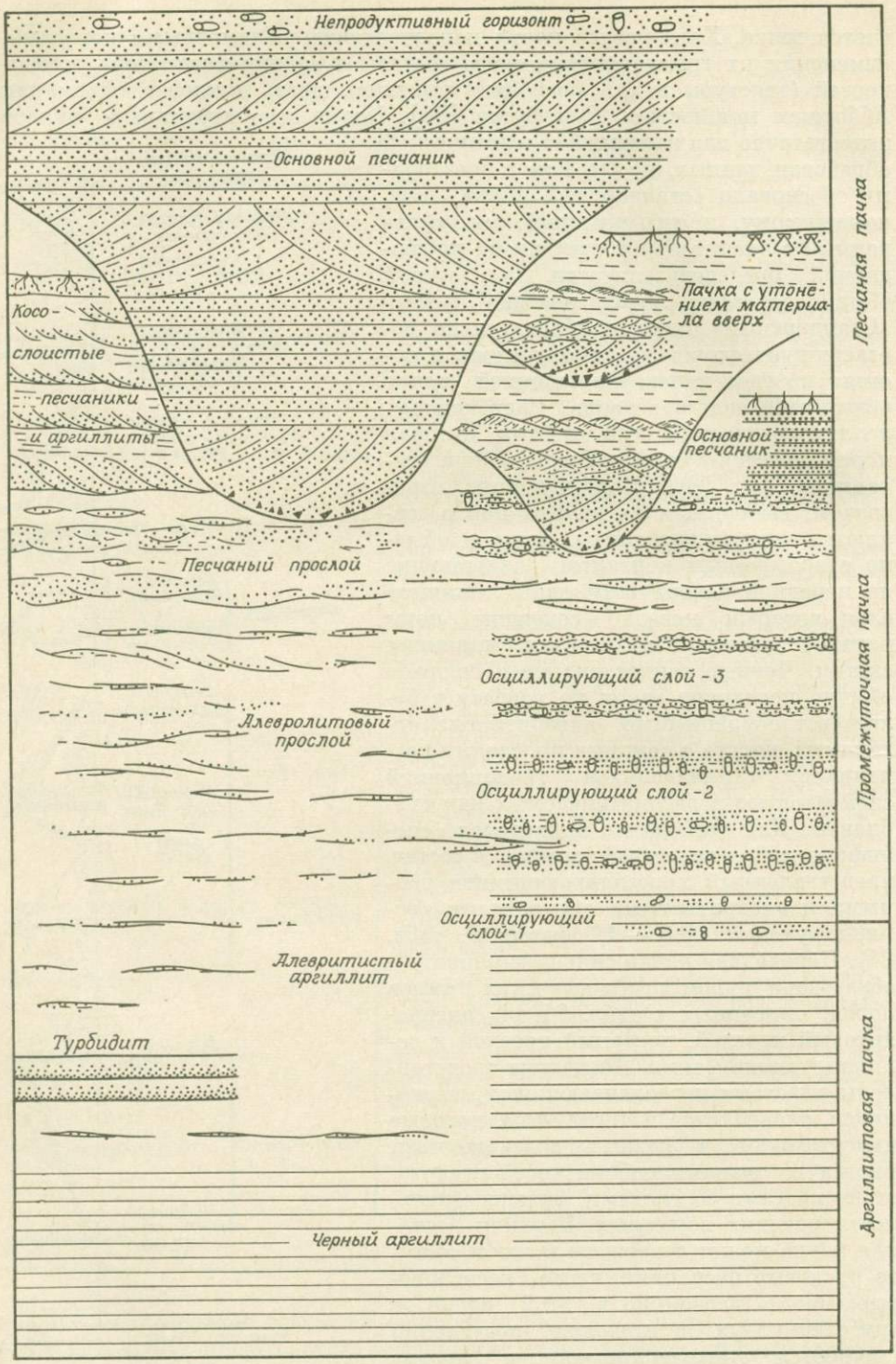
становке мелководья в пределах обширного шельфа. Циклы сформировались в результате прерывистого погружения этого шельфа. Эффект такого погружения был усилен происходившими время от времени эвстатическими изменениями уровня моря.

Разрезу нижнего вестфала на севере Девона в Англии свойственно отсутствие угольных прослоев, однако полагают, что он накапливался в прибрежной, дельтовой, обстановке; с этой точки зрения он и рассматри-

вается ниже. Хотя разрез почти нацело сложен обломочными породами, изменения их гранулометрического состава и седиментационных особенностей (текстуры и др.) позволили выделить шесть циклов в формации Абботшем мощностью 1200 футов [90]. Количество изученных циклов недостаточно для надежной статистической обработки данных, но Де Раф с соавторами обосновали «стандартный цикл», хотя, по-видимому, и субъективный, но основанный в значительной степени на наблюдаемой последовательности, в которой обычно залегают литологические пачки. «Стандартный» цикл приблизительно соответствует сложному набору слоев и состоит из трех пачек. На нижней пачке аргиллитов залегает пачка, «переходная» по литологическим особенностям, которая перекрывается в свою очередь пачкой песчаников (фиг. 58). Маркирующим горизонтом, выбранным за начало цикла, являются черные аргиллиты, резко и обычно с эрозионным контактом залегающие на неровной поверхности нижележащего слоя, который нередко содержит норы роющих животных и остатки корневых систем. Черные тонкослоистые аргиллиты обычно переходят вверх по разрезу в более светлоокрашенные алевритистые аргиллиты, иногда с тонкими прослоями песчаников, отличающихся градационной слойчатостью и рассматриваемых как турбидиты. Для этой пачки характерен специфический петрографический состав, представленный переслаивающимися черными и алевритистыми аргиллитами (осциллирующий слой — 1, фация *F*, табл. 24). Переходная пачка сильно изменчива и образована рядом литологических типов пород, описанных в табл. 24 как алевролитовый прослой, песчаный прослой и осциллирующие фации. Последние представлены пластами переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, которые присутствуют в разных соотношениях, иногда со знаками ряби и косой слоистостью, местами со следами жизнедеятельности роющих животных. Верхняя песчаная пачка может содержать в своем составе русловые песчаники, часто косослоистые; иногда песчаники в этой пачке от грубозернистых в подошве постепенно сменяются тонкозернистыми в кровле (пачка с утонением материала вверх по разрезу в табл. 24). В ряде случаев песчаники залегают на подстилающих отложениях согласно, некоторые из песчаников обладают параллельной слоистостью,



Фиг. 57. Схематизированный разрез нижней части средней угленосной толщи (вестфал *B*) в Южном Уэльсе, демонстрирующий латеральные изменения пород (по Вудленду и Эвансу [484]).



Фиг. 58. Фации формации Абботшем и их взаимоотношения в пределах «стандартного» цикла (по Де Рафу и др. [90]).

другие косослоистые и переслаиваются с аргиллитами (фации *H*, *J*, *K*, *L* в табл. 24). В кровле пачки песчаники часто тонкозернистые, несут следы роющих организмов и могут содержать остатки корневых систем. Органические остатки в разрезе редки. В верхних частях циклов найдены неморские пластинчатожаберные, а в аргиллитовой пачке — мелкие гониатиты. [331]. Шесть описанных циклов в высокой степени изменчивы. Порядок напластования литологических разностей можно оценить, если рассматривать последовательность фаций в таком виде, как их определили Де Раф и др. ([90], фиг. 8).

При изучении с такой детальностью цикличность разреза является не вполне очевидной. Рассматривая этот разрез обобщенно с точки зрения трех пачек — 1) аргиллитовой, 2) переходной, 3) песчаной — и расположив, как это показано на фиг. 58, все 11 фациальных типов отложений в пределах соответствующих пачек, можно представить разрез в следующем виде:

Цикл 1 — 13
Цикл 2 — 12123
Цикл 3 — 1
Цикл 4 — 1212123
Цикл 5 — 123
Цикл 6 — 13

Даже при столь обобщенном описании цикличности отмечаются ее существенные изменения; очевидно, что для выделения модального цикла потребовалось бы гораздо большее число фактических данных. Несмотря на это, определенная повторяемость слоев в разрезе устанавливается и может быть объяснена путем восстановления условий осадконакопления.

Аргиллитовая, переходная и песчаная пачки могут быть сопоставлены с последовательностью слоев различного петрографического состава в дельте. Так, в качестве аналога черных аргиллитов могут быть приняты бассейновые илы, отлагавшиеся за пределами краевой части дельтового комплекса осадков, подошвенные же слои этого комплекса соответствуют алевритистым аргиллитам. Именно в этой зоне привносимый осадочный материал мог иногда формировать мутьевые потоки, отлагавшие прослои с градационной слойчатостью. Здесь же, по-видимому, накапливались осадки, образовавшие осциллирующую фацию *F*, которая представляет собой совокупность черных аргиллитов и алевритистых аргиллитов. Верхняя часть морского комплекса отложений, а также отложения подводного склона дельты представлены фациями переслаивающихся песков, алевритов и илов (фации *D*, *E*, *G*, *H* и, возможно, тонкозернистая нижняя часть фации *J*); точное определение верхней и нижней границ отложений, накапливавшихся в этой обстановке, затруднительно. Кровельные, субаэральные слои дельтового комплекса, очевидно, представлены песчаными отложениями (фации *J*, *K*, *L*); такое заключение подтверждается не только погрубением обломочного материала и очевидным сходством «пачки с утонением материала вверх по разрезу» с отложениями русловых врезов [136], но также присутствием слоев с остатками корневых систем растений и неморскими пластинчатожаберными. Можно полагать, что в формации Абботтем только цикл под номером 5 представляет собой один простой этап формирования дельты. Поэтому считалось, что формация Абботтем в целом не могла накопиться во время наращивания единственной дельты в сторону бассейна, но представляет собой образование комплекса дельт, находящихся в зубчатом переслаивании один с другим. На фоне общей палеогеографической обстановки вестфальского века в юго-западной Великобритании представляется более вероятным существование такого комплекса дельт, а не системы блуждающих протоков, связанных с одной огромной дельтой. Массив суши, поставлявший обло-

мочный материал с северо-запада (направление, установленное на основании анализа текстур в отложениях Абботшем), имел, по-видимому, ограниченные размеры. Непосредственно к северу от Бристольского канала угленосная толща Южного Уэльса накапливалась в троге, размеры и объем которого примерно такие же, как и у рассматриваемого бассейна, и часть обломочного материала приносилась с юга [39]. Отсутствие сколько-нибудь значительных количеств каменного угля в отложениях северного Девона является их наиболее интересной отличительной особенностью и отражает, по-видимому, иные условия погружения и приноса материала. В обстановке медленного погружения и осадконакопления были отрезки времени, когда могли возникать условия болот, существовавшие достаточно длительно, чтобы отложились угольные пласты. С другой стороны, погружение и осадконакопление могли протекать столь быстро, что не создавалось условий для устойчивого существования болот, достаточного для развития растительности и накопления угольных слоев. Именно такая ситуация, возможно, имела место на территории северного Девона в раннем вестфале.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЕВРОПА

Мы столь подробно рассмотрели работы, проведенные в США и Великобритании, потому что хорошо знакомы с этими территориями и опубликованной по ним литературой. Такое предпочтение не следует понимать в том смысле, что мы принижаем роль ученых других стран, внесших свой вклад в рассматриваемую проблему. Среди первых геологов, понявших важность изучения угленосных циклов, были, например, ученые Германии и Франции — Шмидт [372], Барруа [32] и Прюво [334]. С тех пор авторами из стран континентальной Европы было опубликовано огромное количество работ; в общем они подходили к решению проблемы примерно так же, как большинство геологов США и Великобритании, и высказали столь же разнообразные точки зрения (см., например, [88, 265, 266, 361, 166, 185, 36, 37, 236, 50, 490]).

Кроме этих статей, нам хотелось бы, однако, более детально рассмотреть работы, отличающиеся принципиально иным подходом к анализируемой проблеме. На обсуждение этих вопросов в Германии и Бельгии в значительной мере повлияли работы соответственно Фиге и Ван-Леквийка. В разрезе каменноугольной системы они выделили циклы различной мощности [127, 129, 130, 131, 132, 436, 438, 440] и предположили различные условия образования для циклов разной величины.

Описывая отложения нижнего намюра Вестфалии, Фиге [127] привел множество детальных данных по строению циклов различного типа. Он указал на отличия мелких циклов, размером от 1 *см* до 1 *м*, выделяемых главным образом по изменению размеров зерен обломочных пород, от более крупных (размером 4—5 *м*) циклов, образованных разнообразными породами. Последний тип циклов, как полагал Фиге, образовался вследствие периодических изменений скорости эрозии, связанных, возможно, с эпейрогеническими движениями или, что более вероятно, с климатическими флуктуациями.

В отложениях нижнего намюра Рура изучались [131] крупные циклы («Grosszyklen»), которые сравнивались с циклотемами Америки. Аргиллитовая фаза в основании таких циклов вверх по разрезу постепенно, через зону переслаивания переходит в преимущественно песчаные отложения. В каждом цикле выделено три фазы: глинистая фаза, глинисто-песчаная фаза и граувакковая фаза («Grauwacken-Phase»). Резкая граница в подошве глинистой фазы подчеркивает асимметрию циклов, мощность которых в среднем составляет около 4 *м*. В латеральном

направлении происходит фациальное замещение циклической толщи нецикличными отложениями. В разрезе были установлены также сравнительно крупные циклы мощностью около 10 *м* (основные аргиллитовые пласты) и более мелкие циклы, представленные песчаными слоями мощностью 50—150 *см,* которым свойственно погрубение материала от кровли к подошве.

В верхнем намюре выше «граувакковой фазы» залегают пласты каменного угля, и идеальный цикл угленосной толщи Рура, по данным Грибница [166], представляется в следующем виде:

e) уголь;
d) смешанные песчано-глинистые породы, часто с остатками корневых систем растений;
c) песчаник;
b) смешанные песчано-глинистые породы;
a) глинистые сланцы морские, в нижней части обычно битуминозные.

При статистическом изучении мощностей циклов выявляются три максимальных значения: 4—5 *м*, 7 *м* и слабее выраженный максимум 10 *м*.

В Бельгии угленосная толща нижнего вестфала *B* была описана Ван-Леквийком [436]. Он отметил, что между угольными пластами породы образуют специфическую последовательность из трех слоев, хотя все эти слои не обязательно должны присутствовать в каждом цикле. В кровле обычно залегают глинистые сланцы с органическими остатками, перекрываемые довольно мощным слоем песчаников. Выше располагаются аргиллиты, которые иногда полностью представлены подстилающей глиной. В отсутствие аргиллитового элемента цикла кровля подстилающего песчаного элемента, которая обычно представлена переслаивающимися аргиллитами и песчаниками, имеет характерные особенности подстилающей глины.

Залегающие над углями глинистые сланцы могут иметь мощность 6—9 *м,* песчаный член цикла 20 *м*, а аргиллитовые породы кровли 1—2 *м*, но обычно общая мощность всех отложений, располагающихся между двумя пластами каменного угля, составляет около 9—10 *м*. Ван-Леквийк подчеркнул, что количество циклов в изученной части разреза изменяется незначительно, увеличиваясь от 32 до 36, при возрастании мощности толщи от 226 до 330 *м*. В Нидерландах соответствующий стратиграфический интервал разреза, достигающий 385 *м* мощности, заключает 35—40 циклов.

Ван-Леквийк считал, что имеются доказательства очень широкого латерального распространения отдельных песчаных слоев, и поэтому для объяснения циклов предложил более общий по сравнению с другими теориями механизм, не принимающий в качестве причины цикличности такие локальные явления, как блуждание русел, деятельность протоков и т. д. Он обрисовал в общих чертах сложную серию положительных и отрицательных колебаний уровня моря, которые могли объяснить как последовательность напластований в циклах, так и периодическое отсутствие тех или иных слоев в этой последовательности.

В 1964 г. Ван-Леквийк предложил «полный цикл» для намюра Бельгии:

e) уголь;
d) сланцы песчанистые с некоторым количеством песчаников;
c) песчаники с песчанистыми сланцами;
b) сланцы песчанистые с некоторым количеством прослоев песчаников;
a) глинистые сланцы.

Было отмечено, что, хотя такой полный и симметричный цикл обычен для вестфальских отложений, он достаточно редко встречается в намюре. Последнему свойственны асимметричные циклы, включающие только члены *a*, *b* и *c* («Dachbankzyklus» немецких авторов), а также асимметричные циклы только с членами *c*, *d* и *e* («Sohlbankzyklus»). В действительности отклонения в строении циклов от приведенного выше симметричного цикла являются общим правилом.

Наряду со значительным сходством в составе и строении циклов между разрезами Бельгии и Германии было отмечено существование циклов разного порядка (например, [127, 131, 437, 440]). Считалось, что средняя мощность полного цикла составляет около 10 *м*. Однако внутри такого цикла часто можно выделить меньшие, обычно неполные циклы (например, цикл Дахбанк) мощностью около 4 *м*. Возможно, три таких 4-метровых цикла образуют один цикл мощностью 10 *м*, хотя лишь в очень редких случаях 10-метровый цикл может быть целиком расчленен на 4-метровые.

Кроме того, в рассматриваемой толще удается выделить более крупные циклы, которые в разных работах описываются как 50-метровые [130], 50—75-метровые [437] или 60-метровые [132, 140], причем все они образованы примерно шестью — восемью 10-метровыми циклами.

Не всегда ясно, каким образом в разрезе выделяются 4- и 10-метровые циклы, и упомянутые исследователи сами признают трудность этой задачи [131, 438, 439]. По-видимому, некоторая путаница существует и при оценке мощностей более крупных циклов, и установить их в разрезе не всегда просто [131, 132]. Представляется, однако, что для выявления этих циклов существует более объективный критерий. Начало 50-метрового цикла маркируется присутствием базальной пачки морских глинистых сланцев в самом нижнем из составляющих его 10-метровых циклов. Тип вышележащих 10-метровых циклов снизу вверх изменяется от сравнительно мощных циклов, образованных преимущественно глинистыми породами, до более тонких циклов, содержащих песчаники и каменные угли. Следующий, 50-метровый цикл вновь отмечен присутствием морских глинистых сланцев в базальной части начинающего его 10-метрового цикла.

Фиге [130] предложил и дальнейшее расчленение разреза на циклы мощностью от 100 до нескольких сотен метров, основанные на чередовании циклов, содержащих рабочие пласты угля, с циклами, в которых угли отсутствуют. В этой своей статье Фиге рассмотрел генезис 4-, 10- и 50-метровых циклов в угленосных отложениях северо-западной Европы. Он считал, что образование 4-метровых циклов обусловлено главным образом местными особенностями топографии и условий осадконакопления. 10-метровые же циклы обычно распространены на большей площади и содержат ископаемые органические остатки в базальном пласте глинистых сланцев. Происхождение их связывалось с эпейрогеническими движениями, хотя локальные формы рельефа и условия седиментации также могли в определенной мере влиять на их строение. 50-метровые циклы формировались так же, как и 10-метровые, но они прослеживаются на гораздо большей площади и характеризуются присутствием прослоев морских пород. Такие циклы являются реальной основой для выделения основных стратиграфических подразделений в каменноугольной системе северо-западной Европы.

Мощность в качестве критерия для выделения циклов, особенно в разрезах, где породы испытывают существенные изменения как в латеральном направлении, так и по вертикали, представляется нам совершенно неприемлемой. Эта система неудовлетворительна даже с арифметической точки зрения. Кроме того, всегда имеется опасность, что циклы будут выделены и в специфических частях разреза, которым такое строение не

свойственно, поскольку сама система установления циклов подразумевает, что они непременно должны существовать повсеместно.

Сомнения в обоснованности такого метода анализа особенно усиливаются при рассмотрении ситуации на территории Нидерландов. Развитые здесь отложения каменноугольного возраста создают впечатление, что цикличность разреза выражена очень плохо [419], хотя в них и были выделены «мелкие» и «крупные» циклы [431]. Как указывалось в последней работе, мелкие циклы представляют собой последовательность пород с погрублением зернистости вверх. Эта последовательность включает снизу вверх каменный уголь, сланцы, песчанистые сланцы и песчаники, в кровле которых под перекрывающим их пластом каменного угля отмечаются остатки корневых систем растений. Крупные циклы, заключенные между морскими горизонтами, образованы последовательностью мелких циклов, верхние из которых обогащены каменным углем, в то время как в нижних пласты углей отсутствуют. Крупные циклы, таким образом, могут быть сопоставлены с 50—60—75-метровыми циклами Рура и Бельгии (стр. 152), за исключением упоминаемого Ван дер Хейде в качестве примера крупного цикла мощностью около 500 *м*, заключенного между морскими горизонтами Вассерфолл и Катерина (верхний вестфал *A*).

Мы сомневаемся также, что подобный метод анализа может быть применен в Великобритании. В качестве примера можно привести вестфальские отложения Восточно-Пеннинского угольного района Англии. Пласт морских глинистых пород Кросс, приуроченный к зоне *Modiolaris*, залегает приблизительно в средней части разреза неморских отложений мощностью около 2000 футов (610 *м*). Серьезные трудности должны встретиться также в нижней части зоны *Lenisulcata*, в которой девять из десяти циклов, образующих толщу мощностью 400—1000 футов (120—305 *м*), могут содержать в своем составе морские глинистые сланцы [113]. Кроме очевидных трудностей классификации вышеупомянутых частей разреза с точки зрения существования 4-, 10- и 50-метровых циклов, латеральные литологические изменения (см. например [102]), без сомнения, помещают любой попытке результативного анализа, опирающегося на размеры циклов.

Не все немецкие геологи, конечно, приняли методы Фиге [130]. Цикличность отложений как в Руре, так и на территории всей Европы подробно описал Йессен [213, 214, 215].

Разрезы Рура он рассмотрел с точки зрения существования нормальных циклотем («Das Regel-Cyclothem» [213]), подобных изображенной в табл. 25 (ср. с циклотемой на стр. 151).

Таблица 25

Цикл Рура
(по Йессену [213])

4) Песчаник 3c) Песчаник глинистый 3b) Сланец песчанистый	Регрессивная гемициклотема
3a) Глинистый сланец 2) Каменный уголь 1) Слой с остатками корневых систем растений	Прогрессивная гемициклотема

По мнению Йессена, кровельный глинистый сланец (3a) маркирует наиболее значительный этап в истории образования цикла — этап перехода от трансгрессивных условий к регрессивным. Фактически в разрезах встречаются, как правило, неполные циклы, и эти разрезы могут рассматриваться с точки зрения «пар циклотем», причем средняя мощность каждой пары составляет около 18 *м*. В отдельных циклах может отсутствовать

трансгрессивная или регрессивная фаза, при этом та или иная фаза может быть представлена с большей полнотой. Такие отклонения от нормального строения, как полагал Йессен, обусловливались осцилляциями уровня моря, причем амплитуда этих осцилляций была меньше той, которая необходима для образования нормальной циклотемы.

Примерно пятнадцать пар циклотем составляют мегациклотему, и в разрезе Рура мощностью 3000 *м* содержится около двенадцати мегациклотем, мощность каждой из которых порядка 250 *м*. Мегациклотемы легко выделяются при прослеживании периодически встречающихся в разрезе хорошо развитых и широко распространенных пластов песчаников.

Йессен отмечал постоянство количества циклотем, прослеживаемых между конкретными стратиграфическими границами, и полагал, что только неустановленные явления глобального характера могли обусловить множественность и регулярность необходимых, по его мнению, осцилляций уровня моря.

В 1961 г. Йессен предложил «полную циклотему» («Voll-Cyclothem»), характерную для угленосных отложений карбона северо-западной Европы в целом (табл. 26).

Таблица 26

Угленосные циклы карбона северо-западной Европы
(по Йессену [215])

14) Конгломератовый песчаник 13) Грубозернистый песчаник 12) Тонкозернистый песчаник 11) Переслаивающиеся песчаники и сланцы 10) Песчанистый сланец 9) Слабопесчанистый сланец 8) Сланец	Регрессивная гемициклотема 8а—14
7) Каменный уголь 6) Сланец (подстилающий сланец) 5) Слабопесчанистый сланец 4) Песчанистый сланец 3) Переслаивающиеся песчаники и сланцы 2) Тонкозернистый песчаник 1) Грубозернистый песчаник	Прогрессивная гемициклотема 1—8б

Этот сложный набор слоев сильно идеализирован, большинства составляющих его элементов в реальных разрезах нет, а отсутствие детальных данных по разрезам, на которых Йессен основывал свою циклотему, затрудняет оценку его выводов. Так же как и в «нормальной циклотеме» («Regel-Cyclothem»), центральным литологическим членом между прогрессивным и регрессивным гемициклами является глинистый сланец (8), а симметрия циклотемы относительно этого члена составляет ее несколько необычную особенность.

В работе Йессена вновь подчеркивалось постоянство количества циклов на обширной территории, например между морскими слоями, прослеживаемыми в Германии и Великобритании. Очевидно, это неверно, поскольку внутри рассмотренного ранее (см. стр. 143) отдельного угольного района Великобритании в конкретных разрезах устанавливается изменяющееся количество циклов.

Глобальные явления, предполагаемые Йессеном, могли действительно оказывать некоторое влияние, но постоянство развития циклотем, видимо, не относится к числу их следствий.

На территории СССР особенный интерес представляет каменноугольная система Донецкого бассейна (см. фиг. 38). Мощность системы дости-

гает 10 000—12 000 *м*. Турнейский и визейский ярусы представлены преимущественно морскими отложениями (известняками, доломитами, глинистыми сланцами), хотя в верхней части визе и в нижнем намюре развиты угленосные фации. Наибольшее количество углей содержит средний карбон (башкирский и московский ярусы, примерно соответствующие вестфалу Западной Европы). В отличие от европейского вестфала слои известняков, хотя и небольшой мощности, встречаются в разрезе часто. В. С. Яблоков и др. [208], например, в толще среднего карбона Донецкого бассейна мощностью 1800 *м* выделили около 108 циклов — до 115 угольных и 40 известняковых пластов.

Эрозионную подошву песчаных пластов в отложениях московского яруса обычно принимают за начало циклов; циклы образованы (снизу вверх) песчаниками с зернистостью, постепенно утоняющейся вверх по разрезу, алевролитами и аргиллитами [235]. Аргиллиты, залегающие под перекрывающим их пластом каменного угля, содержат многочисленные остатки корневых систем. В известняках и аргиллитах, залегающих над угольными пластами, встречается морская или солоноватоводная фауна. Однако строение реальных циклов не всегда одинаково, часто некоторые из образующих их компонентов отсутствуют или развиты очень слабо.

В. В. Коперину больше интересовали фациальные изменения, чем выявление цикличности разреза; она отметила различия условий осадконакопления в ранней и средней эпохах каменноугольного периода. В раннем карбоне, по ее данным, угленосная толща формировалась в пределах плоской литоральной зоны, окаймленной полосой мелководья, где глубины не превышали 10 *м*, и отделенной от открытого моря поясом песчаных баров и кос. За песчаными барами в лагунах отлагались только тонкие осадки, а когда эти лагуны заполнялись илами, на их территории возникали условия болот. Возможно, в течение какого-то времени накопление торфа могло компенсировать погружение, но в конечном счете, как полагала Коперина, море заливало болота, и после образования песчаного бара начинался следующий цикл.

Считалось, что во время накопления угленосной толщи среднего карбона существовали дельтовые условия седиментации. Разрастание дельтовой равнины приводило к образованию маршей и торфяных болот, а сравнительно низкая скорость накопления торфа в конце концов обусловливала вторжение морских вод и начало нового цикла. Пласты известняков формировались до начала нового этапа поступления обломочного материала, приносимого растущей дельтой. Коперина не согласилась с доводами, что русловые врезы в основании некоторых песчаных пластов указывают на происходившее поднятие, и отдала предпочтение гипотезе седиментационного контроля над циклическим осадконакоплением. В этом заключается противоречие ее концепции с точкой зрения многих советских геологов, являющихся безусловными сторонниками тектонического контроля (например, [491, 124]). Особенно безоговорочные высказывания мы находим у Ю. А. Жемчужникова ([491], стр. 5), первое из них относится к скептикам, сомневающимся в реальном существовании цикличности осадконакопления: «...тот, кто учитывает существующую в природе ритмичность или цикличность, увидит ее, даже если она не такая уж отчетливая, и *сделает все вытекающие отсюда выводы*». Второе высказывание касается происхождения циклотем: «Если [геологи]... не связывают цикличность с тектоническим фактором, то они... недооценивают значения этого фактора».

Эта дискуссия, очевидно, очень похожа на ту, которую мы рассмотрели на предшествующих страницах, хотя, по-видимому, имеется очень общее подтверждение механизма образования циклов, заключающегося в тектонических осцилляциях, наложенных на региональное погружение.

В методике исследования преобладает «фациально-циклический» метод Жемчужникова, в котором литологическим разностям пород приписывается образование в определенных общих и более локальных условиях среды, причем с уверенностью, которая кажется нам довольно удивительной. Считается далее, что условия осадконакопления отражают трансгрессивные и регрессивные фазы циклов. А. П. Феофилова [124] в работе, посвященной детальному изучению 600—1100-метровой толщи отложений нижнего карбона на части территории Донецкого бассейна, описала различные типы циклов, причем ее интерпретация некоторых фаций отличается от интерпретации Кояериной [235]. Подчеркивается асимметрия циклов; пласты углей обычно перекрываются отложениями, условия образования которых наиболее близки к морским по сравнению с другими породами циклов. Для разреза визейского яруса была предложена следующая обобщенная последовательность пород в цикле:

уголь;
ископаемая почва;
алевролит с остатками корневых систем растений;
алевролит;
песчаник тонкозернистый;
алевролит слоистый, с остатками растений;
алевролит с остатками растений и раковинами животных;
аргиллит с раковинами животных;
известняк морской;
уголь.

В этом типе цикла с большой полнотой развиты регрессивные фации, трансгрессивные же фации почти полностью отсутствуют. В этом описанные отложения Донецкого бассейна существенно отличаются от пермской угленосной толщи Печорского бассейна; в угленосной толще приблизительно равное развитие регрессивных и трансгрессивных компонентов обусловливает их симметричное строение (так называемые «уравновешенные» — «balanced» — циклы Крамбейна [244]). Изменения типа циклов в отдельных частях бассейна осадконакопления видны из работы Феофиловой [124]. Она выделила пять фациальных обстановок, в которых отлагались соответствующие литологические типы осадков, — морскую, мелководно-морскую, заливов, лагун и дельт. Были установлены циклы различных типов, и, для того чтобы показать распределение каждой фации в этих типах циклов, были использованы статистические методы анализа. Средняя мощность морских циклов составляет около 5 *м*, и в типичном своем выражении они слагаются снизу вверх последовательностью известняков, аргиллитов и алевролитов; пласты каменных углей редки и никогда не достигают рабочей мощности. Мелководно-морские циклы представлены тремя основными разновидностями, образованными различными сочетаниями алевролитов и аргиллитов; каменные угли отсутствуют, ч средняя мощность цикла равна 5—7 *м*. Лагунный тип циклов содержит промышленные пласты углей. В дельтовом типе развиты песчаники, и так далее, с небольшими вариациями.

Разрез нижнего и среднего карбона Донецкого, Карагандинского и Московского угольных бассейнов, по данным В. С. Яблокова и др. [208], образован сложным чередованием осадков различных фаций: морских (прибрежных и открытого моря), переходных (лагун, баров, заливов, погруженных частей дельт и т. д.) и континентальных (речных, болот и т. д.). Эти авторы отмечали залегание аллювиальных отложений под пластами угля. Мощность аллювиальных отложений редко достигает 20—30 *м*, хотя иногда удается выделить несколько этапов аллювиального осадконакопления. Локальные размывы и врезание русел рассматривались как доказательства периодических поднятий; другим свидетельством

этого, как полагали авторы, является залегание осадков болот непосредственно на известняках с фораминиферами, отлагавшихся, по их мнению, на глубинах 50—100 *м*.

В отличие от «фациально-циклического» метода, отстаиваемого Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоков (цитируется по Жемчужникову, [491]) считал более правильным изучать изменение гранулометрии пород по разрезу, помогающее выделить циклы еще до детального фациального анализа. Этот метод «от циклов к фациям» предполагает большую объективность исследования, однако некоторые трудности возникают, когда, например, циклы, выделенные на основе изучения гранулометрии, не совпадают с циклами, установленными фациальным анализом.

Мы не можем претендовать на то, чтобы вышеизложенное явилось достаточно полной сводкой материалов, отражающих вклад советских ученых в исследование проблемы. Кроме того, из-за языковых трудностей невозможно дать однозначную оценку этим работам и высказанным в них идеям. Тем не менее, по-видимому, следует отметить некоторую произвольность в способе установления различных фаций и тех конкретных условий среды, в которых эти фации образуются. Советскими геологами предложены группы циклов разного масштаба. Так, циклы первого порядка группируются в мезоциклы, или циклы второго порядка, мезоциклы— в макроциклы, или циклы третьего порядка, а последние в свою очередь объединяются в мегациклы, или циклы четвертого порядка. Однако основания для такой группировки неясны; невозможно также сопоставление этих более крупных циклов с циклами, установленными в других регионах мира.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Условия осадконакопления

Как было установлено в начале этой главы, имеющиеся данные показывают, что условия накопления отложений каменноугольного возраста в Великобритании (и их аналогов в Европе) были, по-видимому, мелководными и в основном неморскими. Гринсмит [163, 164, 165], Д. Мур [291], Джонсон [219], Блак и Келлинг [39], Кларк [69], Келлинг [227], Эллиот [120] и многие другие геологи приводили данные, подтверждающие это заключение. Многие исследователи считали, что циклично построенные разрезы во всех стратиграфических подразделениях карбона Великобритании сформировались в условиях дельтовой седиментации, периодически прерывавшейся вторжениями морских вод. Конечно, выраженность морских фаз была различной в отложениях, представленных йордейлскими фациями, фациями жерновых песчаников и угленосными фациями. Проведенное Д. Муром [291] сравнение осадков дельты Миссисипи и отложений йордейлской серии (см. табл. 21) кажется удачным и согласуется с данными Даффа и Уолтона [102], также подчеркивавших сходство между циклами угленосной толщи и разрезами современных дельт. Робертсон [356] и Коперина [235] указали на важную, по их мнению, роль прибрежных песчаных барьеров. Кларк [69] рассмотрел условия формирования угленосной толщи Европы, происходившего, как он считал, в пределах обширной прибрежной равнины; он, как и Эллиот [120], особенно подчеркнул распространение врезанных речных русел, заполненных песчаниками. Хемингуэй (в печати) уподобил условия накопления угленосной толщи обстановке, наблюдаемой на приливных равнинах, на которых часто возникали озера и дельты рек. Уникальность этого сочетания условий в каменноугольном периоде заключалась в их огромной площади распространения.

Механизмы формирования цикличности

Выше отмечалось, что теории происхождения пенсильванских циклотем могут быть разделены на две основные группы — теории, основанные на тектоническом механизме, и теории, опирающиеся на климатический контроль.

Теории формирования цикличности, выдвинутые в Европе, также могут рассматриваться в рамках этих двух концепций, однако здесь к ним должны быть добавлены дополнительные группы (табл. 27). Эта таблица

Таблица 27

Теории происхождения угленосных циклов, распространенные среди европейских геологов

Тектоническая

Де ла Беш, 1834 [85]
Макларен, 1839 [273]
Гейки, 1882 [154]
Миллер, 1887 [289]
Гудчайлд, 1891 [158]
Хайнд, 1902 [190]
Байсет, 1920 [38]
Хадсон, 1924 [200]
Шмидт, 1924 [372]
Броу, 1928 [60]
Прюво, 1930, [334]
Тонкс и др., 1931 [420]
Троттер и Холлингуорт, 1932 [421]
Фиге, 1937, 1960 [127, 130]
Маковски, 1937, [274]
Трумэн, 1946, 1948, 1954 [422—424]
Ван-Леквийк, 1949 [436]
Берсье, 1950 [36]
Данем, 1950 [104]
Дело, 1952 [86]
Руттен, 1952 [361]
Хавлена, 1957 [185]
Корейво, 1958 [236]
Жемчужников, 1958 [491]
Феофилова, 1959 [124]
Джонсон, 1960 [219]
Уэллс, 1960 [473]
Яблоков и др., 1961 [208]
Гринсмит, 1962 [164]
Уэстолл, 1962 [475]
Ботт, 1964 [49]
Вудленд и Эванс, 1964 [484]
Цеман, 1964 [490]

Седиментационная

Филлипс, 1836 [324]
Робертсон, 1948, 1952 [356, 357] (контролирующее влияние растений)
Дельмер, 1952 [88]
Берсье, 1958 [37]
Коперина, 1958 [235]
Д. Мур, 1958, 1959, 1960 [291—293]
Гудлет, 1959 [159]
Дафф и Уолтон, 1962 [102]
Рид, 1965 [343]

Климатическая

Шварцахер, 1958 [374]
Холлингуорт, 1962 [191]
(?) Йессен, 1956а, 1956б, 1961 [213—215] (невыявленные причины глобального характера)

Уплотнения

Тиаденс и Хейтс, 1944 [419]
Ван дер Хейде, 1950 [431]

Другие теории

Мили, 1839 [290]
Симонс, 1918 [395]
У. Френсис, 1961 [144]

является обобщением, и следует подчеркнуть, что не все описанные выше разрезы сравнимы между собой и что многие теории содержат элементы, заимствованные из других групп (более детальная классификация приведена в работе Уэстолла [475], стр. 767). Ряд теорий имеет только исторический интерес и здесь не рассматривается. Табл. 27 полезна, однако, в том отношении, что она наглядно показывает существенные различия во взглядах европейских и американских геологов. Очевидно, европейские геологи не считают климатический контроль важным фактором. С другой стороны, предполагаемые большие площади распространения отдельных циклов в Америке, по-видимому, приводят к тому, что седиментационный контроль почти не принимается во внимание.

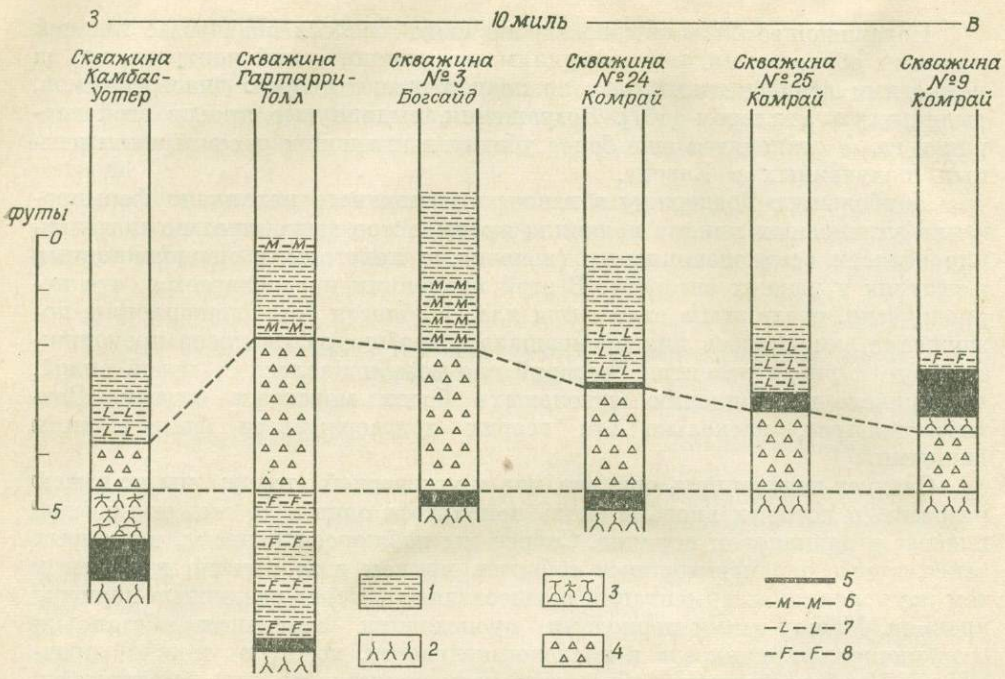
Подавляющее большинство европейских геологов в качестве главной причины образования циклов принимают тектонический контроль, но, за немногими исключениями, они не поддерживают теорию диастрофизмов, выдвинутую Уэллером [467]. Возражения, выдвинутые против этой теории в гл. 4, становятся еще более убедительными при рассмотрении данных, полученных в Европе.

Наибольшую поддержку в качестве возможного механизма формирования угленосных циклов получило прерывистое тектоническое погружение области осадконакопления (конечно, с некоторыми модификациями в деталях у разных авторов). В этой концепции предполагается, что периодически, после этапа отложения илов в области осадконакопления, погружение замедлялось или прекращалось вообще, затем после продолжительного периода развития растений оно возобновлялось с новой силой, что привело к затоплению «угольных» болот морскими водами. Возникает вопрос, насколько эта теория подтверждается фактическими данными.

Следует подчеркнуть еще раз, что в угленосной толще мы *не* имеем разрезов, в которых вновь и вновь появляется одно и то же количество пластов в одинаковом порядке. Скорее мы наблюдаем разрезы, в которых запечатлены перемежающиеся события, причем возвращение к одним и тем же условиям седиментации осуществлялось через различные периоды времени. Между этими периодами происходили изменения обстановки осадконакопления, иногда в последовательности, которую можно предвидеть. Наиболее важным обстоятельством является то, что, по-видимому, в любой области осадконакопления условия седиментации, за исключением очень редких случаев, не одинаковы в различных ее частях. Расщепление угольных пластов показывает, что в то же самое время, когда в одних районах господствовали условия угольных болот, на прилежащих территориях отлагались пески, алевролиты или илы. При латеральном прослеживании отдельного горизонта также могут быть отмечены свидетельствующие о фациальной изменчивости существенные изменения фаунистической ассоциации, свойственной ему, а также перекрывающим и подстилающим его пластам. Только немногие горизонты, по-видимому, действительно являются изохронными. Графически (в локальном плане) это явление было проиллюстрировано Е. Х. Френсисом [141] для отложений группы известняков и углей (Limestone Coal Group) в районе Файф, Шотландия, где легко прослеживаемый туфогенный прослой, видимо, отмечающий истинный временной уровень, пересекает различные литологические элементы цикла (фиг. 59). В то время как на одном участке территории отлагались морские осадки, в нескольких милях поодаль существовало «угольное» болото.

При рассмотрении генезиса циклов следует отметить еще одно важное обстоятельство, на которое было указано, например, Даффом и Уолтоном [103], а также Ридом и Дином (в печати). Оно заключается в том, что количество циклов в разрезе тесно связано с его мощностью. Чем мощнее разрез, тем большее количество циклов в нем содержится.

Учитывая латеральные литологические замещения, трудно говорить об изменении условий осадконакопления во время формирования каждого цикла вследствие некоторых важных событий, общих для обширной территории, таких, как прерывистое тектоническое погружение и климатические и/или эвстатические изменения. Если затопление угольных лесов морскими водами на одном участке рассматривать как одно из таких важных событий, следует считать, что то же самое событие не играло совершенно никакой роли (или осталось нераспознанным) при формировании разреза отложений, расположенного на небольшом расстоянии. Там оно могло соответствовать некоторому отрезку времени в середине периода



Фиг. 59. Соотношение туфогенного горизонта со слоями одного из циклов карбона Шотландии (по Е. Х. Френсису [142]).

1 — аргиллиты; *2* — подстилающая глина; *3* — подстилающая глина, углистая; *4* — известковистый алевролит с туфовым материалом; *5* — каменный уголь; *6* — морские слои; *7* — слои с лингулами; *8* — слои, содержащие остатки рыб.

накопления явно гомогенной толщи песчаников или глинистых пород. Если это действительно так, то следует вопрос, как же именно можно установить, какой из разрезов доказывает существование таких событий в прошлом и в каком разрезе запечатлен весь ряд этих событий. Конечно, детальные палеонтологические исследования обнаруживают ритмичное чередование фаунистических комплексов в кажущихся гомогенными глинистых разрезах (см., например, [336, 343]) и это чередование *может быть* сопоставлено с образованием угленосных циклов в других местах. Однако такие примеры исключительны. В целом же в настоящее время просто нет доказательств синхронности образования отдельных циклов на обширной территории. В качестве исключения можно назвать некоторые широко распространенные морские горизонты в верхнекаменноугольных отложениях Европы, но на сегодняшний день они являются единственным свидетельством значительных изменений уровня моря. Образование же большинства циклов верхнего карбона может быть совершенно удовлетворительно объяснено изменениями условий осадконакопления на территории, испытывавшей общее, хотя и дифференцированное по площади погружение. Такие изменения условий седиментации могли, по-видимому, происходить в пределах дельты, развивавшейся на прибрежной равнине.

Ботт [49] выдвинул теорию, предполагающую изостатическое происхождение прерывистых погружений, необходимых, по его мнению, для объяснения генезиса каменноугольных циклов в Великобритании, мощность которых, как им указывалось, составляет около 100 футов. Эта цифра совершенно нереалистична, и из текста работы ясно, что Ботт в основном рассматривал йордейлские фации карбона северной Англии, включающие прослои известняков. Некоторые известняковые пласты в этих

фациях прослеживаются на площади 2000 кв. миль и более (см. фиг. 51—53), и такая их выдержанность в разрезе, как считал Ботт, указывает на происходившее здесь прерывистое тектоническое погружение и как следствие этого периодическое вторжение морских вод. Однако и здесь устанавливаются существенные латеральные изменения, которые Ботт, по-видимому, игнорировал, а количество циклов варьирует от участка к участку. Так называемые «подчиненные» («minor») циклы в йордейлской серии во всем, кроме мощности и площади распространения, идентичны «основным» («major») циклам [389]. Соответственно возникает вопрос о том, в какой степени генезис того или иного цикла связан с флуктуациями условий осадконакопления или с прерывистым погружением «обширной» площади. Предлагаемая Д. Муром [291] и Гудлетом [159] теория «блуждающих дельт» («delta-switching») кажется более приемлемой.

На основе вышеизложенного можно сделать ряд заключений. Во-первых, область накопления циклично построенной толщи испытывала общее погружение. Во-вторых, это погружение было, вероятно, дифференцированным по площади, поскольку трудно предположить, что обширный участок земной коры развивался как монолитный блок. В такой погружающейся области во всех случаях должен был протекать процесс осадконакопления, но образование циклов контролировалось механизмом распределения осадочного материала. Если принять такую точку зрения для угленосных циклов, возникает вопрос, какие же основные проблемы остаются нерешенными.

Серьезные трудности, как уже отмечалось выше, возникают при рассмотрении мегациклотем Канзаса. По-видимому, не приходится сомневаться в том, что в определенных интервалах разреза известняки различных типов сменяют друг друга с закономерной последовательностью. Условия осадконакопления, вызвавшие подобную закономерность, неясны и трактуются по-разному (см., в частности, [287]). Еще одна трудность, возникающая при изучении природы циклов канзасского разреза в сравнении, например, с циклами Иллинойса или даже европейскими циклами, — это очевидное отсутствие в их составе пластов углей и подстилающих глин. Если в Иллинойсе и Аппалачах, очевидно, возможна объективная оценка характера цикличности с помощью пластов каменного угля и подстилающих глин в качестве маркирующих горизонтов, то в Канзасе большее участие морских пород в разрезе делает такую оценку затруднительной. Однако возникающие проблемы могут быть решены скорее на основе регионального изучения фациальных соотношений, чем в результате бесконечных попыток объяснить сложную, часто гипотетическую вертикальную последовательность слоев. Вполне вероятно, что канзасские циклы не могут быть точно сопоставлены с большинством угленосных циклов Америки и Европы.

Важнейшей проблемой, очевидно, является вопрос о размерах циклов. Однако если имеется множество дельт, часто соединяющихся друг с другом в пределах прибрежной равнины, обычно на небольшом расстоянии от морского бассейна, то сравнение их с геологически молодыми или современными областями дельт значительно уменьшает трудности в разрешении этой проблемы. В Америке размеры циклов больше, однако проблема кажется разрешимой, если признать, что большинство отдельных циклотем не протягиваются, к примеру, от Канзаса до Аппалачей. При дальнейших исследованиях может быть установлено, что многие из циклов в Америке устойчиво прослеживаются на большие расстояния и, возможно, могут быть даже сопоставлены с некоторыми циклами в Европе. Это было бы убедительным доказательством существования эвстатических изменений уровня моря. Однако в целом, по-видимому, нет не-

обходимости прибегать к предположению о многочисленных и регулярно повторяющихся периодах глобальных изменений уровня моря.

Асимметрия циклов, особенно тех из них, в которых пласт каменного угля непосредственно перекрывается морскими отложениями, рассматривалась как свидетельство внезапных погружений. Однако следует помнить, что развитие морской трансгрессии естественно приведет к смещению аллювиального осадконакопления вверх по течению рек и последующей замедленной седиментации в пределах территории, охваченной трансгрессией. Интересные данные по этому вопросу были получены при обработке разреза скважины, вскрывшей осадки дельты реки Роны (табл. 28,

Таблица 28

Стратиграфический разрез скважины 105 в дельте реки Роны
(по Лагэю и Копстейну [257])

Структурный элемент дельты	Обстановка осадконакопления	Преобладающий литологический состав
Верхняя часть дельты	7) Прибрежная равнина (не дифференцирована)	Пески
	6) Русла протоков	
Морской склон дельты	5) Флювиально-морская, фронтальный склон песчаного бара	
	4) Флювиально-морская с преобладанием флювиальной	
	3) Флювиально-морская с преобладанием морской	Морские глины
Донная часть дельты	2) Зона умеренного осадконакопления	Средняя часть неритовой зоны
	1) Зона замедленного осадконакопления	
Аллювиальная долина (плейстоцен)		Пески и галечники

[257]). Морская трансгрессия позднего плейстоцена в этом разрезе отражена маломощными морскими глинами, перекрывающими аллювиальные пески и галечники. Гораздо позже вновь возникли дельтовые условия, приведшие к быстрому накоплению дельтовых алевритов и песков. «Резко проявляющиеся изменения количества и состава микрофауны приписываются в первую очередь увеличению скорости осадконакопления по мере наступления дельты. Редкость микрофаунистических остатков в быстро отлагавшихся осадках, образующих верхнюю половину или две трети разреза, составляет резкий контраст с чрезвычайным обилием микрофауны в маломощном базальном «мшанковом пласте», накапливавшемся в течение нескольких тысячелетий. Такой тип строения, отличающийся обилием микрофаунистических остатков в подошве и их редкостью в кровле, по-видимому, характерен для определенных трансгрессивно-регрессивных морских циклов» ([257], стр. 226).

Это положение справедливо для большинства циклов угленосной толщи в том, что касается органических остатков. Большинство морских палеонтологических остатков обнаруживается вблизи основания цикла, над угольным пластом. Йессен [213, 214] и Уэллс [473], например, подчеркнули, что близость кровли морских отложений и каменного угля в разрезе не предполагает неожиданного или прерывистого погружения, на которое указывали многие исследователи (например, [334, 422, 104, 484]).

Вернемся к основной проблеме образования угленосных циклов. Из сказанного выше становится очевидным, что седиментационный контроль рассматривается как основная причина образования последовательности

слоев различного типа между горизонтами, объединяющими каменные угли и подстилающие глинистые сланцы. Следует вопрос, можно ли одним седиментационным фактором объяснить периодическое возникновение обстановки болот и чем могло быть обусловлено затопление территории, если причиной этого не были ни прерывистое погружение (тектонической природы), ни эвстатические изменения уровня моря (климатического или тектонического происхождения, см. гл. 11). Могут быть предложены четыре варианта ответа на этот вопрос:

А) Робертсон [356] и В. В. Коперина [235] выдвинули довольно убедительное, с нашей точки зрения, предположение о разрушении вдольберегового барьерного бара. Несмотря на то что подобные барьеры в отложениях каменноугольной системы не установлены, песчаные бары могли играть довольно значительную роль в других частях геологического разреза при аналогичных условиях осадконакопления, например для циклов в отложениях Уилда на юго-востоке Англии (рассмотренных в гл. 3). Кроме того, М. Тайхмюллер и Р. Тайхмюллер (в печати) описали, как в округе Нижний Рейн (ФРГ) в прибрежном болоте, защищенном от вод Северного моря крупным песчаным баром, отложилась 300-футовая толща лигнитов миоценового возраста.

Очевидно, разрушение подобного барьера приведет к затоплению заболоченной территории морскими водами, но этот механизм может объяснить образование только тех циклов, которые включают морские горизонты. Можно предположить далее, что после разрушения барьера соленость вод постепенно уменьшалась в сторону суши и в самых внутренних частях затопленной дельты и болота обусловила расцвет «неморской» фауны двустворчатых моллюсков. Все же данных о латеральном переходе морских горизонтов в неморские отложения имеется мало (см., однако, [159]).

Б) Важную роль в циклическом осадконакоплении могло играть, как предполагали Тиаденс и Хейтс [419], а также Ван дер Хейде [431], уплотнение осадков между пластами каменного угля (и, конечно, самого торфа).

На основании данных по Европе можно показать, что в ряде случаев существует прямая связь между мощностью угольного пласта и отношением глинистые породы/песчаники *под* этим пластом [424]. Более значительное уплотнение илов, как полагают, приводило к накоплению большего количества торфа (а следовательно, к формированию более мощного угольного пласта). Очевидно, под любым заболоченным участком могли залегать пески, алевриты, илы и торф различной мощности, причем все эти осадки подвергались уплотнению. Возникает вопрос, постоянна ли скорость уплотнения или она варьирует во времени и не мог ли вес осадков на определенной территории достигнуть критического уровня, обусловив настолько быстрое увеличение скорости уплотнения подстилающих осадков, чтобы болото оказалось залитым морем. Если в этом предположении есть доля правды, то затопление под влиянием уплотнения осадков и вызванного им погружения могло происходить как в пределах морского края дельты, где оно обусловливало вторжение морских вод, так и в верхней части дельты, заливавшейся пресными водами, в результате чего и таким путем могли формироваться расщепленные циклы. Большим достоинством подобного гипотетического механизма образования циклов является то, что он мог вступать в действие в любой момент во время осадконакопления, а потому удовлетворительно объясняет строение большинства циклов.

В) Сам по себе седиментационный контроль, выраженный в данном случае в изменении положения речных протоков, по-видимому, мог оказывать влияние на распространение поросших лесом болот и, следова-

тельно, на накопление торфа. Известно, например, что изменения солености оказывают очень заметное влияние на тип растительности, которая может процветать в условиях застойных вод. Внезапная смена направления основной речной системы на обширных покрытых лесом территориях может привести к недостатку пресной воды, необходимой (в добавление к дождевой воде) для длительного обитания здесь торфообразующей растительности. Если же развитие растительного покрова и зависящая от него аккумуляция торфа не успевают компенсировать погружение, то территория оказывается затопленной морскими водами. Как и в рассмотренном варианте А, этот механизм мог, видимо, играть наиболее значительную роль при формировании циклов, содержащих морские горизонты.

Г) Во всех теориях образования угленосных циклов подразумевается, что накопление торфа могло бы происходить неопределенно долго, до тех пор пока изменение климата, скорости погружения или какое-либо сочетание *внешних* факторов не привело к затоплению торфяных болот. При этом предполагается, что причиной вымирания болотной растительности явилось затопление, однако справедливым может быть и обратное положение, т. е. затопление происходило вследствие прекращения развития растительного покрова.

Стоит рассмотреть, что послужило причинами изменений флоры, населявшей отдельную территорию. Очевидно, глубокое влияние на растительный покров оказывало изменение климата. Решающее значение также имели изменения речной сети, которые могли быть обусловлены переменой климата, но могли быть и не связаны с ней. Изучение стратиграфического распределения типов спор в угольных пластах обнаружило существование резких изменений состава флоры, образовавшей толщу торфа. А. Х. В. Смит [398] провел сравнение подобных смен растительной ассоциации в углях Йоркширской угленосной толщи, Англия, с данными современных торфяных болот. Накопление торфа может так изменить плодородие и условия снабжения водой слоя, в котором находятся корневые системы растений, что тип флоры, произрастающей в кровле торфяника, может измениться вне зависимости от климатических флуктуаций. Трудно сказать, были ли обусловлены смены флор в торфяниках карбона климатическими или почвенными факторами.

Прибрежные и дельтовые торфяные болота Саравака [11], которые занимают площадь около 5660 кв. миль, по своим условиям, вероятно, более всех других сходны с «угольными» болотами карбона. Имеются многочисленные данные о вымирании лесной растительности на Калимантане, которое связано с почвенными факторами. Дж. А. Р. Андерсон ([11], стр. 131) писал: «Аллювий, снесенный рекой, дренирующей удаленные от моря районы, отлагался в устьях рек или заливах вдоль берега, и по мере прогрессивного наступления береговой линии на море в густых лесах на равнине за береговой линией накапливалась толща торфа. Реджанг, самая крупная река на северном побережье Калимантана, и в меньшей мере другие реки разветвляются здесь, образуя сложную дельтовую систему. Каждый остров в пределах дельты образует отдельную часть болота, ограниченную полосой мангров или прибрежных лесов... Прибрежные и дельтовые торфяные болота всегда относятся к типу приподнятых болот с высоким уровнем зеркала грунтовых вод и поверхностным дренажем». От берега каждого острова к его внутренней части наблюдаются отчетливые изменения видового состава растительности. Размеры деревьев уменьшаются, и они становятся более редкими. Центральные части острова, расположенные выше над уровнем воды, чем периферические, неблагоприятны для развития леса. «От краевых частей к центру приподнятого болота наблюдается постепенная смена типов растительности... пыльцевой анализ показывает, что характер распределения типов растительности на поверхно-

сти земли в плане, по всей вероятности, близок к вертикальной последовательности растительных ассоциаций в центре приподнятого болота» ([11], стр. 142).

Сравнение рассмотренной ситуации с условиями угольных болот карбона приводит к предположению, что развитие растительности, а следовательно, и накопление торфа, вероятно, изменялись во времени таким образом, что торфообразование не могло неограниченно долго компенсировать непрерывное погружение. Трудно с уверенностью сказать, что послужило основной причиной отмирания лесной растительности — климатические флуктуации или изменение характера почв, но данные по Сараваку свидетельствуют, что для этого могло быть достаточно и одного почвенного фактора. Следует подчеркнуть, что с точки зрения рассмотренных выше данных ни изменения климата, ни изменения характера почв не обязательно должны совершаться с какой бы то ни было закономерной периодичностью. Скорее, по-видимому, и те и другие могли происходить одновременно с формированием неодинаковых, непостоянного строения циклов, свойственных условиям прибрежной дельтовой равнины. При соответствующей климатической обстановке болотные леса могли пышно развиваться везде, где осадконакопление создавало условия достаточного мелководья. Однажды начавшись, накопление торфа могло происходить на протяжении такого периода времени, который зависел от многих факторов, но в любой момент условия могли стать неблагоприятными для жизни растений, причем эти условия не обязательно должны были быть одинаковыми на всей территории. Таким образом выявляется механизм *седиментационно-почвенного* контроля, удовлетворительно объясняющий все разнообразие строения циклов, слагающих угленосные толщи.

В заключение следует отметить, что мы, таким образом, пришли к выводу о невозможности объяснить формирование циклотем механизмом, заключающимся только в миграции дельт. Необходимо установить причины, приводившие к прекращению существования условий угольных болот, и мы предложили здесь четыре возможных варианта этих причин. Если изменения положения речной сети сочетаются с почвенным контролем, мы имеем *седиментационный* механизм, который объясняет не только последовательность осадков и их сложные замещения в латеральном направлении, но также и причины окончания одного цикла и начала другого.

Существование нескольких очень широко распространенных и относительно мощных морских слоев в разрезе угленосной толщи Европы (см. [102]) указывает на то, что периодически на протяжении каменноугольного периода действительно происходило всеобщее поднятие уровня моря. Эвстатические колебания уровня моря в этих немногих случаях представляются вероятными; они могли совпадать во времени со значительными изменениями условий накопления пенсильванских отложений в Америке, но все же эвстатические колебания уровня моря рассматриваются как случайные события в процессе циклической седиментации в карбоне. Определенную роль в формировании циклов могли играть и другие механизмы, но сочетание седиментационно-почвенных процессов, по-видимому, происходивших на фоне рассмотренной палеогеографической обстановки, должно было, если мы не ошибаемся, привести к образованию цикличности отложений.

ГЛАВА 6

Обстановки осадконакопления в эпиконтинентальных морях. I

КАРБОНАТНЫЕ И ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

В этой и двух последующих главах мы рассмотрим циклические отложения, формировавшиеся в условиях морских «стабильных шельфов», которые соответствуют по существу неритовой зоне, непременно охватывая при этом участки постепенных переходов в литоральную и батиальную зоны. Обычно наблюдаемое в этих отложениях обилие остатков бентонных организмов указывает на мелководные условия осадкообразования с глубинами моря, как правило, не превышающими 200 *м*. Ограничиваясь в этих главах рассмотрением отложений «стабильных шельфов», мы имеем в виду исключить из них описание наборов слоев, предполагающих быстрое осадконакопление в тектонически неустойчивых участках морей, а именно так называемых фаций флишевого типа. Хотя последние обычно рассматриваются в качестве глубоководных отложений, это не так легко доказать, и потому такие осадочные образования лучше выделять как «геосинклинальные», опираясь на их своеобразную литологическую характеристику (см. гл. 9).

Режим «стабильного шельфа», наоборот, характеризуется сравнительно медленным накоплением осадков, и песчаники, как правило, играют здесь подчиненную роль среди глинистых, биогенных и хемогенных отложений. Обломки пород вулканического происхождения редки или полностью отсутствуют; псаммитовым пластам обычно свойственна хорошая сортировка осадочного материала. Самыми типичными седиментогенными текстурами этих пород являются косая слоистость и знаки ряби.

Поскольку отложения, формировавшиеся в условиях стабильного шельфа, в противоположность, допустим, флишевым образованиям литологически весьма разнообразны, было решено подразделить осадочные циклы прежде всего по литологическому признаку. В данной главе мы коснемся карбонатных (главным образом известняков) и глинистых пород, которые иногда можно рассматривать в целом как аргиллиты или глины.

Главным образом в связи с проявлением диагенетических изменений известняки могут поставить исследователя перед трудной проблемой определения их генезиса. Особую остроту она приобретает в тех случаях, когда приходится иметь дело с определенным типом тонкозернистых известняков, известным под такими различными наименованиями, как кальцитовая пелитовая порода (calcite mudstone), кальцитовый алевролит (calcite siltstone), кальцилютит (кальцитовый пелит) и микрит. В обычном случае невозможно сказать, является ли подобная порода, перекристаллизованная до преобразования ее структуры в мозаику мелких кальцитовых кристаллов, органической или неорганической по происхождению. Однако известняки по сравнению с другими породами имеют два больших преимущества. Во-первых, в них часто в изобилии содержатся органические остатки, что позволяет делать важные заключения об условиях их накопления и в ряде случаев коррелировать отдельные слои на

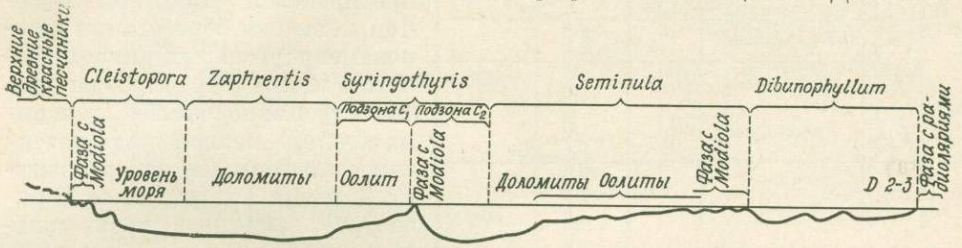
большие расстояния. Во-вторых, отсутствие в известняках крупнозернистого терригенного обломочного материала упрощает интерпретацию циклов благодаря почти полному отсутствию влияния на их накопление блуждающих речных русел, имеющих столь важное значение в других обстановках осадкообразования.

В данной главе принята следующая классификация циклов:

1) циклы, сложенные различными типами известняков;
2) известняково-доломитовые циклы;
3) циклы, сложенные слоями известняков и глинистых пород: а) циклы незначительной мощности; б) циклы увеличенной мощности.

ЦИКЛЫ, СЛОЖЕННЫЕ РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ИЗВЕСТНЯКОВ

Классическое описание крупноциклического чередования пород в толще известняков нижнего карбона полуострова Гауэр, Южный Уэльс, с мощностью циклов, измеряемой десятками метров, опубликовано в начале нашего столетия Диксоном и Воном [96]. В составе циклов Диксон и

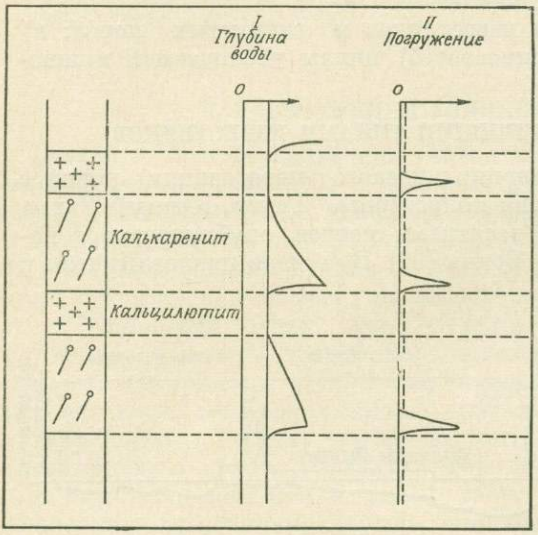


Фиг. 60. Разрез нижнекаменноугольных карбонатных отложений в Южном Уэльсе, показывающий крупные циклы.
Жирной линией обозначен относительный уровень моря (по Диксону и Вону [96]).

Вон противопоставляли так называемые *нормальные* известняки и известняки *лагунной фации*. Первые представлены преимущественно криноидными и оолитовыми разностями, иногда доломитизированными, изобилующими остатками разнообразных морских организмов. Они рассматривались в качестве отложений мелких, но открытых морских вод. Известнякам лагунной фации свойственна более мелкая зернистость и менее значительное содержание ископаемых организмов; состав фауны ограничивается большей частью несколькими видами двустворчатых моллюсков. Среди этих известняков встречаются кальцитовая пелитовая порода (кальцилютиты) и слои с водорослевыми структурами. Несомненное наличие здесь осадочных брекчий свидетельствует о переотложении осадочного материала после раздробления его по трещинам усыхания. Предполагается, что эти отложения представляют собой крайне мелководные образования, формировавшиеся в достаточно надежно изолированной от открытого моря обстановке. Соленость вод была, вероятно, аномальной.

Диксон и Вон связывали крупное чередование в разрезе описанных двух типов фаций с изменениями глубины моря (фиг. 60), полагая, что отложение нормальных известняков происходило в несколько более глубоких водах. Считалось, что эти изменения глубины морского дна являются результатом локальных движений земной коры, наложенных на региональное погружение. Из сравнения отмеченных выше изменений фаций по разрезу с более слабыми фациальными изменениями в смежных зонах был сделан вывод о том, что упомянутые движения земной коры являлись дифференцированными и что более глубоководные зоны погружались в большей степени.

Сходная последовательность напластования, правда, с циклами меньшей мощности была недавно описана Пирле [325] в верхнем визе Бельгии. Циклы, мощность которых изменяется от 60 *см* до 10 *м*, состоят из двух чередующихся фаз. Фаза *A* представлена калькаренитом, состоящим из скелетных остатков организмов с кристаллическим (друзовым) кальцитовым цементом порового типа («органогенно-обломочный известняк»), в то время как фаза *B* слагается бедным органическими остатками кальцилютитом («скрытозернистый известняк») и строматолитовым известняком. Подошве фазы *A* обычно соответствует поверхность эрозии или размыва, кровля характеризуется постепенным переходом в следующую фазу. Природа этих циклов (фиг. 61) объяснялась Пирле [325] подобно тому, как интерпретировался Диксоном и Воном механизм образования нижнекаменноугольных циклов южного Уэльса [96]. Породы фазы *B* формировались в условиях крайне мелководных лагунных платформ (на что указывает наличие водорослевых горизонтов), защищенных от сильных морских течений, т. е. в обстановке, которая, очевидно, была весьма неблагоприятной для существования фауны.

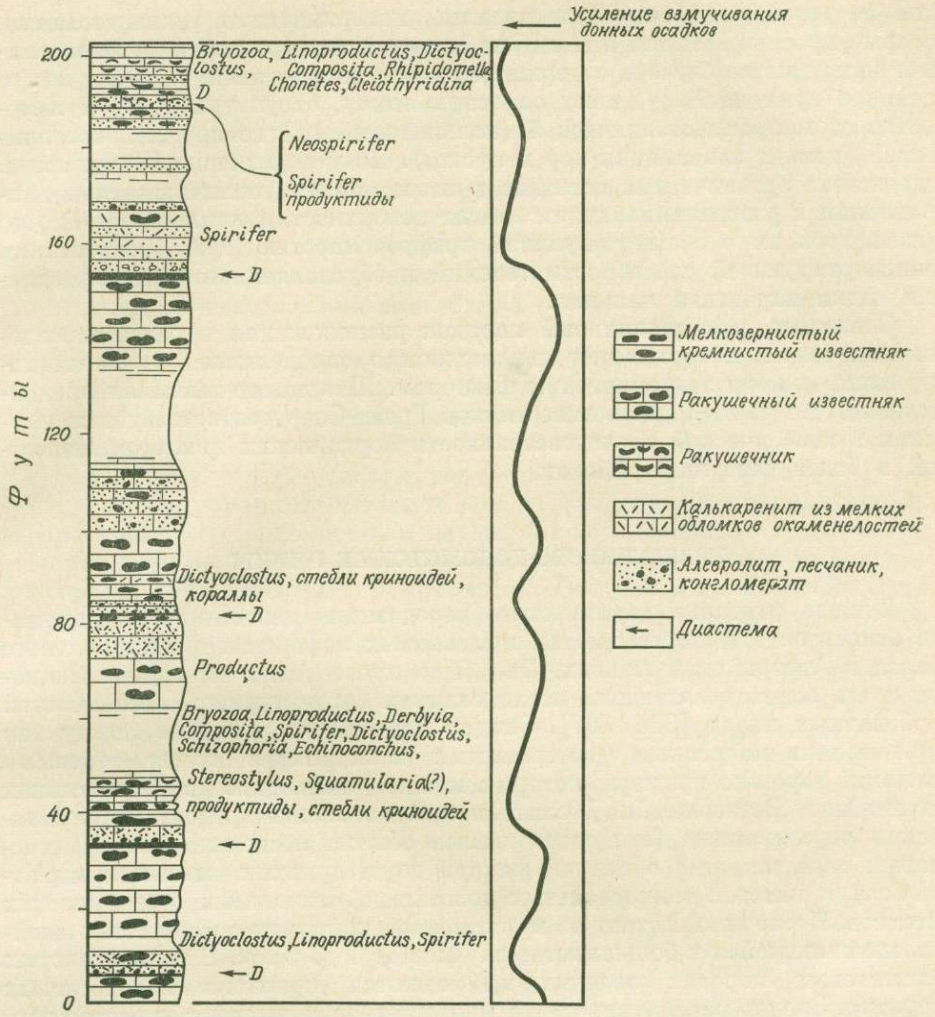


Фиг. 61. Мелкие циклы в визейских известняках Бельгии (по Пирле [325]).

Переход к отложениям фазы *A* отражает начало погружения, которое обусловливало проникновение вод открытого моря в пределы ранее изолированных лагун. Создавались благоприятные условия для обитания нормальных организмов, причем эти условия способствовали тому, что течениями и волновой деятельностью из осадка выносился тонкий (илистый) карбонатный материал. При замедлении погружения и заполнении осадками остававшегося сравнительно мелководным морского бассейна вновь возникали обширные лагуны.

От циклов, описанных Пирле [325], лишь немногим отличаются маломощные циклы в известняках пенсильванского возраста на территории северо-восточной Невады [98]. Это то же самое чередование в разрезе механогенных пород (органогенных калькаренитов, оолитов с количественно подчиненными им кальцирудитами) [1] и тонкозернистых, иногда кремнистых известняков (фиг. 62). Наиболее значительное различие этих циклов состоит в том, что слои тонкозернистых известняков Невады содержат раковины ископаемых организмов и лишены строматолитовых образований. Дотт проявил осторожность в интерпретации природы этих циклов, ограничившись замечанием, что цикличность обусловлена периодическими изменениями силы волн и течений, и воздержавшись от дальнейших разъяснений. Следует отметить, что Уонлесс и Паттерсон в статье об известняково-глинистых циклах пенсильвания на территории соседних с Невадой штатов [459] отнесли калькарениты к отложениям, сформированным выше базиса действия волн, а кальцилютиты — к осад-

[1] По принятой у нас терминологии аренитам соответствуют псаммитам, рудиты — псефитам, лютиты — пелитам. — *Прим. ред.*



Фиг. 62. Характер цикличности разреза пенсильванских карбонатных отложений в районе Элко, Невада (по Дотту [98]).

кам, накопившимся ниже этого уровня. Следовательно, в данном случае кальцилютиты рассматривались как отложения более глубоких вод по сравнению с калькаренитами — толкование, диаметрально противоположное представлениям Пирле [325], а также Диксона и Вона [96]. Такая концепция допустима, когда кальцилютиты лишены строматолитов и не имеют трещин усыхания. Если такие циклы маломощны и часто сменяются в разрезе, имеющем в целом большую мощность, можно сомневаться в том, что каждому такому циклу отвечает определенное, пусть даже незначительное изменение глубины моря. Вполне вероятно, что периодические штормы могли взмучивать тонкозернистую часть осадка, что фиксировалось в геологическом разрезе в виде тонких прослоев отмытого раковинного материала; подобный процесс можно время от времени наблюдать, например, на Багамах.

Весьма необычным образом Шварцахером [374] были подразделены на циклы нижнекаменноугольные известняки Грейт-Скар (северо-западный Йоркшир). Десять циклов мощностью в среднем около 9 *м* отделяются

один от другого особенно отчетливыми поверхностями напластования, которые прослеживаются в плане на значительные расстояния. Известняки в большинстве случаев содержат органические остатки, особенно много члеников криноидей, и имеют основную массу, структура которой изменяется от микрокристаллической (кальцитовый ил) до крупнокристаллической (цемент заполнения пор и пустот). По утверждению Шварцахера, содержание органических остатков в известняках увеличивается в направлении к разграничивающим циклы поверхностям напластования, что связывалось им с соответствующей приуроченностью фаз возрастания транспортирующей способности течений и обусловленного этим замедления садки карбоната кальция.

Считалось, что правильный порядок расположения в разрезе разделяющих циклы поверхностей напластования определялся скорее климатическим, нежели тектоническим фактором. Шварцахер высказал предположение, что часть циклов известняков Грейт-Скар соответствует известнякам в классической последовательности йордейлских циклотем, известной в более северных районах.

ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВЫЕ ЦИКЛЫ

Лучшее описание циклического чередования известняков и доломитов относится к циклотемам так называемых лоферских фаций верхнего триаса в Австрийских Альпах. Оно было превосходно выполнено Зандером в его основополагающих исследованиях структурных особенностей карбонатных пород [366, 367]. Зандер подчеркнул различие между так называемыми метровыми (измеряемыми в метрах) и миллиметровыми ритмами, хорошие примеры которых можно наблюдать в известняках Дахштейн и Веттерштейн. Дахштейновый известняк представлен циклическим чередованием (мощность циклов обычно несколько метров) массивных известняков с обильной фауной двустворчатых моллюсков (*Megalodon*) и пластов тонкослоистых доломитов, лишенных органических остатков. Последние состоят из миллиметровых ритмов с мощностью слойков, изменяющейся в большинстве случаев от 1 до 5 *мм*. В тонкослоистых доломитовых породах изредка наблюдаются признаки водорослевых структур. Зандер рассматривал эти миллиметровые ритмы в качестве варвов, однако без убедительных доказательств правильности своей точки зрения. Предполагалось, что они формировались в спокойных застойных водах ниже базиса действия волн, вероятно, на глубинах 100—200 *м* (большие глубины исключались ввиду присутствия в породах водорослей). Массивные известняки с фауной *Megalodon* указывают на более мелководные условия осадконакопления, частично выше базиса действия волн. Зандер считал, что периодические изменения глубины бассейна, вытекающие из его представлений об условиях образования различных элементов лоферских циклотем, вероятнее всего, контролировались климатическими колебаниями, порождавшими оледенения, а не локальными эпейрогеническими движениями земной коры. Делая этот вывод, он опирался на то, что подсчет времени, необходимого для образования совокупности миллиметровых ритмов, отвечающей пласту тонкослоистых доломитов каждого цикла, дал значение, близкое к 21 000 лет, которое, очевидно, соответствует длительности циклов прецессии (предварения равноденствий).

Шварцахер [373], предпринявший статистическое исследование циклически построенной толщи известняка Дахштейн в Лофере, обнаружил, что каждый пятый прослой доломита мощнее смежных с ним прослоев. Он полагал, что такое правильное повторение в разрезе более мощных

прослоев, очевидно, отражает астрономический в конечном счете контроль ритмичности, однако более подробно этот вопрос рассмотрен не был.

Дальнейшие детальные исследования лоферских циклов связаны с именем Фишера [133]. Последний отнес сложенную этими циклами толщу к лагунной, зарифовой фации, распространенной севернее основного рифового пояса. Типичный лоферский цикл (в соответствии с составной последовательностью) Фишер описал следующим образом:

d) массивный известняк (калькаренит и кальцилютит) с морской фауной, отлагавшийся ниже уровня отлива;
c) пачка доломитов, отлагавшихся в приливной зоне, с разнообразными признаками сокращения объема осадка в связи с его усыханием;
b) пачка глинистых пород красного или зеленого цвета, ограниченная в своем распространении пустотами в кровле подстилающих отложений, возникшими в результате растворения или усыхания последних;
a) несогласие. Часть осадков, вероятно, уничтожена эрозией.

Тонкие слои доломитов элемента *c*, т. е. доломитовой пачки, которые интерпретировались Зандером как варвы, Фишер сравнивал с современными отложениями, представленными тонким переслаиванием водорослевых покровов типа известных, например, на Багамах и во Флориде. Считалось, что эта тонкая слоистость наряду с такими признаками усыхания рассматриваемых отложений, как призматическая и пластовая трещиноватость и усадочная пористость, означает, что их формирование происходило в условиях приливных зон. Они, таким образом, рассматривались как образования более мелководные по сравнению с массивными известняками, охарактеризованными морской фауной, которые, по мнению Фишера, отлагались в бассейне глубиной несколько метров. Такая интерпретация условий образования лоферских циклов, противоположная выдвинутой Зандером, в известном смысле параллелизуется с противоречивыми концепциями, предложенными для объяснения чередования различных типов известняков. Из двух взаимоисключающих вариантов интерпретации лоферских циклов представления Фишера кажутся нам более правдоподобными в свете современных знаний об обстановках осадкообразования в пределах водорослевых равнин в зарифовых зонах.

Причину изменений глубины бассейна Фишер связывает с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Поскольку приходилось допускать локальные тектонические погружения, которые могли бы создавать объемы для наращивания разреза осадочных образований, такая трактовка казалась менее искусственной, чем представления о необходимости сложного спектра локальных эпейрогенических движений земной коры, хотя их влияние на осадконакопление не исключалось и Фишером. На основании расчетов Фишер предполагал, что эвстатические колебания уровня моря могли иметь амплитуду до 15 *м* и характеризоваться периодичностью с длительностью циклов 20 000—100 000 лет.

Сходные циклы были описаны Фиге в нижнем раковинном известняке (средний триас) северо-западной Германии [128]. Разрез отдельного цикла в его наиболее полном развитии (составная последовательность) был охарактеризован Фиге следующим образом:

доломитизированный известняк, лишенный органических остатков;
мергель и глинистый известняк;
мелкозернистый известняк с остатками морских организмов;
оолитовые или органогенные калькарениты с остатками морских организмов.

В подошве каждого цикла обычно наблюдается резкий контакт с подстилающими породами; наилучшего развития циклы достигают в цент-

ральной части бассейна раковинного известняка. Мощности циклов изменяются большей частью в пределах 2—6 *м*.

Развивая свою концепцию образования данных циклов, Фиге рассматривает вопрос, являются ли калькарениты более глубоководными или, наоборот, более мелководными образованиями по сравнению с мелкозернистыми породами. По его мнению, предпочтения заслуживает первое предположение (калькарениты более глубоководны), поскольку восходящая последовательность составных элементов в цикле аналогична латеральной последовательности смены тех же типов пород в направлении древней береговой линии бассейна. Следовательно, доломитизированный известняк отражает наиболее мелководные, вероятно лагунные, условия осадкообразования, неблагоприятные для существования фауны. Такая интерпретация, несомненно, близка представлениям Фишера. Однако в отличие от последнего Фиге связывал периодические изменения глубины морского бассейна с разнонаправленными движениями дна. Он подчеркнул также, что асимметрия циклов не обязательно подразумевает соответствующую асимметрию режима контролирующих их тектонических движений, поскольку резкий литологический переход в основании каждого цикла может указывать на фазу замедления осадконакопления или эрозионный перерыв. Аналогичное замечание можно сделать и в отношении лоферских циклов.

Известняково-доломитовые циклы в отложениях нижнего ордовика штата Мэриленд, характеризующиеся определенными чертами сходства с циклами триаса Центральной Европы, были описаны Сарином [368]. В интервале разреза мощностью 43 *м* он выделил 365 циклов; идеальный (составной?) разрез цикла им изображается в следующем виде:

пизолитовый известняк;
водорослевый известняк (со строматолитовыми структурами);
массивный бесструктурный кальцилютит;
пятнистый (пестроцветный) известняк;
массивный бесструктурный дололютит (доломитовый лютит);
слоистый дололютит;
песчанистый доломит;
внутриформационный доломитовый конгломерат.

Приведенный «идеальный» разрез весьма существенно отличается от «типичного», поскольку, например, пизолитовый известняк как элемент цикла присутствует только в двух из 35 изученных Сарином циклов. Доломитовый конгломерат перекрывает известняковую пачку предыдущего цикла, как правило, с резко выраженным контактом, тогда как дололютиты постепенно переходят в вышележащий пятнистый известняк. Из всех слагающих циклы пород только известняки содержат органические остатки и лишь в доломитовых слоях наблюдается ощутимая примесь обломочного кварца.

Сарин полагал, что все входящие в состав цикла литологические разности осадков накапливались в мелководном морском бассейне, имевшем сходство с акваторией в районе Багамских Банок. Известняки отлагались в условиях нормальной циркуляции вод. Поднятие морского дна приводило к частичной эрозии накопившихся осадков и привносу в бассейн обломочного кварца. Крайняя мелководность бассейна наряду с наличием гидродинамических барьеров ограничивала циркуляцию вод, что проявлялось в формировании палеонтологически немых слоистых доломитов, которые рассматривались Сарином как первичноосадочные образования. Постепенное погружение морского ложа приводило в конечном счете к восстановлению нормальной циркуляции вод и отложению известняков.

Из всех представленных примеров с несомненностью вытекает, что слагающие циклы отложения формировались в очень мелководных усло-

виях, и можно думать, что доломитовые слои, вероятнее всего, являются образованиями более мелководного режима осадконакопления, чем известняки. Доломиты характеризуются в общем случае мелкозернистой структурой, они приурочены к определенным горизонтам разреза и, следовательно, относятся к типу так называемых первичных доломитов. Учитывая результаты современных исследований процессов образования доломита в Персидском заливе, Карибском море и на Багамах [82, 204, 390], есть основания предполагать, что доломиты, описанные в составе рассмотренных нами циклов, возникали в результате раннедиагенетического замещения арагонита в условиях приливно-отливной зоны с повышенной соленостью вод. Аномально высокая соленость вод лучше объясняет редкость или отсутствие в доломитах органических остатков, нежели уничтожение последних в процессе диагенетического преобразования первичного осадка.

ЦИКЛЫ, СЛОЖЕННЫЕ РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ИЗВЕСТНЯКОВ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Циклы незначительной мощности

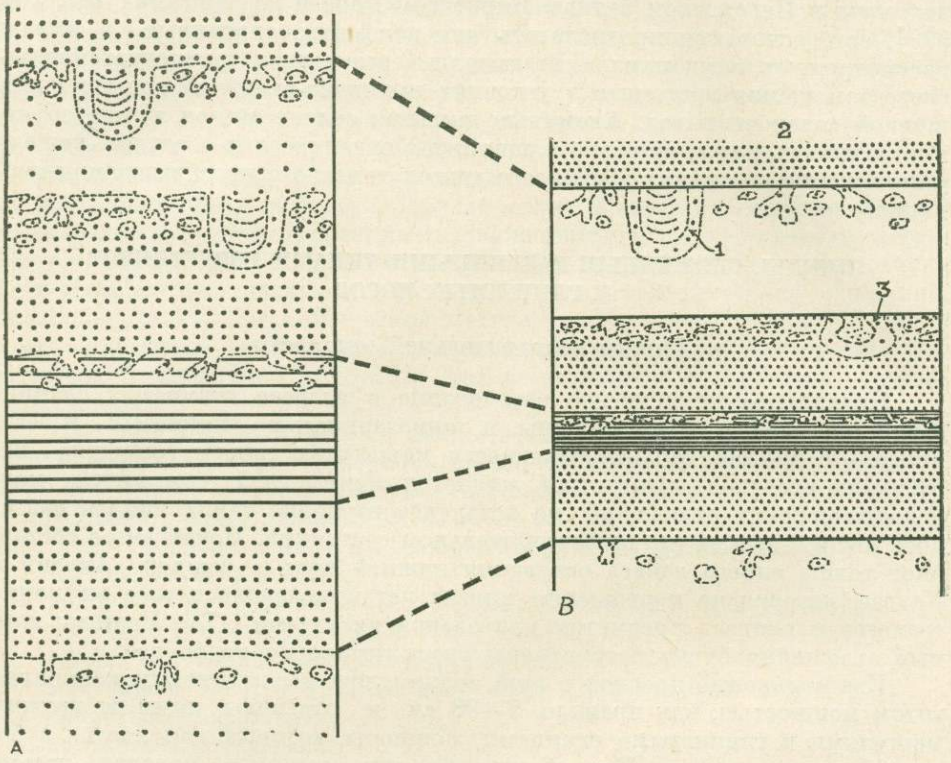
Правильное циклическое чередование в разрезе глинистых сланцев и/или мергелей, с одной стороны, и тонкозернистых глинистых известняков — с другой, характеризующееся мощностью циклов порядка нескольких десятков сантиметров, является общим свойством многих мелководно-морских отложений, но детальное изучение таких циклов оказалось ныне в весьма неудовлетворительном состоянии. Исключение составляет толща синего лейаса основания нижней юры в южной Англии и Уэльсе, которая на протяжении многих лет привлекала к себе внимание геологов и явилась предметом длительной дискуссии [173]. Поэтому данные отложения будут рассмотрены здесь несколько подробнее.

Известняковые прослои в этой толще сложены глинистым кальцилютитом мощностью, как правило, 5—30 *см* и отделены один от другого мергелями и глинистыми сланцами, мощность которых изменяется в более широких пределах. Хотя фаунистические остатки в породах весьма обильны, не приходится сомневаться, что различия в количестве карбоната кальция не зависят от содержания в породах остатков фауны. Это послужило поводом для полемики о том, имеет ли рассматриваемая цикличность первично-седиментационную природу или возникла в процессе диагенеза осадков. В настоящее время имеются данные, свидетельствующие в пользу как той, так и другой гипотезы.

Наиболее сильным аргументом в системе доказательств, подтверждающих седиментационный генезис цикличности синего лейаса Англии, является часто наблюдаемая пятнистость пород, хорошо заметная, в частности, в его классическом разрезе на побережье Дорсета, которая возникла в результате переработки осадков различными сверлящими илоядными организмами, оставившими многочисленные отчетливые следы своей жизнедеятельности. Можно видеть, как более светлые, соответственно более богатые известью породы проникают по ходам илоедов в подстилающие более темные, менее известковистые слои и наоборот (фиг. 63). Прекрасная сохранность этих органогенных текстур может быть объяснена только первичным отложением чередующихся слоев более светлых илов, отличающихся повышенной карбонатностью, и более темных, менее известковистых илов.

Другое доказательство правильности этой точки зрения связано с наличием в некоторых горизонтах синего лейаса Дорсета маломощных прослоев тонкослоистых битуминозных сланцев. Эти прослои резко отлича-

ются от других осадков своей тонкой слоистостью, а также относительной бедностью и небольшими размерами остатков бентонной фауны (аммонитов, двустворчатых моллюсков, остракод), сосредоточенной по существу лишь в тончайших прослойках среди глинистых пород, которые фактически лишены органических остатков, за исключением фрагментов скелетов рыб. Эти породы должны были формироваться в анаэробной или



Фиг. 63. Схематическое изображение мелкого известняково-глинистого цикла синего лейаса в его наиболее полном выражении в Дорсете.

A — до уплотнения и диагенеза; *B* — после уплотнения и диагенеза. Плотность пунктира обратно пропорциональна содержанию в породе карбонатного вещества; тонкослоистые глинистые сланцы показаны горизонтальными линиями (по Халламу [173]).

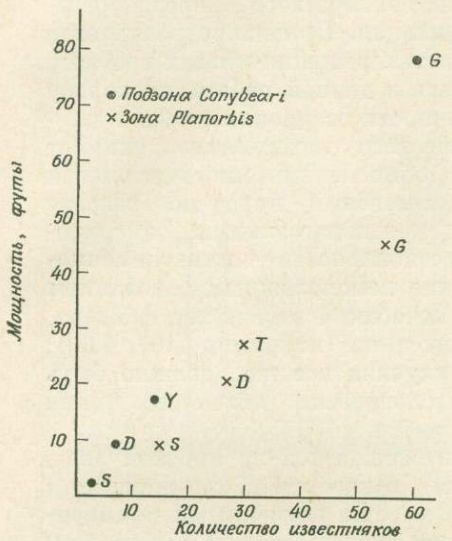
близкой к ней обстановке придонных вод в противоположность подавляющему большинству вмещающих их известняков и мергелей. В разрезе битуминозные сланцы обычно занимают положение между последовательно сменяющимися по вертикали известняками и мергелями и, как правило, отличаются меньшей по сравнению с последними карбонатностью (см. фиг. 63). Приуроченность таких отчетливо выраженных прослоев к средней части типичного цикла надежно свидетельствует о первичном происхождении цикличности.

Еще один факт, хотя и менее убедительный, но тем не менее имеющий важное значение для выяснения природы циклического строения рассматриваемой толщи пород, заключается в удивительной выдержанности многих известняковых прослоев в плане.

Вместе с тем существует целый ряд доказательств, заставляющих допускать, что по крайней мере в некоторой части циклическая последовательность обязана своим происхождением выделению и перераспределению карбоната кальция в течение раннего диагенеза осадков.

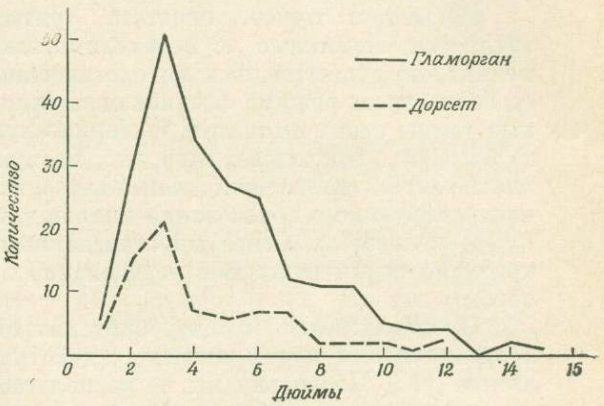
Известняки во многих случаях имеют конкреционный облик, иногда переходят в прослои, состоящие из эллипсоидальных конкреций, располо-

женных симметрично относительно поверхностей напластования. Имеются также указания на вторичное усиление литологических особенностей отдельных прослоев, возникших первоначально в результате изменений характера седиментации. Как схематически показано на фиг. 63, темноцветная порода (1), заполняющая углубления в кровле известняковых прослоев, обычно более тверда и известковиста, чем перекрывающие известняк мергели (2), а светлоокрашенная порода (3), залегающая непо-



Фиг. 64. Соотношение количества известняков с общей мощностью синего лейаса в разрезах.

D — Дорсет; *T* — Толсис, Девон; *S* — Сомерсет; *G* — Гламорган; *Y* — Йоркшир (по Халламу [173]). Объяснения даны в тексте (по Халламу [173]).



Фиг. 65. Мощности известняков синего лейаса в Дорсете и Гламоргане.

Объяснения даны в тексте (по Халламу [173]).

средственно ниже известнякового прослоя, мягче и менее известковиста по сравнению с известняком. Это предполагает определенную миграцию карбоната кальция сверху и снизу в сторону известняковых прослоев, ведущую к усилению первичноосадочных литологических различий отдельных слоев. Известняки синего лейаса Дорсета в среднем содержат примерно 85% $CaCO_3$, а мергели — около 35%. Есть основания полагать, что примерно четвертая часть современного содержания кальцита в дорсетских лейасовых известняках обязана вторичному перераспределению карбоната кальция [173].

Пожалуй, наиболее убедительным доказательством большой роли вторичного перераспределения вещества в осадке является следующее. Мощность чередующихся элементов осадочных циклов в общем случае остается постоянной независимо от мощности разреза толщи в целом. Чем мощнее разрез, тем соответственно большее число известняковых слоев он содержит. Это можно хорошо видеть, если обратиться к фиг. 64 и 65. Исчезновение части известняковых слоев в менее мощных разрезах не может быть связано с их неотложением, поскольку имеются надежные палеонтологические данные, указывающие на синхронность сравниваемых разрезов. Вероятно, мощность многих известняковых пластов контролируется какими-то факторами, не зависящими от первоначальных условий

отложения слоев, и правильная циклическая последовательность может в некоторых случаях целиком определяться вторичным перераспределением вещества в осадочной толще.

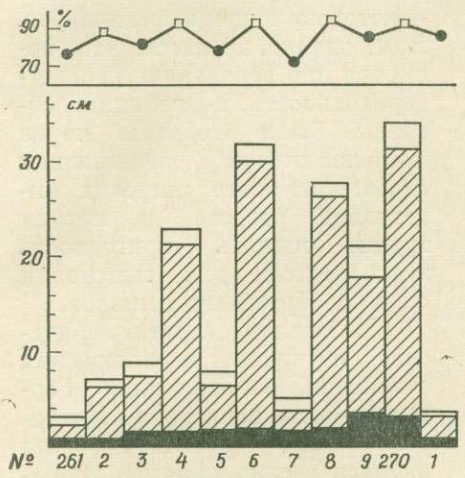
Явление, которое Суйковский назвал «ритмическим разделением» («rhythmic unmixing») в процессе диагенеза [413], возможно, распространено в природе значительно более широко, чем представлялось до последнего времени, и в равной степени имеет отношение к циклическому чередованию прослоев известняка и кремня в тех случаях, когда имеются несомненные доказательства взаимного диагенетического перераспределения в осадке кремнезема и карбоната кальция. Признание реальности этого процесса ставит нас перед необходимостью решения многих проблем, которые, однако, мы не будем рассматривать в данной работе, поскольку они не имеют прямого отношения к цикличности осадконакопления.

Во всяком случае, гипотеза «ритмического разделения» снимает трудности, связанные с необходимостью объяснения многочисленных мелких, но существенных литологических изменений пород по разрезу особенностями режима осадконакопления, предполагающими замедленные темпы седиментации и тектоническую стабильность седиментационного бассейна. Последнее, очевидно, послужило немаловажным основанием для попыток привлечения климатических колебаний в качестве фактора, контролирующего образование циклов такого типа (например [157, 492]).

В некоторых, менее многочисленных случаях все же должно быть признано седиментогенное чередование литологически отличных типов пород.

Предполагается, что карбонат кальция осаждается из морской воды неорганическим путем или под действием какого-либо органического агента [173]. Поскольку мы не располагаем хорошо изученными примерами современного карбонатообразования, очень трудно сделать выбор, безоговорочно признавая истинность одной из нескольких взаимоисключающих гипотез, и потому излагаемые ниже соображения имеют лишь предварительный характер. Принимая в расчет только наиболее вероятные варианты, следует думать, что колебания скорости осаждения карбоната кальция могли явиться результатом слабых изменений глубины бассейна или температуры воды, в то время как количество поступавшего в осадок терригенного глинистого материала могло зависеть от степени влажности климата или тектонической активности суши. Если циклическое чередование глинистых пород и известняков обусловливалось пульсирующим поступлением в осадок терригенного материала, наложенным на «фоновое» равномерное осаждение карбоната кальция, можно было бы ожидать увеличения содержания глинистой составляющей по направлению к береговой линии палеобассейна. Такой характер изменений разрезов в плане противоположен наблюдаемому в южной Англии и Уэльсе. Кроме того, можно предполагать, что тектонические или климатические пульсации на суше должны были обусловливать привнос в бассейн осадконакопления более грубого терригенного материала, чем тот, который слагает породы синего лейаса. Из оставшихся альтернативных факторов, определявших неравномерную садку карбоната кальция, в настоящее время более предпочтительными представляются периодические изменения глубины бассейна, нежели климатические флуктуации, поскольку некоторые латеральные изменения содержания карбоната кальция в породах слишком резко выражены, чтобы их можно было приписывать целиком влиянию изменений климатических условий. Например, синий лейас Гламоргана, тяготеющий к береговой линии палеобассейна, характеризуется как увеличенной мощностью, так и повышенной карбонатностью по сравнению с другими участками его распространения, что свидетельствует о более высокой скорости осаждения карбоната кальция в мелких прибрежных водах.

Циклически построенный разрез, подобный детально описанному выше, свойствен верхнеюрским отложениям юго-западной Германии. Е. Зейбольд [380] предпринял химическое исследование 120-метрового интервала разреза, включающего около 460 чередующихся между собой слоев мелкозернистого известняка и мергеля. Содержание в породах карбоната кальция, которое, очевидно, относится только к неорганической составляющей последнего, подверженной значительным изменениям, колеблется от 46 до 96%, но для большей части мергелей характерны коле-



Фиг. 66. Химические свойства известняков и мергелей в циклическом разрезе верхнеюрских отложений Нёффена, Германия.

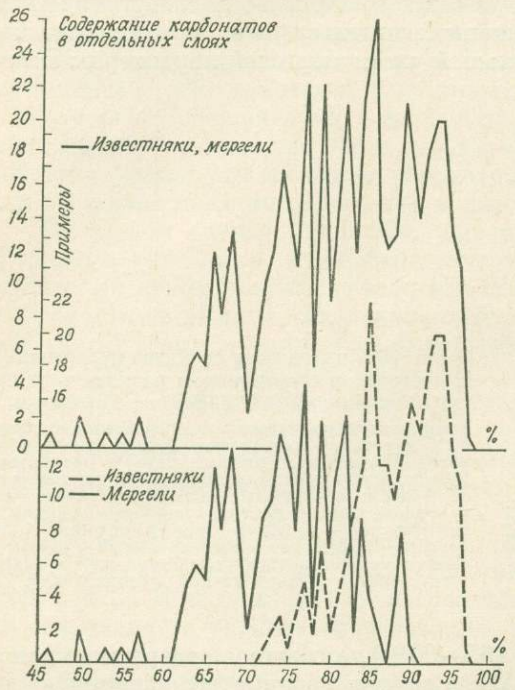
В верхней части схемы: относительные количества мергеля и известняка. Содержание карбонатов в отдельных пластах дано в процентах. Известняки — пустые квадраты. В нижней части схемы: абсолютные количества глинистого и карбонатного вещества. Глинистая фракция в сантиметрах — белый и черный рисунок. Карбонатное вещество — штрихованный рисунок. Общая мощность слоя получается из сложения глинистой и карбонатной фракции [380].

бания в менее широких пределах (65—80%), а обычное содержание кальцита в известняках составляет 85%. Средняя разница содержания кальцита в известняках и мергелях фактически достигает лишь 13%, и наименования «известняк» и «мергель» в некоторых случаях приобретают относительный смысл, по существу отражая степень выветренности данного слоя по сравнению с соседними (фиг. 66, 67). Рассматриваемые циклы, вероятно, отличаются относительно большей карбонатностью по сравнению с циклами синего лейаса, но в то же время весьма сходны с последними в других отношениях. Тем не менее рассматривалось исключительно первичноосадочное происхождение верхнеюрских циклов юго-западной Германии.

Зейбольд полагал, что причиной возникновения цикличности в данном случае послужили периодические изменения скорости садки карбоната кальция, наложенные на равномерное «фоновое» накопление глинистого материала. В подтверждение этого указывалось, что осадки верхней юры свидетельствуют об очень спокойных условиях седиментации, видимо, исключающих представление об обстановке, которой свойственна частая пульсация привноса терригенного материала с суши. Считалось, что прекрасная сохранность элементов скульптуры раковин фораминифер в мергельном «леттенлагене» исключает возможность значительной потери карбоната кальция благодаря его растворению в слоях менее известковистых пород.

В результате последующих исследований взаимоотношений между содержанием фораминифер и карбоната кальция в слоях пород с пониженной карбонатностью [382] выяснилось, что концентрация фораминифер в единице объема вмещающей породы уменьшается по мере возрастания содержания карбоната кальция (подобная связь карбонатности пород и содержания в них остатков макрофауны была отмечена Халла-

мом [168] для синего лейаса Англии). Это явление объяснялось пониженной по сравнению с карбонатами скоростью накопления глин. Допуская первичноседиментационное происхождение цикличности, мы можем противопоставить приведенной точке зрения иную версию, состоящую в том, что мергели испытали большее уплотнение по сравнению с известняками.



Ф и г. 67. Содержание карбонатного вещества в отдельных слоях циклического разреза верхнеюрских отложений Нёффена; схема показывает частичное совпадение кривых химического состава для «известняков» и мергелей» [380].

Далее, Е. Зейбольд и И. Зейбольд утверждали, что к содержанию в породе карбоната кальция чувствительны лишь некоторые виды фораминифер. Нам, однако, кажется, что, несмотря на вероятную удовлетворительность корреляции, образцы были отобраны не из последовательно залегающих слоев, а из более широких интервалов разреза, и потому трудно оценить пригодность этих данных для выяснения способа образования циклов.

Детальное стратиграфическое изучение верхнеюрских отложений юго-западной Германии было проведено Циглером [492], работа которого явилась весьма ценным дополнением исследований Е. Зейбольда и И. Зейбольда. Циглер сумел достичь большой детальности корреляции этих отложений на обширной территории и установил удивительное постоянство стратиграфического положения отдельных слоев. Рассматривая механизм образования циклов, Циглер в качестве причины цикличности осадконакопления привлек климатический фактор, предпочтя его тектоническому и считая при этом, что накопление мергелей соответствует более гумидной или холодной фазе. В отличие от Е. Зейбольда и И. Зейбольда он не исключал периодических возобновлений терригенной седиментации.

В описаниях, которые представили Е. Зейбольд, И. Зейбольд и Циглер, отсутствуют какие-либо данные, отрицающие возможность образования рассматриваемых циклически построенных серий целиком или частично за счет диагенетического перераспределения вещества осадков. Показательным в этом отношении является подмеченное Циглером соответствие между сокращением мощности группы слоев и уменьшением количества слагающих ее литологических пачек, аналогичное тому, что наблюдалось в отложениях синего лейаса Англии.

Другие примеры циклов подобного типа приведены для территории Европы Ломбаром [266]. Спренг описал такие циклы в миссисипских отложениях Альберты [402].

Шварцахер [373] в своем анализе временных рядов (time-series analysis) известняково-глинистого разреза нижнекаменноугольных отложений северо-западной Ирландии, не приводя никаких доказательств, исходил из априорного допущения, что описанная им последовательность

пород имеет первичноосадочную природу. Опираясь на данные проведенной им статистической обработки разреза, он пришел к выводу, что мелкое чередование пород, а именно тонких известняковых и глинистых прослоев, порождалось действительно имевшими место циклическими изменениями условий седиментации, очевидно, подчинявшимися контролю со стороны астрономических факторов. Поскольку Шварцахер не привел детальной петрографической характеристики слагающих циклы пород, трудно судить, можно ли уверенно исключать участие в формировании цикличности процессов диагенетического перераспределения вещества. Если нет, то возникает опасение, что предпринятый Шварцахером статистический анализ разреза, вероятно, лишен смысла как средство восстановления седиментационных процессов, определявших цикличность.

От рассмотренных выше случаев существенно отличается цикличность иного типа, характерная особенность которой состоит в том, что послойное изменение количества карбоната кальция в глинистом разрезе преимущественно или целиком обусловлено содержанием в глинах органических остатков, состоящих из кальцита. Хорошие примеры подобного рода циклов тщательно описаны Бринкманом [59] в оксфордских глинах (келловей) окрестностей Питерборо (юго-восточная Англия). Строение этих циклов, мощность которых составляет до 1 *м*, может быть представлено в следующем виде:

резкая граница (отражающая значительный перерыв в осадконакоплении);
плита, сложенная раковинами пластинчатожаберных и аммонитов, которые часто покрыты инкрустирующими устрицами;
слой раковинного детрита, который вверх по разрезу становится более грубым;
зеленоватые глинистые сланцы;
коричневатые глинистые сланцы с зеленоватыми пятнами в верхней части слоя;
зеленоватые глинистые сланцы.

Коричневатые глинистые сланцы отличаются высокой битуминозностью (содержание органического углерода около 9%), зеленоватые сланцы несколько менее битуминозны (3,3% C).

Коричневатые сланцы бедны органическими остатками, в них встречаются только бентонные двустворки, приспособившиеся к существованию в условиях недостаточной аэрации придонных вод (*Nucula*), и некоторые другие формы, которые, возможно, принадлежали к планктонным организмам (*Posidonia*, *Pseudomonotis*). Эти слои, формировавшиеся, очевидно, в анаэробной или близкой к ней обстановке, чередуются со слоями, обогащенными разнообразными бентонными двустворчатыми моллюсками и аммонитами. Такое мелкоциклическое чередование аэробных и анаэробных осадков напоминает по характеру периодически менявшихся обстановок седиментации цикличность разреза синего лейаса.

Бринкман [59] связывал цикличность осадконакопления с локальными эпейрогеническими движениями морского дна. Раковинные слои, по его мнению, отвечают периодам повышенной активности течений в неглубоких хорошо аэрируемых водах, битуминозные глинистые сланцы — периодам углубления бассейна и застойности вод.

Сходные циклы, состоящие из чередующихся битуминозных сланцев и раковинных слоев, недавно описаны в солоноватоводных отложениях вельда (слои на границе юрской и меловой систем) северо-западной Германии Фюхтбауэром и Гольдшмидтом [150], которые, однако, воздержались от интерпретации условий образования цикличности.

Хотя это и не имеет прямого отношения к осадконакоплению в эпиконтинентальных морях, не будет лишним, если мы рассмотрим здесь

имеющий большое значение случай циклической седиментации на дне глубоких морей. Исследование колонок донных осадков, отобранных в восточной части Тихого океана [26], показало, что содержание карбоната кальция в их разрезе меняется циклически от значений менее 30% до величины более 60%. Мощность циклов колеблется в основном от 0,25 до 1 *м* и, как следует из сопоставления колонок, испытывает изменения в плане. Циклы прослеживаются вниз по разрезу по крайней мере до плиоцена, причем среднее содержание карбонатов в породах с возрастом увеличивается, а мощность циклов, наоборот, сокращается.

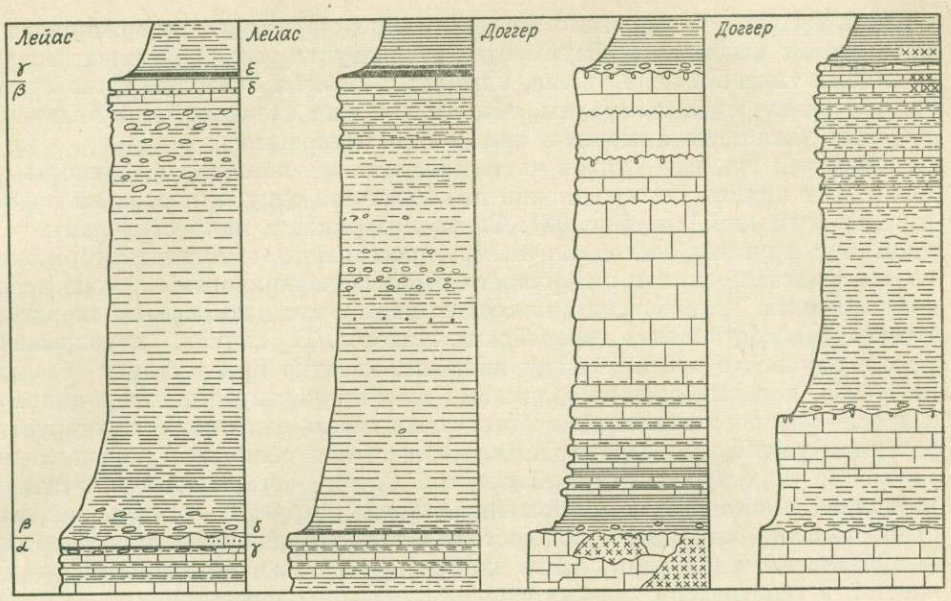
Эти циклы, очевидно, явились результатом колебаний скорости накопления скорее карбоната кальция, нежели глин. Карбонатное вещество имеет здесь исключительно органическую природу и состоит из кокколитов и раковин планктонных фораминифер. Согласно Аррениусу, циклы имеют в конечном счете климатическую природу. В периоды плейстоценовых оледенений интенсивность циркуляции глубоких вод была, вероятно, повышенной, вследствие чего в морской воде в растворенном состоянии могло находиться увеличенное количество карбоната кальция. Однако этого было недостаточно, чтобы компенсировать значительное возрастание продуктивности планктона (включая известьвыделяющие организмы), обусловленное усиленным подъемом глубинных вод к поверхности океана в районах расхождения океанических течений. В связи с этим фазам плейстоценовых оледенений отвечают слои, характеризующиеся повышенной карбонатностью по сравнению с осадками межледниковий.

Сложилась общая тенденция увязывать ледниковые периоды с уменьшением садки карбоната кальция [248]. Это убеждение возникло под влиянием результатов исследований в Атлантическом океане. Однако условия, очевидно, меняются в соответствии с обстановкой в каждом конкретном регионе. Там, где растворение карбонатов превосходит их продуцирование или где последнее уменьшается в периоды возникновения условий, неблагоприятных для существования известьвыделяющих планктонных организмов, концентрация карбонатного вещества на морском дне уменьшается. Можно думать, что в Атлантическом океане приток донных вод из полярных областей играл бóльшую роль по сравнению с Тихим океаном.

Циклы увеличенной мощности

Несколько иные проблемы встают перед нами при рассмотрении некоторых известняково-глинистых циклов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Они могут включать более мелкие циклы одного из описанных выше типов.

В качестве примера таких циклов обычно упоминается циклическая последовательность пород в пенсильвании юго-западной части США. В разрезе исключительно морских пенсильванских отложений этого региона Уонлесс и Паттерсон [459] кратко описали циклы, мощность которых меняется от 10 до 30 *м*. Известняки, участвующие в строении циклов, принадлежат различным литологическим типам от оолитовых и скелетных (биоспариты) до водорослевых и плотных тонкозернистых разностей. По представлениям Уонлесса и Паттерсона, крупнозернистые известняки формировались выше базиса действия волн, в обстановке, обеспечивавшей освобождение осадка от тонкого илистого материала, а плотные разности этих пород, мергели и глинистые сланцы — ниже волнового базиса, в более спокойных водах. Подразумеваемые при этом изменения глубины морского бассейна, согласно Уонлессу и Паттерсону, могли быть обусловлены тем или иным типом эвстатических колебаний океанического уровня.



Фиг. 68. Крупные известняково-глинистые циклы в нижне- и среднеюрских отложениях Лотарингии.

Греческие буквы относятся к границам ярусов лейаса (см. текст), неровные линии — к эрозионным поверхностям (с углублениями) и крестики — к скоплениям кораллов (по Клюпфелю [234]).

Хотелось бы напомнить, что, как указывалось в предыдущем разделе настоящей главы, чередование тонкозернистых и крупнозернистых известняков может интерпретироваться несколькими различными способами, однако Уонлесс и Паттерсон не привели каких-либо доводов, подтверждающих правильность именно их точки зрения. Поскольку они вообще не обсуждают этого вопроса, трудно сказать, допускается ли ими даже сама возможность иных его толкований. Более того, сколько-нибудь убедительного обоснования не получила и концепция об эвстатическом контроле цикличности, так как ее авторы не произвели детальной корреляции далеко отстоящих друг от друга разрезов.

Выдающийся вклад в решение рассматриваемой проблемы был внесен опубликованной много лет назад статьей Клюпфеля [234] о циклах в отложениях нижней и средней юры северо-восточной Франции (Лотарингия). В этих циклах различаются три основных составляющих элемента, которые могут быть названы глиной (в основании), мергелем и известняком. Циклы асимметричны в том смысле, что глины, залегая с резким контактом на подстилающих известняках, в вышележащие более известковистые породы переходят постепенно (фиг. 68).

Базальные глины сравнительно бедны органическими остатками, которые представлены в основном тонкостенными раковинами двустворчатых моллюсков, таких, как *Nucula* и *Nuculana*, и аммонитами. Более богатые окаменелостями мергели содержат подчиненные прослои глинистых известняков и известняковые конкреции, количество которых увеличивается вверх по разрезу цикла, где в результате этого его мергельная часть становится похожей по облику на отложения синего лейаса Англии и Уэльса. Известняковый член цикла обычно слагается мелкозернистыми и плотными известняками, среди которых имеются, однако, и более крупнозернистые разности, обнаруживающие косую слойчатость (например,

оолиты доггера). К наиболее типичным представителям содержащейся в известняках ископаемой фауны относятся двустворки с массивными раковинами типа *Ostrea, Trigonia, Cardinia* и *Astarte*. Зачастую здесь встречаются брахиоподы и кораллы, обычны обломки иглокожих, в калькаренитовых разностях аммониты становятся редкостью.

Верхней границе циклов часто отвечает эрозионная поверхность (в некоторых циклах доггера можно наблюдать не одну, а несколько подобных поверхностей, см. фиг. 68). Такие поверхности инкрустированы устрицами и другими беспозвоночными, просверлены двустворками; можно не сомневаться, что эти поверхности были литифицированы вскоре после седиментации. Генетически они соответствуют так называемым «хардграундам» («hardgrounds») европейских геологов. В глинах, перекрывающих поверхности эрозии между циклами, нередко присутствует базальный слой, который сложен обломками известняков предыдущего цикла и в кровле которого иногда отмечается поверхность ожелезнения, инкрустированная устрицами, серпулидами, мшанками и обнаруживающая следы сверления двустворчатыми моллюсками. Среди органических остатков, возможно, имеются и переотложенные формы. Другая характерная особенность этого базального слоя состоит в том, что он в изобилии содержит фосфоритовые конкреции, часть которых, очевидно, является переотложенной и генетически связана с подстилающими известняками.

Следует отметить еще два важных момента. Во-первых, если в породах присутствует обломочный кварц, то его количество и размер обломков возрастают от подошвы к кровле циклов. Во-вторых, существует тесная связь между последовательностью распределения аммонитов по разрезу и седиментационными циклами, причем границы циклов характеризуются резкими изменениями состава аммонитовых комплексов. В качестве примеров поверхностей раздела между циклами Клюпфель [234] приводит границы подразделений старой немецкой стратиграфической шкалы, таких, как лейас α, β, γ, δ и ε, которые соответствуют аммонитовым зонам и подзонам.

Смену фаций вверх по разрезу циклов Клюпфель истолковывал как следствие обмеления морского бассейна, поскольку эрозионный характер кровли венчающего каждый цикл известняка («Dachbank») свидетельствует о выходе ее из-под уровня моря. Он считал, что это обмеление не могло быть обусловлено простым заполнением бассейна осадочным материалом, так как последнее не в состоянии объяснить различную амплитуду уменьшения глубины водема, вытекающую из вертикальной последовательности фаций (мощность некоторых циклов равна всего нескольким метрам). С седиментационным заполнением как фактором обмеления бассейна, по мнению Клюпфеля, необходимо серьезно считаться только в тех случаях, когда в состав цикла входят мощные «клинья» песчаников, предполагающие наличие речных дельт. По этой причине обмеление водоема, как и его последующее углубление, Клюпфель приписывал влиянию локальных эпейрогенических движений морского дна. Предположительно эти тектонические движения считались им асимметричными во времени, а именно допускалось, что за постепенными воздыманиями дна следовали сравнительно внезапные погружения. Подобный характер движений предполагался для того, чтобы объяснить четко выраженную асимметрию самих осадочных циклов.

Эпейрогеническая гипотеза Клюпфеля, а также близкое совпадение границ циклов и аммонитовых зон были подтверждены работами исследователей лейаса Германии [146, 186, 401]. Фребольд [146] был первым, кто обратил внимание на значительное площадное распространение некоторых реперных пластов, венчающих разрез циклов («roofbeds») в синемюрском ярусе.

Циклы типа описанных Клюпфелем [234] были установлены и в лейасе Великобритании [169]. Как отмечал сам Клюпфель, цикличность разреза может местами отсутствовать, однако, вне сомнения, его схема вооружает исследователей ценным методическим приемом для изучения закономерностей фациальных изменений в вертикальной последовательности. Отклонения от этой «идеальной» схемы подробно рассмотрены в одной из работ Халлама [169].

К обобщенному описанию циклов, оставленному нам Клюпфелем, хотелось бы сделать несколько дополнительных замечаний. Так, если в разрезе присутствуют тонкослоистые битуминозные сланцы, свидетельствующие об анаэробных условиях осадконакопления, они располагаются обычно у самого основания седиментационных циклов. Хорошим примером этого может служить известный комплекс таких слоев, принадлежащий нижней части тоарского яруса и в зависимости от района распространения носящий различные наименования: Jet Rock, «Schistes cartons», «посидониевые сланцы» и т. д. Эти сланцы, по нашему мнению, представляют собой, очевидно, относительно мелководные образования, что противоречит взглядам, получившим широкое распространение в прошлом. Фосфоритовые горизонты, развитые в основании полных циклов, обычно характеризуются богатым содержанием глауконита, лишний раз свидетельствующим о медленном осадконакоплении.

Несмотря на то что циклам в лейасовых отложениях не свойственна столь отчетливая выраженность, какая отличает некоторые циклы в карбоне, неоспоримое преимущество их как объектов исследования заключается в легкости широкой корреляции по площади с помощью обильной фауны аммонитов. Зоны, а иногда даже и подзоны обычно можно без труда отыскать в разрезах по всей северо-западной Европе. Становящееся благодаря этому доступным изучение латеральной изменчивости фаций на обширных территориях служит очень надежным контролем правильности того или иного варианта интерпретации циклов Клюпфеля.

Важным звеном концепции Клюпфеля является представление о чередовании во времени процессов осадконакопления в мелководном морском бассейне и субаэральной эрозии отложенных осадков при выведении их чуть выше уровня моря. Хотя тщательное изучение текстур кровли известняков, венчающих циклы, почти не оставляет сомнений в том, что эрозии и инкрустированию органическими остатками эти породы подверглись уже в консолидированном состоянии, все же вопрос о том, действительно ли такая эрозия неизбежно указывает на выход известняков из-под уровня моря, вызывает некоторые споры. Йонуссон [207], например, привел убедительные доводы в пользу этой точки зрения, ссылаясь, в частности, на широкое распространение подобных «поверхностей перерыва» в нижнепалеозойских отложениях Швеции. Он указал, что такие поверхности, иногда пятнисто окрашенные соединениями железа и фосфора, в подавляющем большинстве непосредственно тяготеют к древним береговым линиям, как следует из общих палеогеографических построений. По мнению Йонуссона, только субаэральное обнажение ведет к быстрой цементации и коррозии только что отложившихся карбонатных осадков; в то же время эти процессы не отмечаются в отложениях, формировавшихся в условиях непрерывной подводной седиментации и не подвергавшихся выведению из-под уровня моря. В самом деле, трудно себе представить, чтобы какой-либо из известных нам механизмов мог обусловить быструю литификацию верхних слоев карбонатного осадка на морском дне.

Этой системе доказательств можно противопоставить полученные в последнее время данные о том, что на дне многих даже глубоководных участков морей наблюдаются сильные течения, в зонах развития которых интенсивность эрозии превышает темпы осадконакопления. Недавно

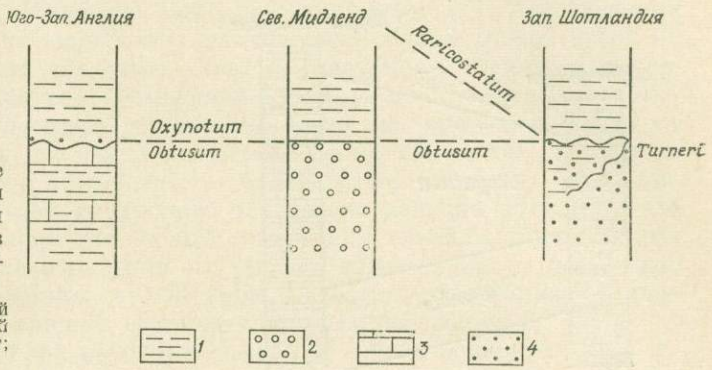
Хольманом [192] описано явление почти одновременного с отложением размыва известняковых осадков, заключающих твердые раковины аммонитов, в верхних слоях Аммонитико-Россо (красные аммонитовые известняки верхней юры) Италии; фация Аммонитико-Россо рассматривается обычно по многим причинам как отлагавшаяся в весьма глубоких водах [1], и Хольману показалось излишне надуманным привлекать падения уровня моря большой амплитуды для объяснения генезиса каждой поверхности размыва в этих глубоководных образованиях. По-видимому, важную роль в литификации осадков играло их уплотнение на некоторой глубине от поверхности седиментации, после чего отвердевшие осадки вскрывались в результате удаления верхнего, неконсолидированного слоя и подвергались эрозии.

Что касается «поверхностей несогласия» в лейасовых отложениях, обоснование представления о выходе поверхности осадков на незначительную высоту над уровнем моря не вызывает особых затруднений, поскольку различные слагающие эти отложения фации указывают на то, что осадконакопление происходило в мелководных условиях, вероятно, на глубинах, никогда не превышавших нескольких сотен футов и обычно значительно меньших этой величины.

Несмотря на то, что тектонические поднятия морского дна представляются наиболее вероятным фактором, объясняющим образование по крайней мере наиболее ярко выраженных горизонтов размыва, нет необходимости предполагать какую-либо их роль в том, что различные участвующие в сложении циклов осадки отлагались в разных батиметрических условиях. Тем не менее данные, основывающиеся на фациальных изменениях пород по площади, действительно подтверждают мнение о том, что отложения верхних частей циклов формировались в более мелководной обстановке, чем все другие осадки, и в данном случае этот вопрос требует серьезного обсуждения. Во-первых, эти отложения часто характеризуются очень широким территориальным распространением, и шлифы образцов пород, отобранных в сотнях миль один от другого, могут оказаться почти идентичными. Особенно поразительным примером в этом отношении является верхняя часть зоны *Obtusum*, которая в юго-западной Англии представлена кальцилютитами, переработанными илоедами и инкрустированными раковинами; в северной Франции — известняками, переработанными илоедами; в юго-западной Германии — кальцилютитами, содержащими гальку кальцилютитов, переработанных илоедами; сходными образованиями эта часть разреза представлена также в Нижней Саксонии. Повсюду между отложениями этой и вышележащих зон отмечается стратиграфический перерыв. Учитывая эти факты, которые отнюдь не являются исключением, очевидно, нельзя считать убедительными доказательства, приводимые в пользу того, что связь между эрозией литифицированных известняков и глубиной их отложения носит случайный и местный характер и что проявление или отсутствие эрозионного эффекта определяется лишь различиями в силе потока (см. [4]). Во-вторых, если мы обратимся к разрезам, при сравнении которых можно наблюдать значительное изменение фациального облика пород кровли цикла, то получим подтверждение тому мнению, что перекрытие эродированной кровли верхних слоев предыдущего цикла глинистыми отложениями следующего свидетельствует о некотором, хотя и незначительном, углублении моря (по сравнению с моментом отложения первых). Возвращаясь к тому же примеру, следует отметить, что зона *Obtusum* в

[1] Это представление разделяется далеко не всеми исследователями; например, Ж. Обуэн посвятил специальную работу доказательству мелководности Аммонитико-Россо. — *Прим. ред.*

Англии, в северном Мидленде, представлена лимонитовыми оолитами, несомненно указывающими на осадконакопление в неглубоких подвижных водах [171]. Оолиты четко ограничиваются в своем распространении по разрезу кровлей упомянутой зоны и резко перекрываются однородными сланцами следующей зоны, которые бесспорно свидетельствуют в данном случае о более глубоководных условиях седиментации (фиг. 69).



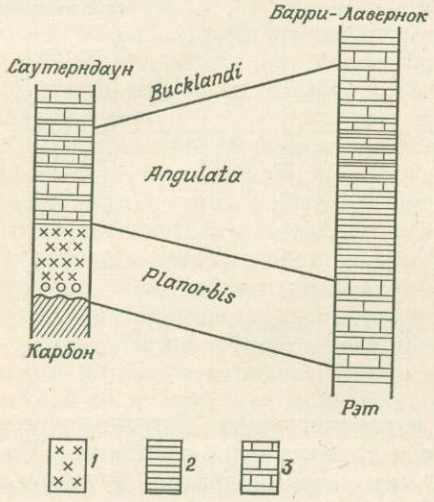
Фиг. 69. Латеральные фациальные изменения на границе нижнего и верхнего синемюра в различных частях Великобритании

1 — мергель или глинистый сланец; *2* — лимонитовый оолит; *3* — кальцилютит; *4* — песчаник.

Теперь мы снова должны перейти к рассмотрению батиметрических взаимоотношений между известняками и глинистыми сланцами. Слои известняков в геологическом прошлом часто формировались в результате неразбавления карбонатного вещества терригенным материалом, когда ослабевал привнос последнего в бассейн осадконакопления, и при палеогеографических реконструкциях обычно принято показывать, что слои осадков становятся все менее известковистыми и более глинистыми в направлении древней береговой линии. Следовательно, прибрежно-морские глинистые осадки могут указывать на более мелководную по сравнению с известняками среду осадконакопления или по крайней мере на одинаковые в обоих случаях батиметрические условия седиментации. С другой стороны, осаждение карбоната кальция идет быстрее в менее глубоких, лучше прогреваемых водах, и потому можно предполагать, что некоторые разности известняков формировались в более мелководной обстановке, чем глинистые отложения. Хотя для лейаса северо-западной Европы, как следует из широких региональных сопоставлений, например из сравнения лейасовых отложений Йоркшира и Дорсета, подходит первый вариант палеогеографических соотношений между карбонатными и глинистыми осадками, думается, что большинство толщ циклического чередования известняков и глинистых пород, развитых в этом регионе, относится ко второй категории. Это находит свое подтверждение в целом ряде фактов.

Прежде всего следует отметить, что по мере приближения к берегу слои становятся более, а не менее известковистыми. Это обусловлено не простым ослаблением терригенной седиментации вблизи береговой линии, связанным с отсутствием на данном ее участке речного стока, поскольку прибрежные отложения Гламоргана и Гебридских островов отличаются не только повышенной карбонатностью, но и увеличенной по сравнению с другими районами мощностью, а также большим содержанием в них оолитовых разностей, скелетных калькаренитов и биогермных коралловых известняков. Перечисленные факты свидетельствуют о более высокой скорости садки карбоната кальция в менее глубоких водах морских побережий. Фиг. 70 убедительно иллюстрирует сказанное. В разрезе прибрежно-морской фации Гламоргана близ Саутерндауна скелетные калькарениты с колониальными кораллами зоны *Planorbis* резко сменяются вверх по

разрезу толщей чередующихся тонких прослоев кальцилютитов и мергелей. В фации открытого моря, развитой к западу от Кардиффа, всего в нескольких милях от зоны распространения прибрежно-морских отложений, переслаивающиеся кальцилютиты и мергели зоны *Planorbis* перекрываются на том же самом стратиграфическом уровне аргиллитами. Бессмысленно на таком ограниченном по площади участке предполагать дифференциальные тектонические движения, гораздо естественнее допустить,



Фиг. 70. Латеральные фациальные изменения в геттангском и синемюрском ярусах Южного Уэльса; прибрежные фации в Саутерндауне, фации открытого моря в Барри и Лаверноке.

1 — скелетный калькаренит; *2* — глинистые сланцы; *3* — кальцилютиты.

что море стало глубже в обоих пунктах. Во-вторых, если удается получить соответствующие данные по фауне, они не противоречат представлению о том, что известняки отлагались в более мелких водах, чем глины (ср. [234]).

Наконец, если удается проследить переход известняково-глинистых циклов в песчано-глинистые (или в циклы, состоящие из железистых оолитов и глин), то выясняется, что песчаники и оолитовые железняки обычно соответствуют по возрасту слоям, отличающимся повышенной карбонатностью. В этом отношении хорошим примером может служить переход между лейасом α и лейасом β (по немецкой стратиграфической шкале), который в Швабии и некоторых других местах характеризуется внезапным снижением карбонатности и уменьшением зернистости пород, а в Йоркшире и Скае — сменой песчаников алевритистыми глинистыми сланцами. Еще более наглядным примером является переход от лейаса δ к лейасу ε (от домерского яруса к тоарскому).

Последнее в совокупности с данными, позволяющими предполагать чередование во времени фаз размыва и осадконакопления, в полной мере исключает возможность любых предположений о том, что переслаивание в разрезе более и менее известковистых разностей пород обусловлено исключительно климатическими изменениями, в частности колебаниями температуры. Таким образом, климатическая концепция как альтернатива батиметрическому варианту объяснения переслаивания глинистых и карбонатных пород отпадает. Вслед за этим мы должны рассмотреть вопрос о том, контролируется такое переслаивание локальными эпейрогеническими движениями морского дна, как считали Клюпфель и другие немецкие геологи, или нет.

Региональные фациальные изменения отложений лейаса северо-западной Европы можно объяснить тем, что осадконакопление происходило

в обстановке существования целого ряда впадин и поднятий, причем первые были зонами относительного прогибания, а вторые отвечали тектонически устойчивым прибрежным участкам суши и морским отмелям. Эти элементы сохраняли свою тектоническую природу на протяжении всего лейаса. Изучение лейасовых отложений в различных районах северо-западной Европы позволило выделить в их разрезе одиннадцать стратиграфических подразделений, соответствующих в отдельных местах циклам Клюпфеля [169]. Наиболее важным результатом этих исследований явился вывод о том, что изменение фациального облика пород вверх по разрезу каждого цикла свидетельствует о следующем: циклы Клюпфеля — это местное выражение изменений глубины моря, которые охватывали чрезвычайно обширные территории, вероятно, вне зависимости от границ тектонических впадин и поднятий. Такие изменения, насколько можно судить по фауне аммонитов, в большинстве случаев, очевидно, происходили по существу синхронно. Эти факты наводят на мысль, что основным фактором, контролирующим изменения глубины моря, служат эвстатические поднятия и падения его уровня, наложенные на локальные эпейрогенические движения земной коры, которые обусловливают дифференцированное погружение седиментационных бассейнов.

Чтобы отвести вполне резонные сомнения в действенности эвстатического механизма, отнюдь не достаточно простого установления приуроченности вероятных изменений уровня моря к определенным стратиграфическим горизонтам. Кроме этого, необходимо попытаться увязать эти изменения с основными трансгрессиями и регрессиями моря, которые охватывают несколько континентов, уверенно исключив таким путем возможность влияния местных тектонических факторов. Этого не так легко добиться в настоящее время, поскольку мы не располагаем подробными сведениями о стратиграфии большинства районов, находящихся за пределами Европы. Более того, картина может усложняться локальными эпейрогеническими движениями земной коры, благодаря которым на поднятиях следы трансгрессий зачастую могут быть уничтожены древними размывами. Следует также иметь в виду, что колебания уровня моря не всегда оказывают заметное влияние на облик морских осадков, особенно если, как и наблюдается в рассматриваемом случае, такие колебания измеряются всего лишь несколькими метрами. Таким образом, вряд ли можно рассчитывать на то, что в каждом разрезе морских отложений удастся получить необходимые доказательства для подтверждения выдвинутой нами концепции.

Для того чтобы уменьшить эти затруднения, можно предложить один полезный рабочий прием. Если при рассмотрении отдельного стратиграфического горизонта на одном участке данные свидетельствуют о трансгрессии или углублении моря, а в следующем пункте есть указания на обратное явление, то эти доказательства взаимно обесцениваются и сказать что-либо определенное относительно вероятного изменения глубины моря не представляется возможным. Если, однако, изучение второго разреза не дает никаких оснований предполагать углубление или обмеление морского бассейна, то нельзя определить, за счет чего произошло его углубление в первом пункте наблюдения. Положение постепенно улучшается по мере накопления сведений о трансгрессии или углублении водоема на более обширной территории, если только при этом не поступают противоположные данные.

Несмотря на охарактеризованные в общих чертах выше практические трудности, в некоторых случаях мы уже располагаем достаточным количеством данных, чтобы убедительно доказать эвстатическую природу крупных седиментационных циклов в отложениях юрской системы [172, 174, 175]. Лучшим примером этого для отложений лейаса следует приз-

нать границу между домерским и тоарским ярусами. Верхние слои домерского яруса образуют естественную кровлю крупного седиментационного цикла [23, 187] и на большей части территории северо-западной Европы представлены явно мелководными железняками, песчаниками и известняками; верхняя граница этих отложений, возможно, является (а может быть и нет) эрозионной поверхностью. Рассматриваемые отложения вверх по разрезу обычно резко сменяются нижнетоарскими сланцами, среди которых в зоне *Falcifer* выделяется чрезвычайно широко развитый по площади прослой битуминозных сланцев. Это резкое изменение литологического облика пород по разрезу представляет собой наиболее четкое во всем лейасе указание на углубление морского бассейна и, очевидно, более или менее точно совпадает с крупной трансгрессией, прослеживаемой на нескольких континентах (см. также фиг. 71).

Допуская в некоторых случаях вероятность эвстатического контроля цикличности осадконакопления, мы должны теперь вернуться к рассмотрению влияния на седиментацию региональных эпейрогенических движений земной коры. Обычно считают, что, в то время как морские впадины испытывали более или менее непрерывные погружения, смежные с ними континентальные массивы воздымались, однако только периодически. Прежде всего это помогает объяснить сравнительное постоянство палеографической ситуации в Европе на протяжении всей лейасовой эпохи, в течение которой на большей части территории происходили лишь ограниченные трансгрессии, поскольку их распространению предшествовало воздымание участков суши. Во-вторых, это облегчает понимание природы характерной асимметричности циклов Клюпфеля. На первый взгляд резкий переход в кровле цикла от известняков или песчаников к глинам свидетельствует о сравнительно внезапном углублении морского бассейна, последовавшим за его постепенным обмелением (именно это предполагал Клюпфель). В действительности погружения морских впадин и их краевых частей, где происходило отложение основной массы осадков, только подчеркивали изменения условий осадконакопления, связанные с эвстатическим повышением уровня моря. Кроме того, поскольку сопровождавшее это явление отступление береговых линий, вероятно, способствовало сокращению приноса осадочного материала с суши по сравнению с предыдущим регрессивным периодом, трансгрессивной фазе цикла должно было, как правило, соответствовать формирование конденсированных слоев. По-видимому, так оно в общем случае и происходило, ибо, как мы уже упоминали, базальный слой цикла обычно характеризуется обилием фосфоритовых конкреций, глауконитовых зерен и/или большим скоплением раковин морских организмов. О замедленном темпе осадконакопления часто свидетельствует присутствие в слоях раковин аммонитов.

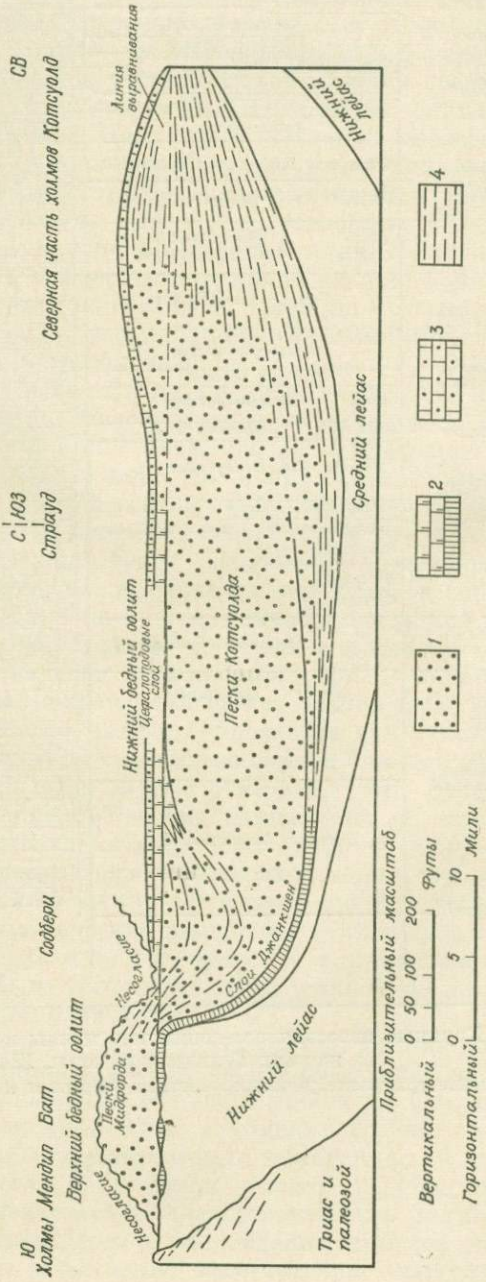
Воздействие на седиментацию внутриконтинентальных тектонических воздыманий, несомненно, носит лишь строго локальный характер, в то время как влияние эвстатических движений уровня моря, хотя и выражающееся менее отчетливо, распространяется на более обширные территории. Так, в Великобритании региональные тектонические поднятия приобрели важное значение только к концу лейаса, на что указывает наличие диахронных песчаных толщ в верхнем лейасе юго-западной Англии (фиг. 71), а также локальное предбайосское воздымание и сопровождающий его размыв ранее отложенных осадков в Мидленде и Йоркшире, где на расстоянии в несколько миль под отложениями доггера из разреза могут исчезать до нескольких аммонитовых зон.

Седиментационные циклы, обнаруживающие много черт сходства с описанными Клюпфелем, известны также в нижне- и среднемеловых отложениях (и в менее отчетливой форме в самой верхней части юры) Гельветской зоны Швейцарских Альп [126, 61, 62, 68].

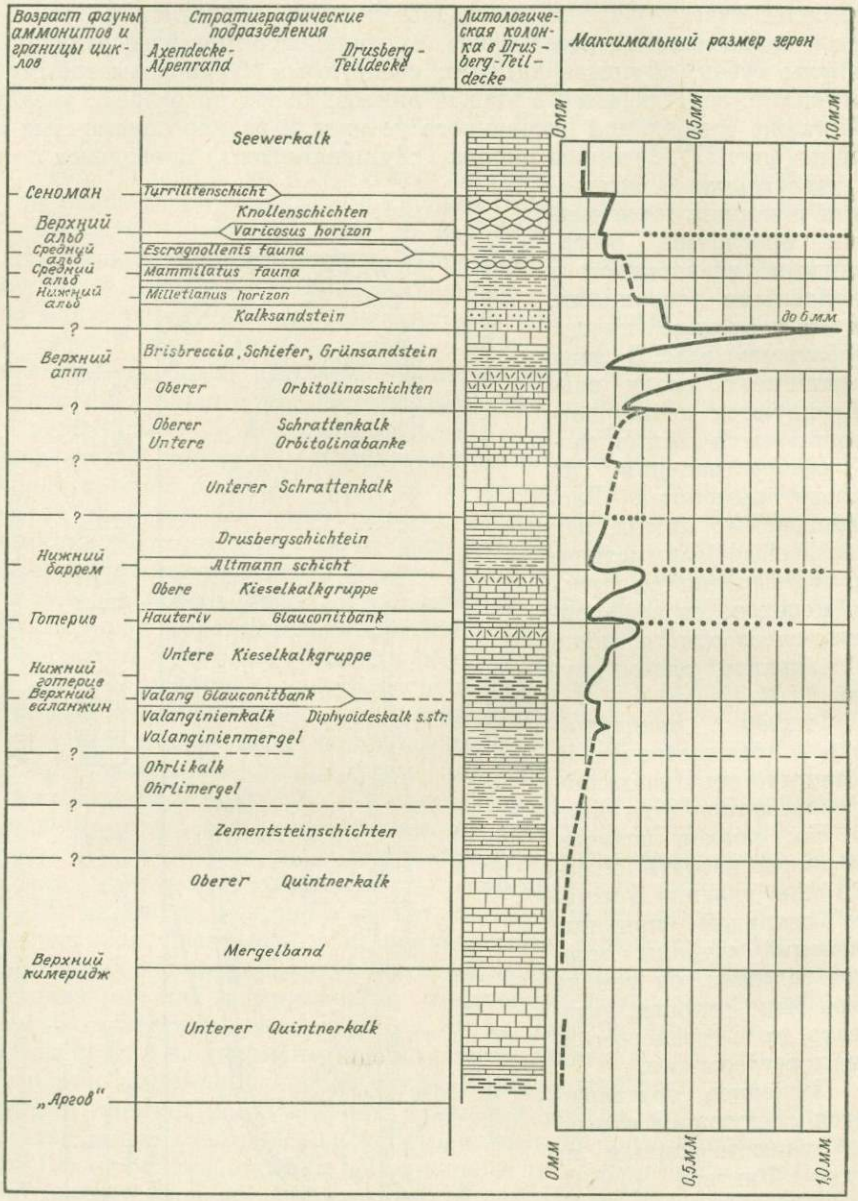
Превосходное по своей детальности описание этих циклов выполнено Фихтером, который дал также тщательно аргументированную расшифровку их природы [126]. Одни циклы характеризуются постепенным переходом слагающих их нижнюю часть глинистых сланцев в известняки, в других, более известковистых, наблюдается смена мергелистых тонкозернистых и тонкослоистых известняков, содержащих аммониты, радиолярии и спикулы губок, крупнозернистыми скелетными (эхинодерматовыми) известняками, залегающими в кровле циклов. Вверх по разрезу увеличивается также содержание раковинного детрита и размер обломочных зерен кварца (фиг. 72). Границы циклов («Zyklengrenzen») проводятся по кровле известняков с иглокожими и маркируются тонкими прослоями, обогащенными глауконитом и ископаемыми раковинами, причем последние иногда фосфатизированы. В этих пограничных слоях концентрируются и часто ограничиваются ими в своем распространении по разрезу аммониты. Рассматриваемые циклы, как и лейасовые асимметричны, что выражается в резком переходе от завершающих слоев одного цикла к базальным слоям другого.

Фихтер придерживался батиметрической интерпретации механизма образования этих циклов. Не считая возможным твердо избрать какое-либо одно явление в качестве основной причины изменений глубины морского бассейна, он тем не менее был склонен увязывать их с трансгрессиями и регрессиями.

Последнее подтверждается следующим отрывком, заимствованным из статьи Фихтера ([126], стр. 99): «Основная причина этих тектонических движений остается пока неясной. Возможно, это была та же причина, которая вызывала сильные трансгрессии и регрессии, ибо границы циклов во многих случаях представляют собой не что иное,



Фиг. 71. Схематический разрез юго-западной Англии, показывающий (*a*) нижнетоарскую трансгрессию (слои Джанкшен) и (*b*) диахронный переход между песчаниками и глинистыми сланцами в тоарском ярусе (верхний лейас) [225]).
1 — песок; *2* — известняки; *3* — песчанистый известняк; *4* — глина.



Фиг. 72. Крупные известняково-глинистые циклы в верхнеюрских и меловых отложениях Гельветской зоны, Швейцария.

Данные гранулометрического состава относятся к обломочному кварцу [126].

как небольшие трансгрессии; иногда же их связь с трансгрессиями по меньшей мере отчетлива». Он отмечал, что подошва сеноманского яруса соответствует основанию нового цикла осадконакопления, в подтверждение чего ссылался на широко известную сеноманскую трансгрессию.

Новую методику исследований для решения проблемы происхождения гельветских циклов использовал Кароцци [68]. На основании микроскопического изучения образцов пород, отобранных в нескольких пунктах через короткие интервалы по всему разрезу циклов, он построил кривые содержания кварца и изменения других свойств пород. Ему удалось показать, что относительные количества кварца и предположительно пелагических органических форм *Calpionella* изменяются обратно пропорционально, т. е. по мере увеличения содержания кварцевых зерен вверх по разрезу циклов уменьшается количество встречающихся в породах остатков пелагических организмов. Было установлено, что снизу вверх растет также величина отношения между содержанием в породах остатков бентонных и пелагических организмов. Цикл, представленный последовательностью: плотный известняк — тонкое чередование известняка и мергеля — мергель и мергелистый известняк — псевдоолитовый и крупнозернистый известняк, — образовался, по представлению Кароцци, в результате последовательного уменьшения глубины моря. Поскольку тонкое переслаивание известняка и мергеля не сопровождается какими-либо изменениями содержания обломочного кварца, Кароцци связывал его не с изменениями глубины бассейна, а с нарушениями химического равновесия. Этот вопрос, однако, не разбирался.

Брюкнер [61, 62] привел доводы в пользу климатической обусловленности циклического характера мелового осадконакопления в Гельветской зоне и первым обратил серьезное внимание на латеральную дифференциацию условий седиментации в ней. Он подразделил Гельветскую зону на северный, средний и южный секторы [61]. Мощность крупных циклов изменяется от нескольких метров на севере почти до 300 *м* на юге. Северная зона отличается от южной более конденсированным разрезом меловых отложений и повышенным содержанием известняков среди мергелей и глинистых сланцев. Кроме того, из органических остатков на севере преобладают водоросли, толстостенные двустворки, иглокожие, кораллы и бентонные фораминиферы, а на юге — *Calpionella* и пелагические фораминиферы; в северном же направлении растет размер зерен обломочного кварца. Приведенные данные интерпретировались как указание на то, что северный сектор Гельветской зоны располагался ближе к береговой линии мелового бассейна. При этом можно отметить, что фациальные соотношения, описанные Брюкнером, весьма напоминают те, что наблюдаются в лейасе [169]. Аргументация некоторых спорных моментов истолкования природы цикличности тоже одинакова в обоих случаях. Например, Брюкнер [62] обратил внимание на то, что если бы наблюдаемые в разрезе каждого цикла литологические изменения обусловливались разбавлением карбонатного материала терригенным, то в направлении древней береговой линии можно было бы ожидать появления более глинистых слоев, чего на самом деле не отмечается.

Брюкнер коснулся также вопроса о происхождении мелких известняково-мергельных циклов мощностью 5—100 *см*, которые, как он считал, имеют непосредственное отношение к основной проблеме. Они вряд ли обязаны своим возникновением колебаниям глубины бассейна, поскольку фауна испытывает лишь очень незначительные изменения, несмотря на то что самим породам свойствен чрезвычайно резкий перепад содержаний карбоната кальция. Следовательно, такая цикличность должна отражать температурные изменения. Здесь можно, однако, попутно заметить, что и климатический вариант объяснения недостаточно правдоподобен,

ибо, как известно, температурные условия оказывают существенное влияние на распределение фаунистических комплексов. Все эти трудности можно было бы легко преодолеть, если бы удалось доказать, что рассматриваемая мелкая цикличность является диагенетической, наподобие значительной части циклов синего лейаса, описанных ранее в этой же главе.

Если вернуться к рассмотрению более крупных циклов, то Брюкнер допускал, что известняки с бентонной фауной отражают осадконакопление в более мелких водах, чем тонкозернистые мергелистые известняки и глинистые сланцы с *Calpionella*, но доказывал, что обмеление моря достигалось благодаря возрастанию скорости отложения карбоната кальция в периоды климатических потеплений, поскольку последнее обусловливало более интенсивное заполнение седиментационного бассейна осадками. В периоды похолоданий и понижения температуры морских вод скорость осаждения карбоната кальция значительно снижалась, и в связи с тем, что морская впадина испытывала тектоническое погружение, море становилось глубже. Для подтверждения своей точки зрения о том, что умеренные температурные изменения являются основной причиной различного содержания карбоната кальция в породах, Брюкнер сравнил меловые отложения Гельветской зоны с шельфовыми осадками восточного побережья США. На широте Флориды здесь развиты почти чисто карбонатные осадки, но к северу процентное содержание карбоната кальция в них уменьшается, и севернее мыса Гаттерас в осадок выпадает лишь ничтожное количество карбонатного вещества. Опираясь на эти факты, Брюкнер доказывал, что крупная цикличность меловых отложений Швейцарии, возможно, отражает миграцию климатических зон, вызывавших изменения температуры на 5°С, а мелкие циклы связаны с более слабыми колебаниями, составляющими 2°С и менее.

Эти представления Брюкнера вызывают целый ряд серьезных возражений, не считая тех, что уже приводились нами. Более конденсированные крупные циклы гельветского мела, имеющие иногда мощность всего несколько метров и содержащие тем не менее большой набор фациальных типов пород, за исключением песчаников, трудно объяснять только седиментационным заполнением эпиконтинентального морского бассейна, что ясно понимали еще Клюпфель и Фихтер. Кроме того, климатическая гипотеза не в состоянии объяснить характер конденсации в пограничных глауконитовых слоях.

Современный пример зависимости особенностей осадконакопления от климата, привлекаемый Брюкнером для аналогии, сам по себе слаб, поскольку совершенно не учитывает такого важного обстоятельства, как различие привноса реками терригенного материала в море на разных участках побережья Северной Америки. Карбонатный состав современных осадков в районе Флориды и Багам отчасти действительно обусловливается теплым климатом этих мест, но в основном определяется отсутствием здесь крупных дренажных систем, которые бы сбрасывали терригенные осадки в море. В конце концов, район дельты Миссисипи расположен примерно на той же широте, что и два упомянутых выше, и было бы абсурдным утверждать, что повышенная терригенность прибрежных осадков к западу от Флориды указывает на похолодание климата.

Основное возражение Брюкнера против идей, развиваемых Кароцци и другими, сводится, очевидно, к тому, что в условиях стабильного шельфа, существовавших в меловой период в Гельветской зоне, вряд ли можно предполагать сильные колебательные движения морского дна. В этих соображениях есть свои достоинства, но они утратили бы, однако, свою силу, если бы путем широкой региональной корреляции удалось показать, что меловые циклы, как догадывался еще Фихтер, контролировались эвстатическими изменениями уровня моря.

ГЛАВА 7

Обстановки осадконакопления в эпиконтинентальных морях. II

ЦИКЛЫ, СОДЕРЖАЩИЕ ЗНАЧИТЕЛЬНЫЕ КОЛИЧЕСТВА ПЕСЧАНИКОВ, ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД И ФОСФОРИТОВ; МЕЛКИЕ ЦИКЛЫ С БИТУМИНОЗНЫМИ ПРОСЛОЯМИ

В этой главе мы рассмотрим циклы, отличающиеся бóльшим разнообразием слагающих их литологических типов пород, чем описанные в предыдущей главе. Вообще говоря, эти более сложно построенные циклы по сравнению с известняково-глинистыми имеют лишь подчиненное значение.

ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНО-ИЗВЕСТНЯКОВЫЕ ЦИКЛЫ

Наиболее широко известные циклы, представленные последовательностью глинистых, песчаных и известняковых отложений, такие, как позднепалеозойские циклы северной Англии (йордейлские фации) и Мидконтинента США, подробно охарактеризованы в гл. 4 и 5, поскольку обычно считается, что они отражают чередование морских и континентальных условий осадконакопления. Некоторые другие примеры циклов такого состава, рассматриваемые в настоящей работе, вероятно, уместнее было описать именно в данном разделе, посвященном условиям седиментации в эпиконтинентальных морях.

В своей классической работе по юрской системе Великобритании Аркелл [23] напоминал, что еще в 1822 г. Конибир и Филлипс отмечали циклический характер чередования глин с песчаниками и затем известняками в разрезе так называемого оолитового комплекса юры Англии (Oolitic sequence). Продолжая разработку этой трехчленной стратиграфической схемы, Аркелл подразделил на крупные циклы почти весь разрез юрской системы южной Англии. Его схема, в которой глинистые, песчаные и известняковые пачки обозначены прописными буквами, соответствующими начальным буквам английских терминов [1], приводится ниже:

Портлендский камень (*L*)
Портлендский песок (*S*)
9) Кимериджская глина (*C*)
Оолит Уэстбери — Айроншот (*L*)
Песчаник Сэндсфут (*S*)
8) Глина Сэндсфут (*C*)
Оолит Осмингтон и т. д. (*L*)
Песчаник Бенклифф и т. д. (*S*)
7) Глина Ноут (*C*)
Оолит Беркшир (*L*)
Нижний известковистый песчаник (*S*)
6) Оксфордская глина (*C*)
Келловейская порода (*L*)
Келловейский песок (*S*)
5) Келловейская глина (*C*)
Корнбраш
Известняк Мейн-Форест-Марбл (*L*)
Песок Хинтон и т. д. (*S*)
4) Брадфордская глина и т. д. (*C*)
Большой оолит (*L*)
Слои стонсфилдских сланцев (*S*)
3) Фуллерова земля (*C*)
Нижний оолит (*L*)
Пески верхнего лейаса (*S*)
2) Глины верхнего лейаса (*C*)
Мергельное ложе (*L*)
Пески среднего лейаса (*S*)
1) Глины среднего лейаса (*C*)
Глины нижнего лейаса и т. д.

[1] *C* — clay (глина), *S* — sandstone (песчаник) и *L* — limestone (известняк). — *Прим. перев.*

Не трудно подвергнуть критике различные аспекты этой схемы, взятой в качестве примера цикличности осадконакопления. Как считал сам Аркелл, не вызывает сомнений, что глины, пески и известняки могли формироваться одновременно, занимая разные участки территории. В его работе не приводится каких-либо детальных литологических данных, которые бы позволили определять, например, различные типы известняков. Неправомерно уравнивание по рангу таких крупных формаций, как оксфордская и кимериджская глины, с более ограниченными по объему и локально развитыми по площади подразделениями разреза, подобными глине Сэндсфут; в состав так называемого «мергельного ложа» верхней пачки цикла 1, помимо известняков, входят песчаники и железистые породы и т. д.

Вместе с тем нельзя не согласиться с Аркеллом, что существует поразительно отчетливая общая периодичность осадконакопления, которая заключается в чередовании фаз охватывающей обширные площади мелководной седиментации (оолиты, коралловые известняки, песчаники) с фазами углубления морского бассейна (глины и подчиненные им глинистые известняки). Вслед за немецкими исследователями Аркелл связывает эти осцилляции с периодическими эпейрогеническими движениями морского дна. Можно, однако, отметить, что начальные фазы циклов 2, 6 (последний лучше рассматривать совместно с менее мощным и менее выразительным циклом 5) и 9, которые предполагают весьма значительное углубление обширных участков морей, совпадают по времени с крупными всемирными трансгрессиями и, следовательно, указывают на эвстатическую природу цикличности [172]. То же самое, возможно, справедливо и в отношении других циклов Аркелла.

Другой пример циклов, соответствующих крупным стратиграфическим подразделениям и достигающих мощности нескольких сотен метров, представляют собой верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Уайрарапа, Новая Зеландия. Велла [444] описал в качестве типичного морского осадочного цикла, сопроводив своей интерпретацией, такую геологическую последовательность:

(Перерыв седиментации) — максимальное обмеление бассейна.
Песчаник с раковинными прослоями — обмеление.
Песчанистый аргиллит с редкими окаменелостями — максимальное углубление.
Песчаник с раковинными прослоями — углубление.
Ракушечный известняк — углубление.
(Перерыв седиментации) — максимальное обмеление бассейна.

Велла предпринял попытку оценить глубину осадконакопления, основываясь на известных закономерностях батиметрического распределения современных организмов, родственных тем, остатки которых содержатся в рассматриваемых породах, и пришел к выводу, что циклы отражают изменение глубин водоема от 50 до 160 *м*. Подобная цикличность была прослежена по крайней мере на половине территории Северного острова Новой Зеландии и, учитывая влияние на разрез локальных тектонических дислокаций, Велла предположил эвстатический контроль цикличности.

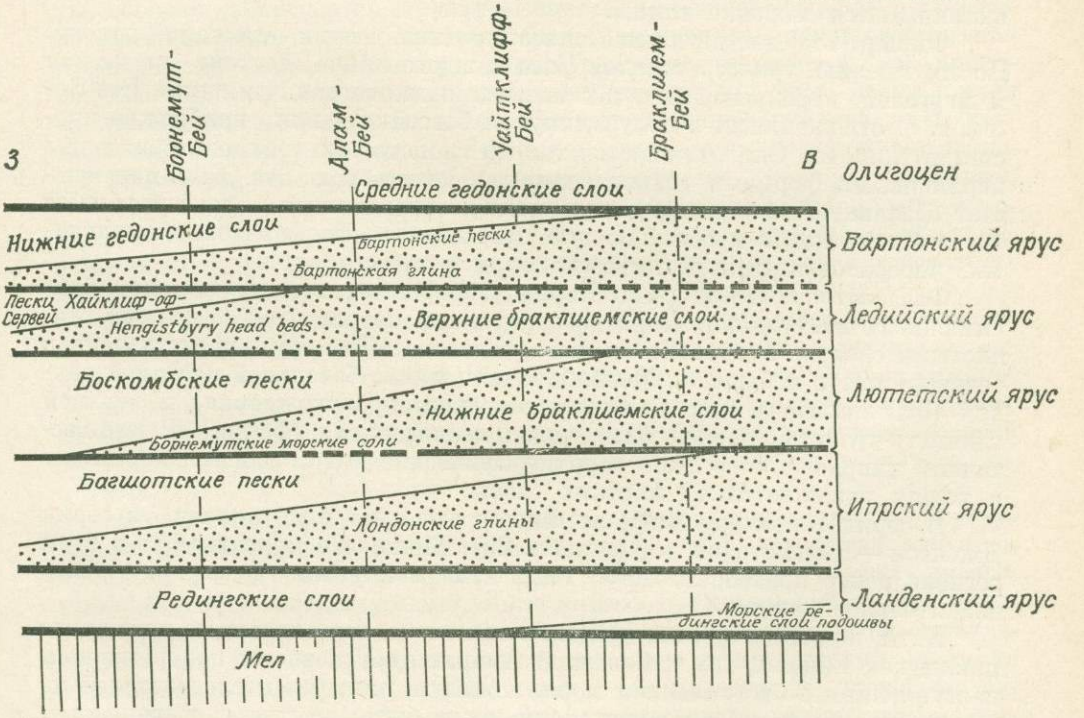
В заключение данного раздела приведем пример более мелкой циклической последовательности глинисто-песчано-известнякового состава, заимствованный нами из разреза рэтских отложений юго-западной Англии [172].

В составе слоев Котам, например, можно выделить четыре цикла мощностью около одного метра, характеризующихся следующими особенностями: 1) наличием базального известковистого горизонта, выше которого обычно наблюдается постепенное сокращение количества карбонат-

ных пород; 2) наличием раковинных и песчаных слоев или линз со знаками ряби, особенно распространенных в основании циклов, но все реже встречающихся вверх по разрезу каждого из них; 3) увеличением содержания глин от основания к кровле каждого цикла. Гамильтон [179] считал, что базальный слой каждого цикла формировался в обстановке, когда деятельность течений и/или волн достигала наибольшей интенсивности, и что в процессе формирования цикла энергия среды осадконакопления постепенно снижалась. Считалось, что такие условия, возможно, создавались в связи с относительно небольшими колебаниями береговой линии. Интересно отметить, что, как показал Гамильтон, эти мелкие циклы входят в состав разреза рэтских отложений, которые сами по себе образуют последовательность, представляющую хороший пример цикла типа циклов Клюпфеля.

ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНЫЕ ЦИКЛЫ

Как и в предыдущем случае, в опубликованной литературе трудно отыскать достаточно много примеров глинисто-песчаных циклов, образованных в обстановке стабильного шельфа, которые не включали бы неморские отложения. Действительно, оба рассматриваемые здесь в качестве примеров разреза на коротком расстоянии замещаются неморскими слоями. Несмотря на это, наиболее уместно описать их в данной главе.



Фиг. 73. Крупные циклы в нижнетретичных отложениях бассейна Гэмпшир.
Отмеченные пунктиром участки обозначают морские слои, незакрашенные участки — неморские слои (по Стэмпу [403]).

Как показано схематически на фиг. 73, в Англо-Франко-Бельгийском бассейне [403] наблюдается диахронное клинообразное переслаивание крупных подразделений эоцена, представленных морскими и неморскими образованиями. Морские части разреза в своем наиболее полном развитии

обычно обнаруживают следующую последовательность осадков: базальный гравий — песок — глина — песок — гравий. Пласты гравия могут быть плохо выражены или вообще отсутствовать, но эрозионная поверхность между морским циклом и подстилающими слоями почти всегда хорошо распознается. В качестве конкретного примера упомянем лондонские глины в бассейне Гэмпшир, разрез которых начинается тонким слоем песчанистого гравия, переходящего вверх в алевритовую глину, а в кровле вновь залегает песок. Эта толща уменьшается в мощности и опесчанивается в западном направлении, пока, наконец, не замещается полностью неморскими слоями. Мощность цикла лондонских глин изменяется примерно от 100 *м* в Уайтклиф-Бей до 70 *м* в Алам-Бей. Тонкие прослои гравия внутри глин, по мнению Стэмпа, не свидетельствуют о наличии в их разрезе более мелких циклов. Стэмп сумел доказать примерную одновозрастность крупных циклов в пределах всего рассматриваемого региона. Цикличность была связана с периодическими трансгрессиями и регрессиями моря, причем глины указывают на более глубоководные условия осадконакопления по сравнению с песками.

Циклы, весьма напоминающие только что описанные, распространены также в третичных отложениях Галф-Коста, США ([48, 269, 133] и табл. 29). В направлении Мексиканского залива флювиальные и лагунные фации переходят в глинистые морские. Циклы наблюдаются в зоне, где между прибрежно-морскими и континентальными песчаными слоями вклиниваются морские глины.

Фишер [133] дал детальное описание циклических отложений эоцена. По его мнению, *трансгрессивная фаза* каждого цикла состоит из песков и мергелей, перекрываемых так называемыми «ограниченными» [restricted, т. е. отложениями в полузамкнутом бассейне], или прибрежно-морскими, глинами. Они отличаются тонкой слоистостью и охарактеризованы карликовыми формами тонкораковинных двустворок. Эта фаза перекрывает базальную конденсированную пачку, отражающую *трансгрессивное морское несогласие* и обогащенную глауконитом, фосфоритовыми гальками, переработанными обломками пород и зубами акул.

Фаза *затопления* (термин Борнхаузера) соответствует моменту максимального наступления моря на сушу и характеризуется обычными глинистыми слоями. *Регрессивная* фаза, согласно Фишеру, представлена в северной части побережья Мексиканского залива базальной песчаной пачкой (флювиального или прибрежно-морского происхождения) и верхней глинисто-углистой пачкой (лагунная или пойменная фация). В юго-восточном направлении все эти стратиграфические подразделения переходят в толщу исключительно морских слоев.

В серии Клейборн Алабамы Фишер выделяет пять циклов, в серии Джексон — только один (ср. с табл. 29). Мощность морских фаз в этом регионе редко превышает 30 *м*, тогда как неморские фазы могут быть значительно мощнее.

Хотя, по-видимому, все соглашаются с тем, что описанные третичные циклы как Европы, так и Северной Америки обусловлены попеременным наступлением и отступлением моря, пожалуй, никто из исследователей не признавал, что подобные осцилляции могли быть местным выражением эвстатических движений, пока Халлам [170] не показал, что крупные трансгрессии и регрессии моря в этих двух регионах совпадают во времени, по крайней мере с той степенью точности, которая отражается в таких возрастных определениях, как поздний палеоцен и средний эоцен. В связи с этим примечательно, что базальные трансгрессивные слои, очевидно, являются конденсированными, определяя тем самым общую асимметрию циклов, которая имеет сходство с асимметрией мезозойских известняковых циклов, рассмотренных в предыдущей главе. Еще одна

черта сходства состоит в том, что тонкослоистые сланцы в основном, видимо, представляющие собой отложения, сформированные в восстановительной среде, в обоих случаях приурочены к нижней части циклов.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ЦИКЛЫ

К одной из основных проблем геологии осадочных пород относится происхождение полосчатых железистых пород, или итабиритов, распространенных в докембрийских отложениях всех континентов [153, 223]. Хотя наибольшего развития эти породы достигают в позднем докембрии [1], в разрезе которого слагают толщи мощностью до 450 *м* [364], менее часто они встречаются также в архейских и палеозойских образованиях. Мы не будем, однако, касаться здесь общих проблем обогащения пород железом, но затронем характер и происхождение чередования прослоев, состоящих из кремнезема, с одной стороны, и одного или нескольких железистых минералов (силикаты, карбонаты и окислы) — с другой.

В качестве конкретного примера рассмотрим известные полосчатые железистые породы гуронского комплекса района озера Верхнего в Северной Америке, которые, как принято считать, были сформированы в обстановке полузамкнутого морского бассейна [211]. Одним из характерных типов полосчатости является правильное чередование в разрезе прослоев кремнезема и сидерита средней мощностью 1 *см*. Обычны стилолиты, нередко наблюдаются структуры оползания осадка. Еще более эффектно выглядят джеспилиты хребта Маркетт, сложенные перемежающимися прослоями красноватой яшмы и серого гематита, мощностью, как правило, 0,25—1,25 *см*. Эти прослои сами распадаются на еще более тонкие слойки мощностью около 0,025 *мм*. Слоистость чаще волнистая, чем правильная (прямая), отдельные слои характеризуются узловатой текстурой.

Некоторые части разреза сложены оолитами, причем оолитовую структуру имеют как кремнистые, так и гематитовые прослои, хотя в последнем случае она выражена менее ясно. Примечательной особенностью, свойственной различным типам полосчатых текстур, является поразительная выдержанность отдельных горизонтов по площади.

Джеймса интересовали прежде всего общая обстановка осадконакопления и условия, определяющие образование различных железистых минералов, и потому он не занимался вопросами слоистости. Однако Сакамото подробно осветил эту тему в своем общем обзоре докембрийских (железных) руд [364]. Он выдвинул остроумную гипотезу, согласно которой полосчатость докембрийских железных руд трактуется как годичная слоистость.

В связи с этим Сакамото предполагал муссонный климат с чередующимися влажными и засушливыми сезонами. Он доказывал, что в течение влажных сезонов в режиме выветривания господствовал кислый профиль, обусловливавший миграцию железа в растворенном состоянии, в то время как кремнезем, являясь нерастворимым материалом, оставался на месте. В засушливые сезоны происходила смена условий на прямо противоположные. Сакамото [364] считал, что полосчатые железные руды отлагались в озерах. В сухие периоды гидроокислы железа осаждались в щелочных водах, значения pH которых варьировали от 9 до 5. То, что процесс осадконакопления контролировался в основном величиной pH, предполагал также Джонс [223] в противоположность Джеймсу, который доказывал, что образование различных железистых минералов определялось величиной Eh. Сакамото считал, что полосчатые железняки форми-

[1] Строго говоря, основная часть железных руд этого типа приурочена не к позднему докембрию, а к верхней половине раннего докембрия — к нижнему протерозою. — *Прим. ред.*

Крупные циклы в третичных отложениях Галф-Коста, США
(по Фишеру [133])

Литология	Формация		Группа	Цикл
	Миссисипи	Луизиана		Фаза
Песок, глинистый сланец, лигнит	Катахула + пост-Катахула		Плиоцен	Регрессия
Темноцветный глинистый сланец	?	?	Миоцен	Максимальная трансгрессия
Известняк, мергель, глинистый сланец	Известняк Чикасовей Мергель Байрам Известняк Марианна Форест-Хилл—Ред Блафф	Виксберг	Виксберг (олигоцен)	V Трансгрессия
Серый глинистый сланец, мергель	Язу	Глинистый сланец Джексон	Джексон (эоцен)	Максимальная трансгрессия
Мергель, глауконитовый песок	Мудис-Бранч	Мудис-Бранч		IV Трансгрессия
Песок, серый глинистый сланец, лигнит	Кокфилд	Кокфилд	Клейборн (эоцен)	Регрессия
Темноцветный глинистый сланец	Кук-Маунтин	Глинистый сланец Кук-Маунтин		Максимальная трансгрессия III
Известняк, глинистый сланец, песок	(Вонтуби)	Известняк Кук-Маунтин		Трансгрессия
Песок, глинистый сланец, лигнит	Спарта (Косиаска)	Спарта		Регрессия
Темноцветный глинистый сланец	Зилфа	Глинистый сланец Кейн-Ривер		Максимальная трансгрессия II
Глауконитовый песок, мергель, глинистый сланец	Уинона-Таллахатта	Мергель Кейн-Ривер		Трансгрессия
Песок, глинистый сланец, лигнит	Уилкокс	Уилкокс	Уилкокс (эоцен)	Регрессия
Темноцветный глинистый сланец	Портерс-Крик			Максимальная трансгрессия I
Мергель, известковистый глинистый сланец	Клейтон	Мидуэй	Мидуэй	Трансгрессия
Верхний мел				

ровались только в течение определенного периода в докембрии, в условиях, которые никогда не повторялись впоследствии.

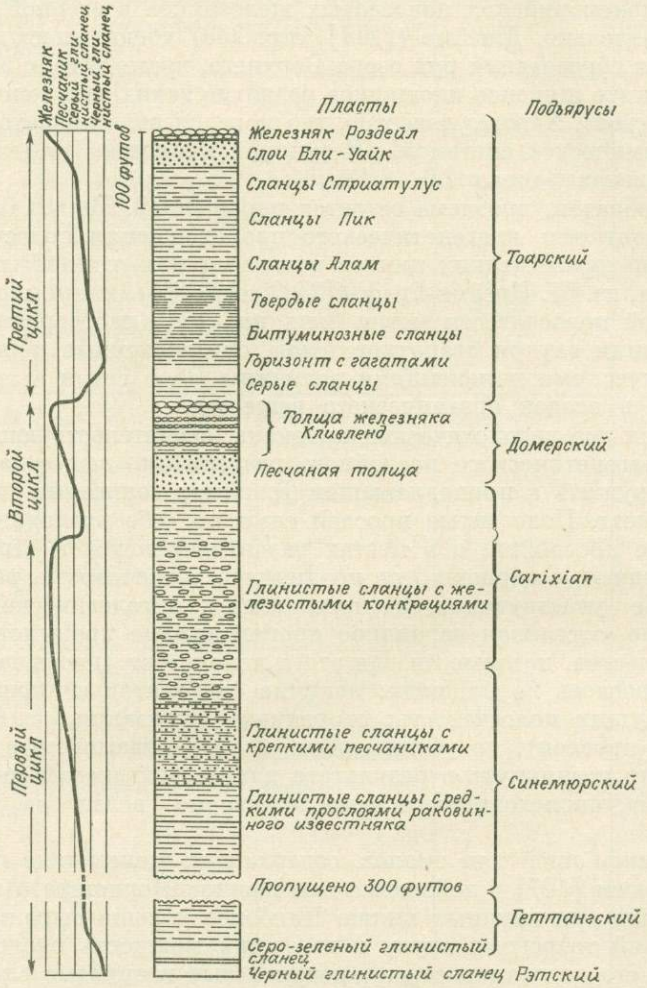
Основное затруднение, с которым сталкивается интересная гипотеза Сакамото, заключается в необходимости признания резких изменений pH среды через короткие и одинаковые промежутки времени. Такие изменения были бы удивительными даже для озерных условий, но и само формирование докембрийских полосчатых железняков в озерной обстановке крайне сомнительно. Джеймс ([211], стр. 243) убедительно доказал морские условия образования руд озера Верхнего, кроме того, с этих позиций легче объяснить широкое площадное развитие таких отложений в различных частях света. Хорошо известно, что морская вода является весьма устойчивой химической системой, pH которой меняется только в ограниченных пределах (около 7,6—8,1).

Таким образом, проблема остается нерешенной. Может быть, следует изучить вероятность диагенетического происхождения полосчатости, как в случае некоторых мелких циклов в известняках, глинистых сланцах и кремнях (см. гл. 6). Крейчи-Граф ([241], стр. 485), например, доказывал, что причиной полосчатости могли быть процессы растворения и вторичного осаждения внутри осадочного слоя, обусловленные периодическими или эпизодическими изменениями величины Eh в связи с ритмическим выпадением в осадок органического вещества.

Один или два литологических признака, свидетельствующих в пользу гипотезы диагенетического послойного разделения вещества, вероятно, можно обнаружить в принадлежащем Джеймсу описании джеспилитов хребта Маркетт. Полосчатые прослои сами по себе распадаются на еще более тонкие прослойки, и в местах развития оолитовой структуры элементы последней, совершенно не подчиняясь полосчатости, распространяются на обе участвующие в чередовании литологические разности. Джеймс прав, отстаивая первичное происхождение кремнистой породы, но доказательства, которые он для этого использует (необычайная выдержанность прослоев по площади; наличие стилолитов и кремневых прожилков, секущих полосчатость; структуры оползания, затрагивающие кремнистые прослои), не убедительны, и так называемые первичные кремни могли возникнуть в результате диагенетического перераспределения вещества, происходившего непосредственно вслед за отложением осадка.

Совершенно иной тип циклов, содержащих железистые породы, описан Хемингуэем [187] в лейасовых отложениях Йоркшира, Англия. Здесь было выделено три крупных цикла. Наиболее хорошо выражен цикл, соответствующий тоарскому ярусу и имеющий мощность около 100 *м*. Залегающие в его основании серые алевритистые глинистые сланцы выше переходят в тонкослоистые темнокоричневые битуминозные сланцы горизонта с гагатами. Последние далее вверх по разрезу постепенно сменяются тонкослоистыми серыми сланцами, которые в свою очередь через алевритистые глинистые сланцы переходят в мелкозернистые песчаники (фиг. 74). В районе Роздейла в кровле этого цикла залегает пласт сидеритизированного шамозитового оолита мощностью несколько метров. Другой цикл почти в точности отвечает домерскому ярусу и представлен глинистыми сланцами, которые вверх по разрезу через песчаники переходят в глинистые сланцы с глинисто-сидеритовыми конкрециями, в свою очередь сменяющиеся шамозитовым оолитом (железняк Кливленд). Третий цикл, в том виде как он выделен Хемингуэем, охватывает почти весь разрез нижнего лейаса, но в данном случае правильная последовательность слоев не столь очевидна, а взаимоотношение различных литологических разностей пород отличается большей сложностью, чем предполагает Хемингуэй.

Хемингуэй считает, что описанные им циклы обусловлены вертикальными тектоническими движениями, приводившими к локальным изменениям глубин моря. На основании сравнения с современными осадками Черного моря Хемингуэй сделал вывод о постепенном обмелении бассейна в процессе формирования каждого цикла (см. фиг. 74). Он предпола-



Фиг. 74. Крупные циклы, включающие железняки, в разрезе лейасовых отложений Йоркшира с определением относительной глубины отложения различных фаций (по Хемингуэю [187]).

гал, что окаймлявшие лейасовое море континентальные массивы имели сглаженный рельеф и подвергались глубокому химическому выветриванию в условиях теплого гумидного климата. Железняки формировались в небольших мелководных заливах, имевших ограниченную связь с открытым морем, и только после завершения механической эрозии областей сноса, на зрелой стадии их пенепленизации.

Некоторые аспекты гипотезы Хемингуэя могут быть подвергнуты критике, например сомнительное предположение о том, что пески и глины формировались за счет осадочного материала, поступавшего из разных источников сноса, а также утверждение, что каждый из рассмотренных морских циклов соответствует эрозионному циклу на суше. Тем не менее

в целом представление о связи цикличности с изменениями глубины моря и специфической химической средой, очевидно, является приемлемым. В связи с этим интересно отметить, что цикл, очень похожий на тоарский цикл Йоркшира, наблюдается в породах того же возраста на северо-востоке Франции [418], а домерский цикл и сильное изменение глубины моря на границе домерского и тоарского веков прослеживаются далеко за пределами Йоркшира [169].

Другие примеры циклической седиментации с образованием железняков описаны Рейдом [346] в докембрии района Ампи-Саунд на западе Австралии. Здесь различаются два типа циклических изменений разреза. В отдельных слоях, мощностью часто менее 3 *см*, наблюдается постепенный переход от прослоев с преобладанием гематита в основании к прослоям с преобладанием кварца в кровле.

Рейд сравнил эту текстуру с градационной слоистостью, причем в данном случае изменения выражаются скорее в различии удельных весов двух участвующих в сложении циклов минералов, чем в различии величины зерен.

Кроме этого, здесь имеет место правильное чередование циклов мощностью примерно 10—40 *м*, состоящих из слоев, обогащенных гематитом, и слоев, сложенных кристаллическими сланцами и кварцем. В разрезе, насчитывающем 17 таких циклов, некоторые литологические фазы местами отсутствуют, но ни одна из них не занимает несвойственного ей положения в цикле. Железные руды района Ампи-Саунд, по мнению Рейда, представляют собой кластические осадки, однако вопрос о происхождении цикличности он не рассматривал.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ЦИКЛЫ

Хотя пласты фосфоритовых конкреций присутствуют во многих осадочных циклах, формировавшихся в шельфовых морях, мы коснемся здесь лишь отложений, которые содержат мощные слои фосфоритов, имеющие промышленное значение.

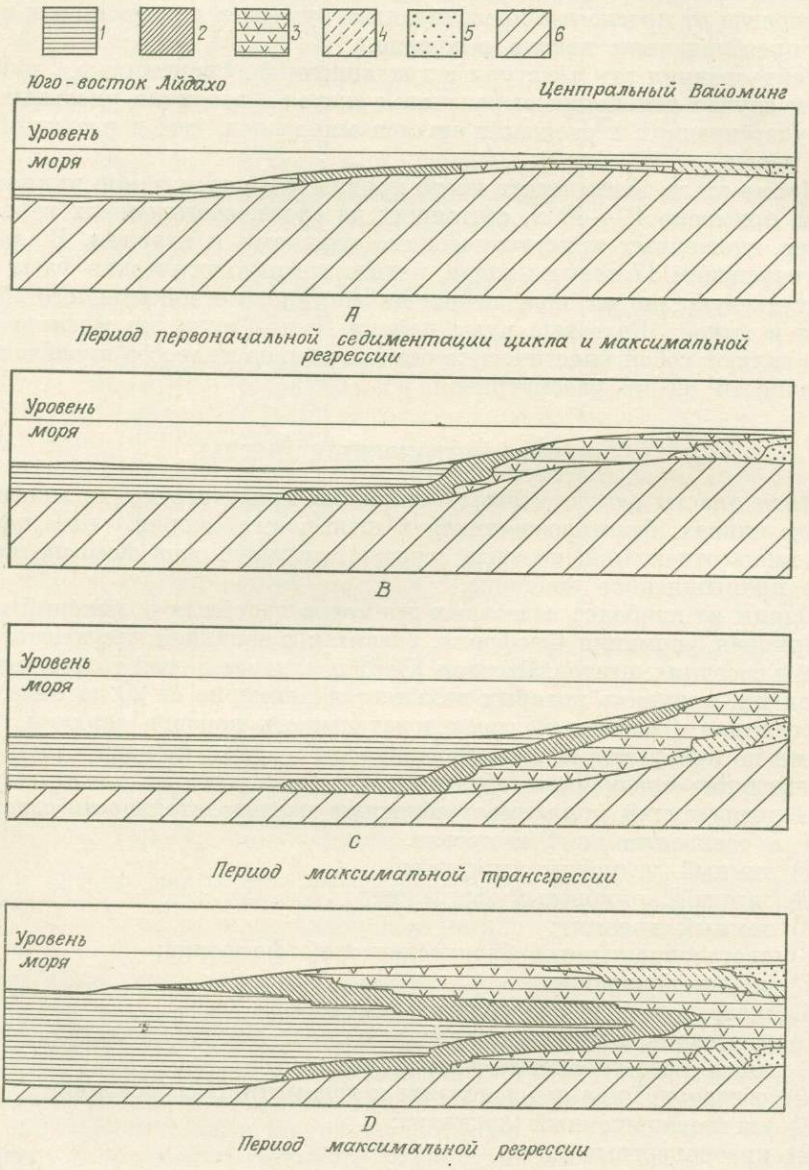
Одним из наиболее известных примеров подобных отложений является пермская формация Фосфория, развитая в западной части штата Вайоминг и соседних штатов. Шелдон [388] различает в этой толще два крупных цикла, мощность которых изменяется примерно от 20 до 60 *м*. Идеализированная (составная?) последовательность пород в верхнем цикле, которая не присутствует в полном виде ни в одном из конкретных разрезов, выглядит следующим образом:

Подстилающий цикл имеет обратную последовательность слоев, т. е. от 11 в основании до 1 в кровле.

11) темный углистый аргиллит;
10) темный комковатый фосфорит;
9) темный доломит;
8) светлоокрашенный биокластический фосфорит;
7) слоистый кремень;
6) желваковый и пластовый кремень;
5) переслаивающиеся светлоокрашенные биокластические известняки и известковистые песчаники;
4) светлоокрашенные доломиты и доломитистые песчаники;
3) светлоокрашенный аргиллит;
2) красноцветные слои;
1) конгломерат, перекрывающий эрозионную поверхность.

Шелдон считал, что все эти подразделения примерно соответствуют хроностратиграфическим горизонтам (time-rock horizons) и представляют собой трансгрессивные и регрессивные фазы, развитые в пределах про-

странственно ограниченных зон, каждая из которых характеризовалась специфической обстановкой седиментации. Эрозионная поверхность и конгломерат отвечают фазе максимальной регрессии, темный аргиллит — максимальной трансгрессии. Латеральные фациальные изменения подтверждают правильность такой интерпретации, показывая, что суша располагается на востоке, а глубокая часть бассейна — на западе (фиг. 75). Шелдон отметил, что в этих циклах наблюдается тенденция к нарушению симметрии, обусловленная тем, что верхняя половина последовательности развита более полно.



Фиг. 75. Объяснение образования крупных циклов, включающих фосфориты, в формации Фосфория, Вайоминг (по Шелдону [388]).

1 — глинистый сланец с фосфоритами; *2* — кремнистый сланец; *3* — карбонатная порода; *4* — светлоокрашенный аргиллит; *5* — красноцветные слои; *6* — предшествующие циклу породы.

Это привело Шелдона к мысли о том, что трансгрессии происходили более быстро, чем регрессии, однако примечательно, что трансгрессивно-регрессивные циклы часто характеризуются подобной асимметрией, при которой трансгрессивным фазам свойственна сравнительная конденсированность осадочного разреза. Эта асимметрия не всегда является отражением соответствующей асимметрии основного контролирующего фактора (см. стр. 189). По мнению Шелдона описанные им циклы, имеющие очень широкое территориальное распространение, явились результатом обусловленных тектоническими движениями колебаний глубины моря.

МЕЛКИЕ ЦИКЛЫ С БИТУМИНОЗНЫМИ ПРОСЛОЯМИ

Общей особенностью многих морских битуминозных глинистых сланцев, алевролитов и известняков является тонкая слоистость, выражающаяся в правильном чередовании органического вещества с прослоями минерального состава. Брэдли [53], видимо, был первым, кто высказал мысль, что такие пары слоев соответствуют годичным накоплениям осадков и, следовательно, представляют собой настоящие варвы (ленточные отложения). Брэдли изучил несколько примеров подобных отложений, в частности, из глинистых сланцев Дженеси (девон) штата Нью-Йорк, глинистых сланцев Ганнибал (миссисипий) Иллинойса, песчаника Хартсхорн (пенсильваний) Оклахомы и формации Модело (миоцен) Калифорнии. Средняя мощность варвов колеблется от 0,025 *мм* в формации Модело до 0,40 *мм* в сланцах Дженеси. В отличие от варвов ледниковых озер минеральные слои во всех рассмотренных Брэдли примерах не обнаруживают никаких признаков градационной слоистости, что исключает их образование в результате избирательного осаждения из суспензии в морской воде.

По представлениям Брэдли, темные органогенные прослои отражают осеннее и зимнее осаждение отмерших планктонных организмов, таких, как диатомеи и динофлагеллаты, которое следовало за летним периодом интенсивного их развития в поверхностных водах, — явление, подмеченное в некоторых крупных озерах. Брэдли считал маловероятным, что следующие одна за другой весенняя и летняя фазы продуцирования органики могли обусловливать возникновение не одного, а нескольких резко выраженных слоев ежегодно. В действительности же теперь известно, что ежегодно может наблюдаться несколько периодов расцвета диатомей и соответственно неоднократное отложение органического вещества, но лишние прослои обычно как таковые и воспринимаются [81].

Прямое подтверждение правильности основного положения концепции Брэдли, согласно которому слои, образующие пары, представляют собой годичный осадок, исходит из работ по современному осадконакоплению. Отложение осадков в эстуарии реки Клайд в Шотландии на протяжении ряда лет изучал Г. Мур [294], который сумел показать, что каждому году соответствует образование тонкого торфяного слоя мощностью не более 2 *мм* и светлого прослойка мощностью 3—7 *мм*. Очевидно, кремневые оболочки диатомей, слагающие основную массу органогенного вещества, быстро растворялись, так что еще на ранней стадии захоронения осадка исчезали даже следы органогенных структур. Это наблюдение может объяснить видимое отсутствие органогенной структуры в древних отложениях подобного состава. Еще одно подтверждение можно найти в работе Е. Зейбольда [381] об осадках эвксинского типа в одном из изолированных заливов Адриатического моря. Он обнаружил тонкую слоистость осадков в наиболее глубокой части залива, причем мощность слойков в среднем составляет около 0,25 *мм*. Как удалось доказать на основании исторических событий и сезонных колебаний клима-

та, эти слои являются годичными. Зейбольд установил, что светлые прослои отлагались летом, а темные, обогащенные органическим веществом и сульфидами железа, — в течение остального времени года.

Два других примера современных тонкослоистых осадков, в которых распознаются годичные циклы, представляют собой черные эвксинские илы Черного моря [22] и богатые диатомеями глины впадины Санта-Барбара у побережья южной Калифорнии, также отлагавшиеся в условиях недостатка кислорода [202].

В совокупности с данными по сходным отложениям, сформированным в озерной обстановке [314], приведенные нами примеры, вероятно, служат хорошим эмпирическим доказательством того, что представления Брэдли соответствуют истине, даже несмотря на отсутствие пока полного единодушия исследователей по вопросу о точном времени отложения слоев, обогащенных органикой. По-видимому, возможность неоднократного расцвета фитопланктона в течение года не может сколько-нибудь серьезно исказить эту картину.

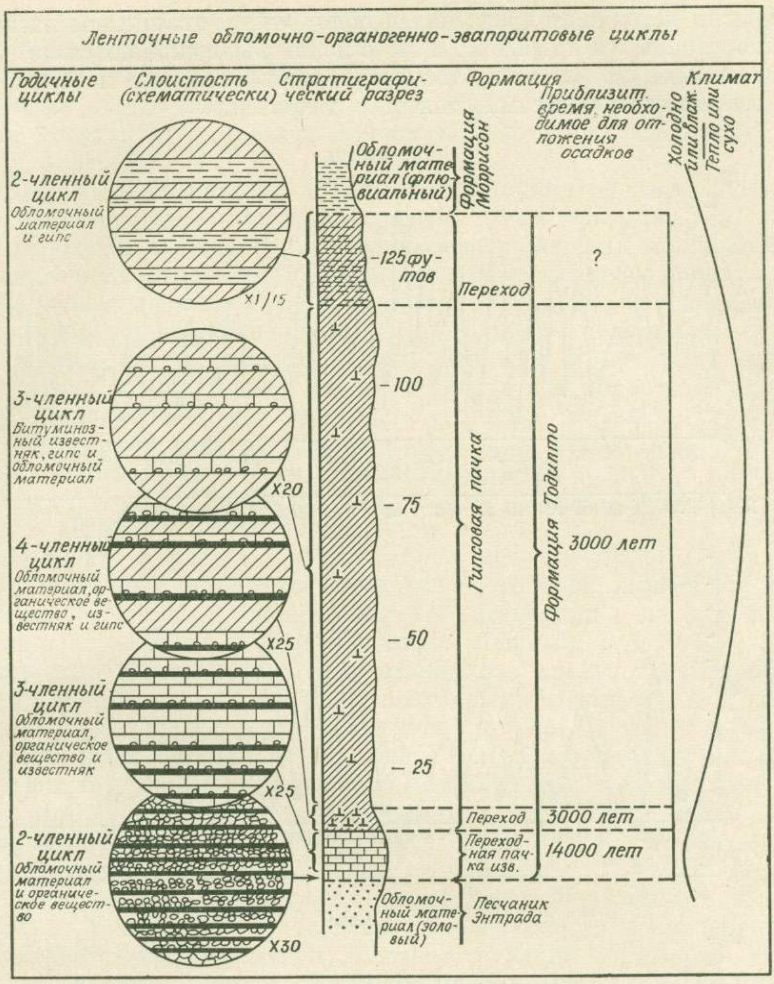
Недавно в работе, посвященной изобилующим диатомеями варвам центральной части Калифорнийского залива, Калверт [67] привел доказательства возможности совершенно иного их происхождения. В то время как интенсивность продуцирования фитопланктона в течение года остается примерно постоянной, речной сток сильно меняется от сезона к сезону. Возникновение ленточной слоистости в этом случае связывается, следовательно, с повышением скорости осадконакопления в результате летних паводков.

Термин «варвы» можно, не сомневаясь, использовать для обозначения мелких циклов рассматриваемого типа. С другой стороны, неразборчивое применение этого термина к любым другим типам тонкослоистых осадков (например, [237]) обесценивает его.

Вполне вероятно, что варвы, в состав которых наряду с минеральным входит прослой органического вещества, могут формироваться только в анаэробной или близкой к ней среде. Если же в придонных водах наблюдается обилие свободного кислорода, то бентонные организмы быстро уничтожают тонкую слоистость, а органическое вещество окисляется (ср. [66]). Хотя такие варвы могут формироваться на любой глубине, видимо, чаще они возникают там, где высока продуктивность органики, а именно в мелких прибрежных водах и шельфовых морях или в районах, испытывающих воздымание.

Кроме уже упомянутых, описано еще немало примеров слоистых толщ, интерпретируемых как древние морские ленточные отложения. Наиболее древние из них приурочены к докембрийским известнякам Нама в Юго-Западной Африке [238]. Тонкая слоистость этих известняков обусловлена двучленным чередованием в разрезе светлоокрашенных кальцитовых и обогащенных органическим веществом кварцевых прослоев. Осаждение кальцита было, очевидно, при этом основным фактором, контролировавшим изменения мощности годичных пар слоев. При изучении битуминозных сланцев, встречающихся в синем лейасе на юге Англии, в прозрачных шлифах обнаруживается, что они состоят из прослоев темного красновато-коричневого бесструктурного органического вещества мощностью 9—17 μ, чередующихся с глинисто-кальцитовыми прослоями мощностью 16—25 μ [168]. Некоторые из прослоев известняков также отличаются тонкой слоистостью, однако отдельные слои имеют здесь бóльшую, чем в предыдущем случае, мощность (в среднем 0,23 *мм*) в связи с повышенным содержанием кальцита.

На территории Северной Америки к ленточным образованиям, помимо тех примеров, на которые ссылался Брэдли, относятся слойки мощностью 0,1—0,2 *мм* в миоценовой формации Монтерей, Калифорния [55]

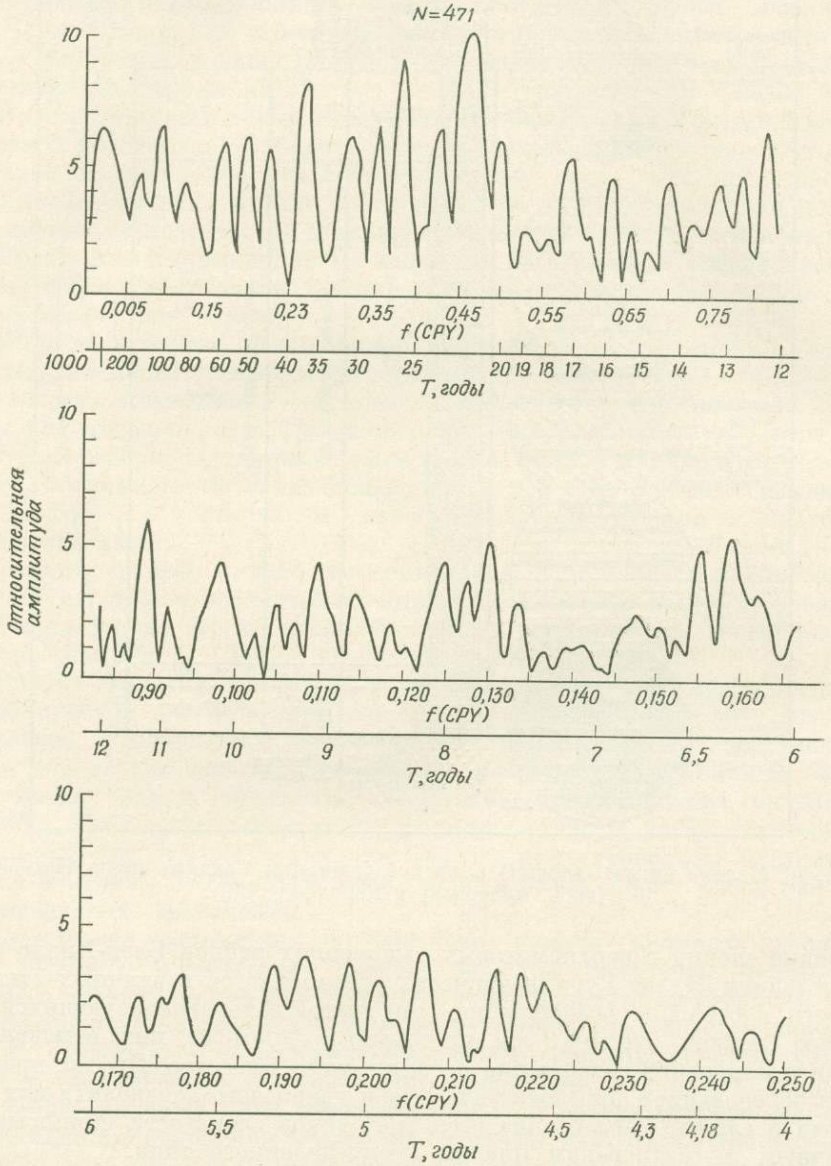


Фиг. 76. Мелкие циклы (варвы?) в юрской формации Тодилто штата Нью-Мексико (по Р. Андерсону и Керкланду [13]).

и тонкие слойки в верхнемеловых отложениях района Блэк-Хиллс [359]. В последнем случае Руби фактически установил три различных типа слоистости, постепенно замещающих один другой и характеризующихся мощностью слойков около 0,2 *мм*, но только в одном из них отмечено послойное изменение содержания органического вещества. Другие представлены чередованием прослоев кальцита и кварцевого алевролита или алевролита и глины. Образование всех трех типов слоистости приписывалось годичным климатическим циклам неопределенного типа.

Р. Андерсон и Керкланд [13] описали известняковые варвы из юрской формации Тодилто в Нью-Мексико, состоящие из трех компонентов. Наиболее мощный из них образован прослойками известняков изменчивой мощности, в среднем составляющей 0,13 *мм* (фиг. 76). Как считали Р. Андерсон и Керкланд, эти прослойки отлагались летом, в условиях высокой температуры, сильного испарения и/или действия фотосинтеза. Органогенные прослои, описанные как сапропелевые, отличаются большим постоянством мощности, в среднем составляющей 8 μ. В подчиненном количестве они содержат обрывки сосудистых растений и рассматриваются как осенне-зимние слои, возникавшие в результате отмирания планк-

тона. Третий компонент представлен обломочным кварцевым песком, прослои которого хотя и прерывисты, но в целом выдерживаются по площади. Вероятнее всего, это зимние отложения, происхождение которых связано как с эоловыми процессами, так и с течениями.



Фиг. 77. Спектр амплитуд ленточных отложений верхнедевонских сланцев Айртон (по Р. Андерсону и Купмансу [14]).

Ленточные отложения вызывают особый интерес у тех исследователей, которые рассчитывают обнаружить существование в прошлом солнечных циклов различной продолжительности. Бесспорно, наиболее известны одиннадцатилетние солнечные циклы [237, 12], однако различные данные позволяют утверждать, что существует много других более крупных периодов солнечной активности. Предполагается, что солнечные цик-

лы влияли на погоду и, следовательно, в конечном счете на толщину древесных годичных колец и мощность варвов. Так, усиленное выпадение дождей приводит к увеличению мощности кластических прослоев органоалевритовых варвов в некоторых озерах СССР [391]. Температурные изменения могут контролировать мощность хемогенных осадков, входящих в состав варвов.

Вопрос о климатических циклах и их влиянии на осадконакопление будет специально рассмотрен в последней главе. Здесь же мы коснемся только проблемы выявления периодичности изменения мощностей в разрезах ленточных отложений, связанных с морскими осадочными образованиями, исключая эвапориты. Предпринимались многочисленные попытки выявления такой периодичности в ленточных отложениях всех типов, на основе частных оценок аномальной мощности, но все они в силу своей недостаточной объективности не могут считаться убедительными. Более точный анализ может быть проведен с помощью статистических методов, таких, как анализ спектра интенсивности или анализ временного ряда, которые должны применяться при исследованиях подобного типа во всех возможных случаях с целью отделить «шумы» стохастической природы от истинных неслучайных «сигналов» (см. гл. 1).

Е. Зейбольд и Вигерт [383], пользуясь методом анализа рядов Фурье, изучили ленточные отложения Адриатического моря, описанные в 1958 г. первым из названных исследователей, и установили в их разрезе слабо выраженные периоды с длительностью, близкой к 6, 8, 11 и 14 годам. Р. Андерсон и Купманс [14] провели анализы спектров интенсивности и амплитуд некоторых мощных толщ ленточных отложений. Они, например, обнаружили, что варвы верхнедевонских сланцев Айртон, Альберта [12], по данным обоих методов, характеризуются выразительными максимумами, соответствующими на временной оси 22 годам, а с помощью анализа спектра амплитуд в этих отложениях фиксируются менее крупные максимумы, приуроченные к отметкам 11+, 12+, 8+ и 6+ лет (фиг. 77). Воспользовавшись данными Корна и Мартина [238], Р. Андерсон и Купманс проанализировали также разрез ленточных отложений в известняке Нама. Устойчивой длительной направленности выявлено не было, хотя отмечен слабый максимум, соответствующий примерно столетию, однако он затеняется более сильными максимумами, отвечающими 25 и 12 годам. Группа высоких пиков наблюдается в интервале 6—8 лет, другие максимумы соответствуют отметкам 3, 7 и 2 года.

ГЛАВА 8

Обстановки осадконакопления в эпиконтинентальных морях. III

ЭВАПОРИТОВЫЕ ЦИКЛЫ

В условиях климата, характеризующегося преобладанием испарения над выпадением атмосферных осадков, отложение эвапоритов может происходить в континентальных водоемах, таких, как озера, однако не приходится сомневаться, что в геологическом прошлом основные залежи эвапоритов формировались в результате осаждения из морских вод. Хотя обстановку осадконакопления в этом последнем случае можно классифицировать как эпиконтинентальное море, оно не обязательно было мелководным, как мы увидим, когда рассмотрим происхождение некоторых мелкомасштабных циклов.

Происхождение и распространение эвапоритовых отложений со всей полнотой описано в других работах [47, 54, 267, 406]. Здесь же мы сосредоточим свое внимание на некоторых характерных особенностях седиментационных бассейнов, имеющих непосредственное отношение к происхождению цикличности разрезов, которые будут описаны ниже.

Стюарт [406] различает два типа областей осадконакопления. Первому из них, примером которого служит Цехштейновое море северной Европы, свойственно появление все более растворимых солей в направлении к центру бассейна, что свидетельствует о наличии на глубине более концентрированных рассолов. Второй тип, представленный зарифовыми гуадалупскими эвапоритами Делавэрского бассейна Техаса и Нью-Мексико, отличается тем, что более растворимые соли тяготеют к удаленной от зоны сочленения с океаном части водоема, а это указывает на последовательное увеличение концентрации рассола благодаря испарению в процессе движения морских вод по направлению к суше.

Всеобщее признание приобрело представление о том, что солеродные бассейны должны быть частично изолированы от открытого моря каким-либо порогом или валом, что дает возможность объяснить увеличение концентрации рассолов. В противном случае концентрированные рассолы оттекали бы в океан благодаря существованию обратных течений. В то время как большинство исследователей имели в виду физический барьер, как, например, органический риф, песчаный бар или поднятие коренных пород морского дна, Скретон [377] доказывал возможность существования динамического барьера, возникающего благодаря трению между водными массами различной плотности, наподобие того, как это происходит в реке Миссисипи; эффективность такого барьера возрастает по мере сокращения сечения канала, соединяющего солеродный бассейн с открытым морем. Следовательно, приходится считать, что такой барьер находится в состоянии динамического равновесия, испытывающего влияние изменений таких факторов, как температура, давление ветра и уровень моря, каждый из которых воздействует на плотность воды в данном районе.

С опровержением традиционных взглядов выступили недавно в своей работе, посвященной раннекембрийскому эвапоритовому бассейну Сибирской платформы, Н. А. Архангельская и В. Н. Григорьев [25]. Они показали, что, хотя современные солеродные бассейны, такие, как залив

Кара-Богаз-Гол, отвечают баровой гипотезе, она не всегда верна применительно к геологическому прошлому, когда в отличие от наших дней в пределах аридных поясов существовали обширные мелководные эпиконтинентальные бассейны. Эти исследователи создали теоретическую модель, в которой отказались от идеи использования прибрежных баров и предположили, что поступавшая в солеродный бассейн вода уже имела повышенную соленость; не остановившись на этом, они продемонстрировали, как их прогнозы, вытекающие из данной модели, согласуются с действительно наблюдающимся распределением солей различного типа в нижнекембрийской соленосной толще Сибири.

Согден [411] на основании гидрологического изучения Персидского залива пришел к выводу, что баровая теория остается, по-видимому, в силе для объяснения образования в геологическом прошлом калийных солей, но в ней нет необходимости при толковании происхождения сульфатов кальция и галита. Обширные отмели также могли затруднять циркуляцию воды в крупных, частично изолированных мелководных морях, приводя к осаждению этих эвапоритов.

Прежде чем перейти к рассмотрению древних эвапоритовых циклов, полезно отметить, что происходит и происходило в послеледниковое время в известном заливе Кара-Богаз-Гол [106].

Кара-Богаз-Гол по-существу представляет собой испарительную ванну площадью 18 000 *км*^{2}, соединяющуюся с Каспийским морем (которое питает ее водой) посредством пролива Кара-Богаз-Гол, ширина которого непостоянна из-за наличия песчаных кос. Приток воды в Кара-Богаз-Гол через этот пролив определяется целиком превышением уровня Каспийского моря относительно уровня воды в заливе. За последние 30 лет уровень моря упал почти на 3 *м*, что обусловлено множеством причин, которых нет необходимости касаться в нашей работе. Это привело к увеличению концентрации поверхностных слоев рассола в заливе, причем наиболее высокие концентрации наблюдаются в его северной и северо-восточной частях, в наибольшем удалении от пролива.

Состав выпадающих в осадок солей, естественно, меняется в зависимости от концентрации рассола. В так называемой зоне промежуточной концентрации летом выпадают галит и эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), а зимой мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 4H_2O$). Весной отмечается снижение концентрации рассола. Верхний солевой пласт подстилается серией более древних слоев. Она состоит из трех пластов смешанного солевого состава, включая галит, разделенных горизонтами гипсоносных карбонатных илов с каспийской фауной. Это чередование увязывается с трансгрессивно-регрессивными циклами послеледникового времени, причем периодам трансгрессий отвечают карбонатные илы, а регрессиям — смешанные соли.

Прежде чем заняться циклами, сложенными преимущественно эвапоритами, будет уместным познакомиться с многочисленными случаями, когда эвапориты играют в составе цикла второстепенную роль, образуя переходную группу между собственно эвапоритовыми циклами и циклами, описанными в двух предыдущих главах.

КРУПНЫЕ ЦИКЛЫ, В КОТОРЫХ ЭВАПОРИТЫ ИГРАЮТ ПОДЧИНЕННУЮ РОЛЬ

Термин «крупный» в данном случае означает, что из рассмотрения исключаются циклы, измеряемые сантиметрами или миллиметрами. Характерная особенность крупных циклов с подчиненным развитием эвапоритов заключается в том, что галит и калийные соли в них редки или вообще отсутствуют; выпаривание рассола обычно не шло дальше стадии

осаждения сульфата кальция (или более растворимые соли были вторично растворены).

Важная группа верхнепалеозойских циклов была в последние годы обнаружена в результате разведочных работ на нефть в северной части Великих равнин Северной Америки, соответствующей Уиллистонскому бассейну, который охватывает территорию Саскачевана, Манитобы, Северной Дакоты и соседних штатов. Эти циклы сложены преимущественно карбонатными породами с подчиненными им глинистыми сланцами и эвапоритами.

Обобщенное описание девонских циклов было выполнено Андричуком [17], который установил различие между «идеализированными» (составными?) циклами, формировавшимися в условиях режима открытого моря, с одной стороны, и прибрежных условиях, — с другой. Разрезы этих циклов приведены в табл. 30, однако следует иметь в виду, что рас-

Таблица 30

Циклы, сформированные в обстановке открытого моря и прибрежных условиях
(по Андричуку [17])

Известняково-эвапоритовый цикл „открытого моря“	„Прибрежный“ доломито-эвапоритовый цикл
Плотные или содержащие окаменелости обломочные известняки	Черный битуминозный доломит
Бурые плотные и сахаровидные известняки	Зеленые и каштановые доломиты
Ангидрит	Серые и красновато-серые доломиты
Соль (редко)	Красные, бурые, зеленые доломиты
Ангидрит	Глинисто-алевритовые доломиты
Желтовато-бурые и бурые плотные известняки	Доломитисто-глинистый ангидрит
Зеленые и бурые слабоглинистые известняки	Бурые и красные доломиты
Бурый сахаровидный известняк	Зеленые доломиты
Известняки плотные до сублитографских	Желтовато-бурые и бурые плотные доломиты
Известняки плотные до кристаллических с небольшим количеством окаменелостей	Плотные, бедные окаменелостями, или обломочные доломиты с окаменелостями
Обломочный известняк с окаменелостями	

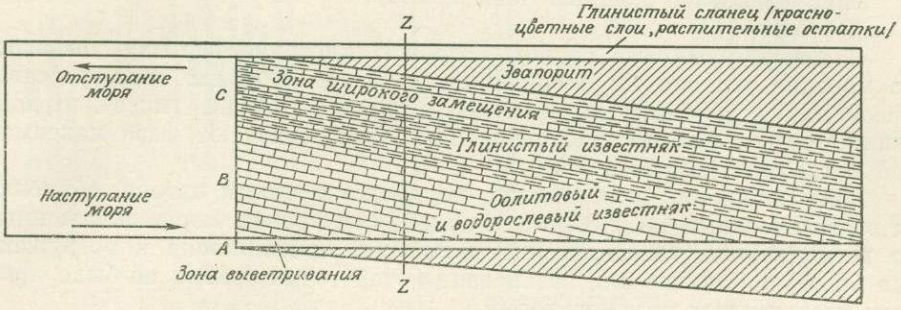
положение в ней отдельных подразделений того и другого разреза на одинаковом уровне отнюдь не подразумевает их полной одновозрастности.

Из таблицы видно, что в направлении древней береговой линии уменьшается количество эвапоритов, известняки замещаются доломитами и возрастает относительное содержание обломочного материала. Как утверждает Андричук, рассматриваемые карбонатно-эвапоритовые циклы могут быть прослежены на расстоянии нескольких сотен миль.

Сходные циклы мощностью порядка нескольких десятков метров описаны Бейлли [28] в составе девонской группы Манитоба Уиллистонского бассейна, правда, чередование литологических разностей в них характеризуется иной последовательностью. Базальные слои имеют небольшую мощность и состоят из глинистых сланцев красной и зеленой окраски. Они залегают с резким контактом на подстилающих слоях, если последние представлены биогермными известняками, и имеют постепенный переход к верхним слоям предыдущего цикла, если те сложены ангидритом (такой переход чаще наблюдается на глубине). Вверх по разрезу базальные глинистые сланцы постепенно сменяются глинистыми

известняками, обычно тонкослоистыми и доломитизированными, которые в свою очередь переходят в рифоидные слои с кораллами и строматопороидеями. Бейлли, подобно Андричуку, доказывает широкую латеральную выдержанность циклов в пределах бассейна.

Андричук и Бейлли пришли к общему выводу, что эвапориты отражают периоды полузамкнутого состояния морского бассейна, в то время как карбонатные породы указывают на свободную циркуляцию мор-



Фиг. 78. Идеализированное изображение крупных карбонатно-эвапоритовых циклов в известняках Мэдисон Саскачевана (по Фуллеру [151]).

ских вод. Появление местами в породах обломочного материала связано либо с близостью береговой линии, либо со слабыми тектоническими движениями в области примыкающих к бассейну поднятий суши. По мнению Андричука, периодическое отшнуровывание бассейна от открытого моря, когда при существовавших климатических условиях испарение превосходило поступление в бассейн вод нормальной солености, обусловливались либо понижениями уровня моря, либо положительными тектоническими движениями в районе развития рифов к северу от зоны формирования эвапоритов.

Циклы, не отличающиеся по типу от описанных и имеющие ту же мощность порядка нескольких десятков метров, наблюдаются и в вышележащих миссисипских отложениях того же региона [151, 18].

Идеализированный цикл Фуллера схематически иллюстрируется на фиг. 78. Слой *A* состоит из переработанной коры выветривания аргиллитов, местами содержащей текстурные элементы, напоминающие отпечатки корней. Они позволяют сделать предположение о наличии субаэральной поверхности перерыва. Слой *B*, фаза оолитовых и водорослевых известняков, формировавшихся в чистых водах, содержит морские окаменелости и отвечает трансгрессии моря. Слой *C*, глинистый известняк с прослоями глинистых сланцев, отражает начало регрессии, продолжение которой находит свое выражение в формировании ангидрита слоя *D*. Семь таких циклов выделяются в известняке Мэдисон, причем эвапоритовые слои в них выклиниваются по направлению к центру бассейна и находятся в диахронных соотношениях с перекрывающими глинистыми сланцами.

Циклы группы Мэдисон рассматривались также Андричуком [18]. По его мнению, оолиты свидетельствуют о крайне мелководных условиях осадконакопления и смена их в разрезе ангидритом естественна, поскольку бассейн все больше отчленялся от открытого моря. Как и в случае девонских циклов, причины такого отчленения могут быть различными. Это или периодические изменения уровня моря, или поднятие отдельных участков в зоне развития органических рифов, или тектонические движения, влиявшие на характер циркуляции вод в бассейне в целом.

В различных районах США были описаны примеры несколько иных циклов глинисто-карбонатно-ангидритового состава. Хэм [178] выделил четыре таких цикла в среднепермской формации Блейн Оклахомы, мощность каждого из которых измеряется несколькими метрами. Хэм дал следующую составную последовательность этих циклов:

зеленый глинистый сланец;
красный глинистый сланец;
гипс (наиболее мощный член цикла);
доломит.

Зеленые глинистые сланцы содержат хистрикосферы, указывающие на морские условия их накопления, и объединяются с трансгрессивной фазой, представленной доломитами и нижней частью гипсов. Красные глинистые сланцы, по предположению Хэма, отвечают фазе максимальной регрессии (фиг. 79).

Происхождение этих циклов, по представлениям автора, объясняется эвстатическими поднятиями и падениями уровня моря, наложенными на региональные тектонические движения, приводившие к погружению дна бассейна. Однако для обоснования этой точки зрения не было приведено независимых подтверждений.

Глинисто-гипсовые циклы в юрской формации Кармел штата Юта, значительно колеблющиеся в мощности, от 3 до 70 *м*, были подобным же образом увязаны с трансгрессиями и регрессиями береговой линии, причем гипс отлагался в отчлененном от открытого моря бассейне в условиях повышенной солености и указывает на регрессивную фазу [348]. Похожие циклы распространены в триасовой формации Моенкопи штата Аризона [283].

Наконец, некоторые циклы верхнеюрских пурбекских слоев южной Англии были отнесены Ширманом [387] к так называемым «седиментационно-раннедиагенетическим циклам сабхи». Основываясь на сравнении с побережьем Персидского залива (Договорный Оман), он допускал здесь чередование обстановок седиментации, при котором лагунные осадки вверх по разрезу переходили в водорослевые покровы приливной зоны, а последние — в осадки засоленных маршей с диагенетическим сульфатом кальция. Ширман предполагал, что многие другие древние эвапориты могли иметь подобное происхождение, даже те из них, что включают в свой состав калийные соли.

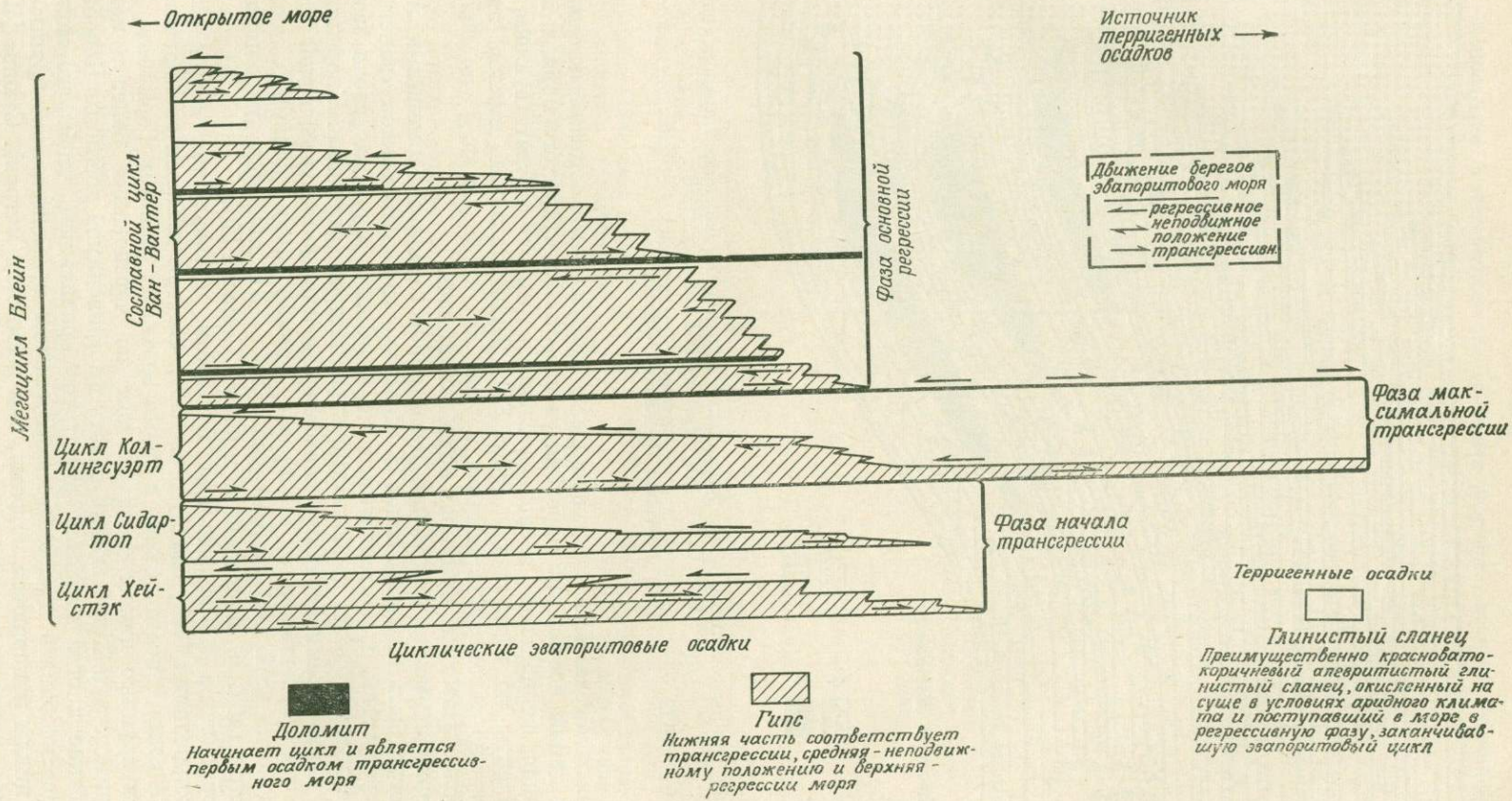
ЦИКЛЫ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ ЭВАПОРИТОВ

Крупные и промежуточные циклы

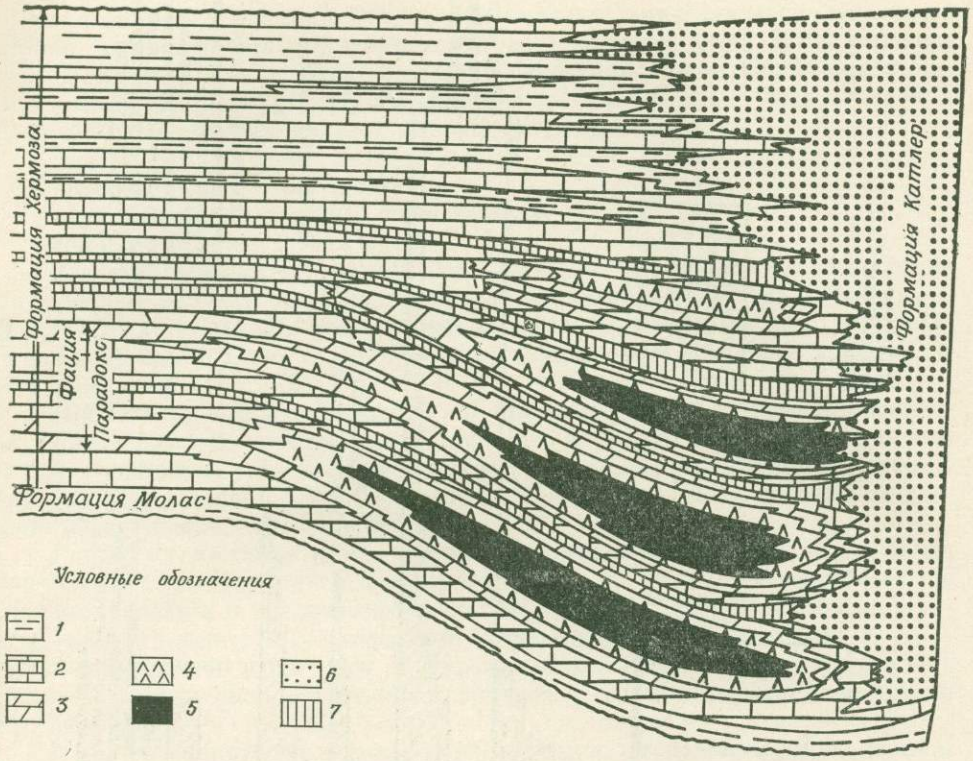
Симметричные циклы, включающие галит, распространены в пенсильванских породах бассейна Парадокс, который простирается от центральной части штата Юта до района Фор-Корнерс на юго-западе США. Хермэн и Баркелл [189] следующим образом представляют «простую идеальную циклотему» в толще Парадокс:

известняк;
доломит;
ангидрит;
галит;
ангидрит;
доломит;
известняк.

Мощность таких циклов имеет порядок нескольких десятков метров. Наиболее важная особенность их заключается в наличии переслаивающихся с эвапоритами черных глинистых сланцев. Последние содержат



Фиг. 79. Гипсоносные циклы в пермских отложениях Оклахомы (по Хэму [178]).



Фиг. 80. Циклы с галитом в пенсильванских отложениях бассейна Парадокс, западная часть США (по Хермэну и Баркеллу [189]).

1 — красноцветные слои; *2* — известняк; *3* — доломит; *4* — ангидрит; *5* — галит; *6* — аркозовый песчаник; *7* — черный сланец.

конодонты, беззамковые брахиоподы и растительные остатки. Латерально эти циклы постепенно переходят в известняки открытого моря, и вертикальная фациальная последовательность имеет соответствующие ей эквиваленты по горизонтали (фиг. 80). Происхождение циклов этого типа лучше рассмотреть позднее в этой же главе, когда речь пойдет о наиболее известных примерах подобных циклов.

Верхнепермские отложения цехштейнового моря Германии и Англии могут быть сгруппированы в несколько крупных циклов трансгрессий и регрессий, характеризуемых чередованием в разрезе слоев эвапоритов с доломитовыми карбонатами и глинистыми сланцами. Корреляция между двумя этими странами неизбежно является литологической и основана на предположении, что время формирования калийных солей одинаково на всей этой территории. Табл. 31 является упрощенным вариантом табл. 19, приведенной в работе Стюарта [406].

Корреляция, заимствованная Стюартом, принадлежит Лотце [268]. Иная корреляция [405] сводится к тому, что три главных эвапоритовых цикла Англии сопоставляются с тремя верхними циклами Германии.

Эти крупные циклы сами состоят из чередования более и менее растворимых солей, как можно видеть из приводимой таблицы. Подобное чередование иногда является достаточно правильным, чтобы его можно было рассматривать в качестве цикличности промежуточной крупности (чаще циклы измеряются метрами, чем десятками метров). Стюарт [407], например, подразделил нижние эвапориты Фордона в Йоркшире на три

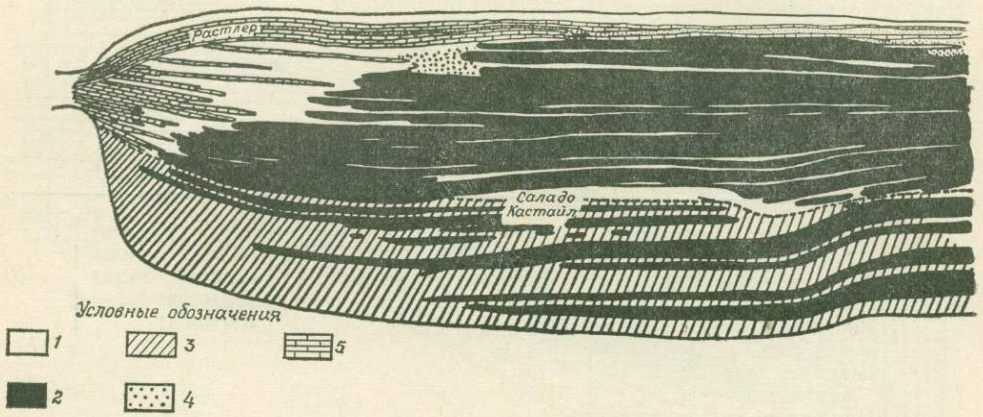
Таблица 31

Корреляция цехштейновых эвапоритовых разрезов Англии и Германии

Слои	Ганновер и Тюрингия		Район Уитби, Англия	
	Приблизительная мощность, *м*			
	Верхняя цехштейновая глина	5	Верхний пермский мергель	до 200
Четвертый эвапорит	Пограничный ангидрит и соленосная глина Самая молодая каменная соль Пегматитовый ангидрит	125	Ангидрит кровли	1
	Молодая (красная) соленосная глина	16	Соленосная глина	3
Третий эвапорит	Соленосная глинистая брекчия Верхняя молодая калийная залежь Верхняя молодая каменная соль Нижняя молодая калийная залежь Нижняя молодая каменная соль Главный ангидрит	210	Верхние эвапориты: Верхний галит; Калийная зона; Нижний галит; Ангидрит; Карбонат	50
	Древняя (серая) соленосная глина		Карналлитовый мергель	15
Второй эвапорит	Каменная соль кровли Древняя калийная залежь Древняя каменная соль Базальный ангидрит	85	Средние эвапориты: Верхний галит; Калийная зона; Нижний галит; Галит — ангидрит; Ангидрит	90
	Главный доломит и вонючий сланец с илом Основной конгломерат	10	Верхний магнезиальный известняк (частично мергель)	50
Первый эвапорит	Верхний средний цехштейновый ангидрит Древнейшая каменная соль Нижний средний цехштейновый ангидрит	95	Нижние эвапориты: Верхний галит — ангидрит; Верхний ангидрит; Нижний галит — ангидрит; Нижний ангидрит	до 300+
	Цехштейновый известняк Медистый сланец Цехштейновый конгломерат	4 0,3 2	Нижний магнезиальный известняк с некоторым количеством ангидритовых базальных песков, брекчий мергелей	120±

цикла, причем границы циклов выражаются сменой вверх по разрезу более растворимых солей менее растворимыми.

Так, в нижнем цикле намечается переход базального карбоната в ангидритовую подзону, а этой последней — в галит-ангидритовую подзону с последующим переходом ее в другой ангидрит, отмечающий начало следующего цикла. Эти переходы в разрезе повсюду характеризуются относительной резкостью, придавая циклам общую асимметричность. Такая особенность не является редкостью для цехштейновых эвапоритовых циклов. Борхерт и Мьюр [47] отмечают, например, что



Фиг. 81. Крупные эвапоритовые циклы в пермских отложениях Техаса и Нью-Мексико (по Адамсу [1]).

1 — ангидрит, гипс; *2* — соль; *3* — полосчатый ангидрит; *4* — песок; *5* — доломит, известняк.

во втором эвапоритовом слое Нижней Саксонии вверх по разрезу основного бассейна наблюдается сравнительно быстрый переход от высокорастворимых солей через ангидрит к глинам.

Пермские эвапоритовые отложения Техаса и Нью-Мексико приурочены к серии Очоа, которая подразделяется на три формации мощностью несколько сотен метров каждая: Кастайл, Саладо и Растлер [243, 230]. Формация Кастайл состоит в основном из ангидритов и приурочена к территории бассейна Делавэр. Галит преобладает в залегающей выше формации Саладо, которая в подчиненном количестве также содержит калийные соли. Отложения последней развиты на значительно большей площади, чем формация Кастайл, вероятно, в результате меньшей тектонической активности. Формация Растлер залегает с несогласием на подстилающих отложениях Саладо и отмечает возврат к сульфатной и карбонатной фациям. Можно думать, что эти формации соответствуют основным циклам цехштейна. Внутри каждой формации наблюдаются многократные переслаивания сульфата кальция и галита мощностью порядка нескольких метров, которые можно сравнивать с промежуточными циклами цехштейна ([1], фиг. 81).

Рассмотренная выше циклическая последовательность, включающая карбонаты, которые почти несомненно являются хемогенными осадками, явно указывает на периодические изменения солености вод, колебавшейся от нормальной или несколько повышенной, при которой осаждались карбонаты, до очень высокой, при которой из рассолов выпадали калийные соли и сложные хлориды. Кроме этих положений, с которыми все согласны, интерпретация в некоторой степени зависит от принимаемой исследователем модели среды осадконакопления, а именно от того, рассматривается ли она как отграниченный от открытого моря статиче-

ским или динамическим баром бассейн или является просто морским мелководным шельфом, совсем лишенным баров.

Лотце [267], а также Борхерт и Мьюр [47] предпочитали в качестве контролирующего фактора тектонические движения в баровой зоне, по существу не учитывая при этом возможности иных объяснений. Поднятие обусловливало все возрастающее ограничение морской циркуляции, что вызывало повышение солености вод в условиях аридного климата, в то время как опускание сопровождалось возвратом обстановки открытого моря или по крайней мере условий меньшей солености вод. Привлекательность этой гипотезы, если согласиться со свойственными ей общими представлениями о среде осадконакопления, заключается в том, что слабые тектонические движения в ограниченном по площади районе приводили к охватывающим очень широкие территории изменениям концентрации солей в водах и их осаждению. С другой стороны, нет прямых доказательств существования физического барьера в цехштейновом бассейне.

Изменения, обусловленные якобы тектоническими движениями в баровой зоне, могут быть объяснены в равной степени слабыми изменениями уровня моря, и непосредственные доказательства этого мы можем получить, сославшись на разрез послеледниковых отложений залива Кара-Богаз-Гол. К сожалению, в настоящее время трудно, если вообще возможно, получить прямое подтверждение рассматриваемой гипотезы посредством межконтинентальной корреляции ввиду незначительного количества окаменелостей, которые имели бы стратиграфическое значение. Отмечается, однако, момент, позволяющий склоняться к мысли о правильности эвстатической гипотезы.

Асимметричность некоторых циклов уже упоминалась: постепенная смена осадков вверх по разрезу цикла все более растворимыми солями завершалась сравнительно резким переходом к менее растворимым солям. Это воспринималось как указание на один из следующих процессов: относительно быстрое погружение бара (и предположительно всего бассейна в целом) или сравнительно резкое поднятие уровня моря, за которым следовал медленный рост бара, сопровождаемый или не сопровождаемый падением уровня моря (по Стюарту, заимствовано из работы [177]). Другими словами, асимметрия циклов подразумевает соответствующую асимметрию механизма, контролирующего осадконакопление. Мы наблюдали сходную асимметричность морских циклов других типов, в которых после тщательного изучения устанавливается, что *трансгрессивная* часть циклической последовательности более конденсирована по сравнению с *регрессивной* частью. При рассмотрении этих циклов были разобраны причины, вследствие которых при изменениях уровня моря должно наблюдаться именно такое явление (см. стр. 189). Подобным образом, вероятно, может быть объяснена асимметричность эвапоритовых циклов, причем трансгрессивными слоями оказываются в случае крупных циклов карбонаты открытого моря, а в случае циклов промежуточной мощности — менее растворимые в воде соли. (Поступление в бассейн осадконакопления менее соленых морских вод могло подчеркивать асимметрию цикличности, ввиду того что обеспечивало вторичное растворение выпадавших перед этим в осадок солей). Следовательно, если изменения уровня моря являлись основным фактором, контролировавшим характер цикличности, то с подобной же скоростью могли действовать тектонические движения.

Если же концепция топографического бара отклоняется в связи с принятием модели динамического барьера Скретона [377] либо гипотезы Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьева [25], то изменение уровня моря обусловливает наиболее вероятный механизм, контролировавший

цикличность. Климатический контроль, включающий изменения температуры или условий выпадения осадков, кажется нам наименее вероятным по следующим причинам. Если атмосферная температура на всей площади бассейна осадконакопления возрастала, повышалось и испарение, что вело к соответствующему усилению компенсационного течения из открытого моря, которое препятствовало увеличению солености вод. Непосредственным результатом этого процесса, очевидно, было скорее увеличение мощности данного солевого слоя, нежели переход к более растворимым солям. Если климат становился более гумидным, вероятно, увеличивалось поступление в бассейн пресных вод, приносимых потоками с суши, что сказывалось на понижении солености вод. Однако, чтобы в таком большом бассейне, каким является Цехштейновое море, предполагаемые климатические изменения имели не только локальный эффект, они должны быть действительно очень значительными. В то время как можно себе представить существование действительно крупных изменений влажности и/или температуры, связанных с позднепалеозойским оледенением и имевших воздействие на европейские и североамериканские пермские эвапориты, мы тем не менее должны объяснить еще природу крупных циклов, относящихся к другим геологическим периодам, и здесь нам кажется более выгодным предварительно избрать механизм либо тектонического, либо эвстатического контроля, когда небольшие изменения могут иметь значительное воздействие на осадочный разрез.

Там, где соли переслаиваются с обломочными отложениями, действие климатического контроля кажется нам наиболее вероятным. Флинт и Гейл [137] описали позднеплейстоценовые осадки озера Серлс, Калифорния, и, используя определения абсолютного возраста осадков радиоуглеродным методом, сумели показать, что илы были отложены в плювиальную фазу, соответствующую висконсинскому оледенению. Эти отложения перекрываются эвапоритами, которые осаждались в последующую аридную фазу.

Мелкие циклы

Часто наблюдается, что крупные или промежуточные эвапоритовые циклы сами сложены мелкими циклами, которые измеряются миллиметрами или сантиметрами. Адден [428] одним из первых отметил их присутствие в своем описании тонкослоистых (слои измеряются миллиметрами) ангидритов формации Кастайл в Техасе, но с тех пор мелкие циклы были описаны в самых различных отложениях. Кроме пермских эвапоритов Делавэрского и Цехштейнового бассейнов, по которым имеется обширная литература, мелкие эвапоритовые циклы наблюдались в верхнесилурийских отложениях штата Мичиган [87], в верхнедевонских осадках Припятского соленосного бассейна СССР [386], в юре штата Нью-Мексико [13] и олигоцене долины Рейна [47], причем этот список вряд ли является сколько-нибудь исчерпывающим.

Эти циклы обычно имеют в своем составе два компонента, но могут состоять и из четырех, как обнаружил Стюарт [407] в цехштейновом нижнем эвапорите Фордона, Йоркшир. Широкие колебания возможного петрографического состава [259] на примере эвапоритов Делавэрского бассейна были хорошо показаны Лангом, предположившим, что каждый слой представляет собой сезонное явление. Диапазон изменения минералогического состава осадков в различные времена года приведен в табл. 32. Из таблицы можно видеть, что если и летом и зимой в осадок выпадали галит и ангидрит, то никакой слоистости не образовывалось. Считалось, что прослои органического вещества приурочены к основанию циклов и представляют собой в основном зимние образования.

Таблица 32

Диапазон изменения минералогического состава осадков в различные сезоны
(Делавэрский бассейн, [259])

Местоположение	Слой	Минералогический состав осадка[1]
Кастайл	Летний слой	*C, Ca Ca A A A*
	Зимний слой	*C, Ca C, Ca C, Ca Ca, A A*
Саладо	Летний слой	*A A A H H H*
	Зимний слой	*A M M, G M, G H S*

[1] *C* — органическое вещество; *Ca* — кальцит; *M* — магнезит; *G* — гипс; *A* — ангидрит; *H* — галит; *S* — сильвин.

Кроме чередования различных типов хемогенных осадков, может наблюдаться переслаивание эвапоритов и обломочных слоев, как в ангидрите кровли (Top Anhydrite) пермских отложений Йоркшира [405]. Эти слои могли быть также результатом действия сезонных процессов и связаны либо с периодическим поступлением в бассейн пресных вод, либо с периодической деятельностью ветра, доставлявшего пылеватый материал с суши.

Примечательной особенностью этих циклов является увеличение их мощности по мере возрастания растворимости слагающих их солей (калийные соли не учитываются). Так, Рихтер-Бернбург [353] подметил, что подобные циклы в Linienanhydrit немецкого цехштейна состоят из слоев ангидрита мощностью несколько миллиметров, разделенных тончайшими прослоями битуминозного карбоната. Вышележащие циклы состоят из прослоев ангидрита мощностью менее одного миллиметра, чередующихся со слоями галита мощностью 5—10 *см*. Сходные результаты были получены Адамсом [1]. Если допустить, что циклическая периодичность оставалась постоянной (несомненно, именно так и было, если циклы являются годичными), то получается, что соли из более метаморфизованных растворов отлагались быстрее, — результат, который вполне согласуется с нашими знаниями о химизме морских вод. Стюарт [407] установил, что общее увеличение относительного содержания галита вверх по разрезу нижнего эвапорита Фордона было пропорциональным увеличению мощности слоев галита. Последнее интерпретировалось как указание на то, что скорость отложения возрастала к кровле разреза (фиг. 82).

Другим моментом, вызывающим интерес исследователей, является широкое латеральное постоянство некоторых мелких циклов. Рихтер-Бернбург [352, 353, 354] утверждал, что он может скоррелировать разрезы мелких циклов на расстоянии около 200 миль с такой степенью достоверности, что колонки керна, содержащие только около 50 циклов, могли быть привязаны стратиграфически без труда.

Широкое распространение получило мнение, что мелкие циклы описанного типа обязаны своим происхождением климатическим флуктуациям, поскольку тектонические или эвстатические изменения высокой частоты кажутся невероятными. Признавая климатический контроль, отметим, что правильная повторяемость мощностей данной литологической разности в вертикальном разрезе предполагает, что многие такие циклы являются на самом деле варвами (или «Jahresringe» в немецкой литературе) в обычном их понимании. Реальность годичных климатических циклов является очевидной и не вызывает сомнения в отличие от любых циклов большего периода. Современные отложения в озерах СССР и аме-

риканских соляных озерах обнаруживают годичную слоистость [267]. Тем не менее некоторыми авторитетными исследователями, например Брайчем [54] и Лотце [267], были высказаны скептические замечания по этому вопросу.

Одна из трудностей объяснения касается мощности некоторых ангидритовых слоев. Обычная мощность этих слоев, не превышающая 1 *мм*, вполне подходит для годичных отложений, чего нельзя сказать о слоях мощнее 5 *мм* и даже свыше 20 *мм*. Для осаждения 5 *мм* ангидрита требуется примерно 14 *м* нормальной морской воды, насыщенной сульфатом кальция [54]. Величина испарения представляется аномально большой по сравнению с той, которая бывает в настоящих варвах. С другой стороны, допуская, что тонкая полосчатость отложений является годичной, можно подсчитать, что Ältere Salzfolge Германии отлагалась со скоростью 6 *см* в год. Поскольку эти отложения местами достигают мощности примерно 500 *м*, приходится предполагать очень большую скорость погружения района, несомненно характеризующегося тектонической стабильностью, если считать, что море все это время было мелководным. Очевидно, неизбежен вывод о том, что, если мелкие циклы являются годичными, бассейн их отложения должен быть первично глубоководным [351].



Фиг. 82. Связь мелкой слоистости с положением в разрезе среднего цикла нижних эвапоритов в Фордоне, Йоркшир.

По мнению автора, диаграмма отражает относительную скорость осадконакопления (по Стюарту [407]).

Видимо, можно согласиться с Лотце, что только в том случае, если мощности слоев отличаются особенно хорошей сходимостью и малой величиной, годичная цикличность представляет собой наиболее вероятное объяснение характера осадконакопления. Аномально мощные прослои ангидрита или галита могли состоять из нескольких неполностью отделенных один от другого ленточных прослоев в разрезе пород с однородной литологической характеристикой.

Толкования факторов, действительно контролирующих циклическое осаждение различных солей, резко отличаются одно от другого. Адамс [1], рассматривая происхождение расслоенных кальцитом ангидритов формации Кастайл, склонялся к механизму, посредством которого песчаные бары с дюнами, защищенные от открытого моря органическими рифами, то разрушались, то возводились заново, что, вероятно, было обусловлено сезонными причинами. Кальцит при этом считался Адамсом только летним осадком.

В более холодные влажные сезоны увеличивавшийся приток в бассейн речных вод разжижал рассолы, в то время как возраставшее летом испарение могло приводить к осаждению более растворимых солей. Этот процесс мог быть причиной возникновения циклов, состоящих из мощных галитовых прослоев (которые отлагались летом) и тонких глинисто-доломито-ангидритовых слоев, осаждавшихся зимой [47]. Обработка материалов по содержанию брома в солях двух немецких рудников наводит на мысль, что периодическое разжижение рассолов дождевыми

водами могло быть в некоторых случаях существенным фактором цикличности [256].

Однако можно доказать, что сезонные влияния на осадконакопление зависят от температурных коэффициентов растворимости различных солей. Поскольку ангидрит более растворим в холодной воде, чем в теплой, он мог представлять собой летний слой в ангидрито-галитовых варвах [406]. Стюарт [404] также подчеркивал значение этого фактора, когда он рассматривал происхождение чередующихся ангидрито-магнезитовых и гипсо-галитовых прослоев английского цехштейна.

Другие исследователи предполагали, что варвы могут включать в себя чередование осаждения и растворения солей. Летние конвекционные течения могут вызывать смешение материала слоев, образующихся из рассола, и частичное вторичное растворение самого верхнего слоя из уже отложенных. Поэтому многие циклы имеют ясно выраженную подошву [47]. Деллуиг [87] описал интересные отложения в верхнесилурийских солях Салина в Мичигане, состоящие из слоев галита мощностью 3—8 *см*, которые чередуются с тонкими, как папиросная бумага, прослойками ангидрита и доломита. Галит представлен двумя перемежающимися разностями, чистой и мутной. Последняя содержит мельчайшие газовые пузырьки и воронкообразные кристаллы и, как считал Деллуиг, образовалась в результате накопления таких вполне сформировавшихся кристаллов на дне водоема. Предполагалось, что сезонные возрастания температуры приводили к частичному растворению этой разности и последующему выпадению в осадок чистой соли вплоть до ее перекристаллизации.

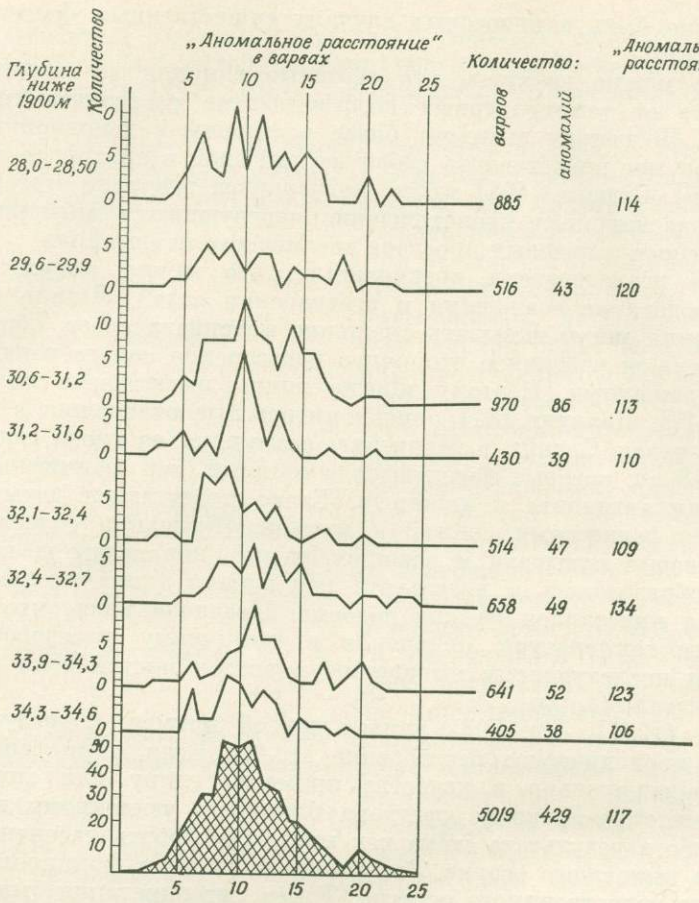
Лотце ([267], стр. 203) привел другой пример, подразумевающий некоторое периодическое растворение осадка. Если галитовый слой содержал первоначально в качестве примесей глину или ангидрит, то периодическое разжижение раствора благодаря усиленному выпадению дождей либо в результате стока рек могло обусловить частичное растворение уже выпавшего осадка. Это могло привести к формированию тонкого пласта нерастворимого остатка. Такая интерпретация была бы применима, например, в том случае, когда ангидрито-глинистые пласты имеют совершенно ровную подошву (например, в олигоцене Эльзаса). Очевидно, первичные кристаллы галита, имевшие неправильную форму, превращались в результате растворения в гладкие.

Многие механизмы, предположенные для объяснения различных циклических последовательностей, кажутся вполне вероятными. Несомненно, в процессе осадконакопления действовали многочисленные факторы.

ЭВАПОРИТОВЫЕ ВАРВЫ И СОЛНЕЧНЫЕ ЦИКЛЫ

Признание того, что мелкие эвапоритовые циклы являются варвами, неизбежно побуждало некоторых геологов искать подтверждение более крупных периодов, отмечаемых слабыми изменениями мощностей, которые могли быть связаны с солнечными циклами различной периодичности. Действительно, Борхерт и Мьюр [47], признавая опубликованные данные о существовании 11-летней цикличности в цехштейновых отложениях, соответствующей циклам солнечных пятен, решили даже доказать, что эти данные являются наиболее убедительным доводом в пользу мнения, что подобные тонкослоистые осадки являются варвами. Искать подтверждение годичным циклам, привлекая при этом столь спорные явления, как 11-летние циклы солнечной активности, на наш взгляд, является слишком смелым.

К наиболее энергичным и убежденным сторонникам солнечных циклов относится Рихтер-Бернбург, который на протяжении многих лет



Фиг. 83. Частота встречаемости эвапоритовых варвов аномальной мощности в разрезе пермских цехштейновых отложений Германии.
Максимальные отметки приблизительно соответствуют 11 и 22 годам (по Рихтер-Бернбургу [353]).

сделал около 40 000 замеров галит-ангидритовых ленточных пород, и особенно ангидрито-карбонатных пород немецкого цехштейна. Менее подробно он изучил также третичные солевые отложения Сицилии и Аравийского полуострова. Используя метод визуального сравнения слоев при корреляции и графического изображения составных последовательностей, он считал доказанным, что 11-летние циклы представляют собой наиболее распространенную в разрезе периодичность осадконакопления, более крупную, чем годичная [353]. Было установлено, что более слабые периоды соответствовали 22, 34 и примерно 45 годам, которые могли быть кратны 11-летнему циклу (фиг. 83). Очевидно, имеются различия, связанные со скоростью седиментации. Отмечалось, что быстро отлагавшийся галит отчетливее обнаруживал более короткие периоды, в то время как медленнее накапливавшийся ангидрит демонстрировал более длительные периоды; при этом незначительные аномалии не учитывались. Эти более длительные периоды распознавались посредством группирования средних значений мощности варвов и совместного их рассмотрения, и были сделаны предварительные выводы о существовании периодов длительностью 33,4; 95; 180—200 и 380—400 лет. Следует отметить, что последние два периода приблизительно кратны 95.

При всем уважении к тщательности, с которой Рихтер-Бернбург подошел к сбору весьма ценных данных, остается сожалеть, что он не обратился за помощью к математику, чтобы применить в своих исследованиях ту или иную разновидность гармонического анализа; это необходимо, поскольку в его собственной методике обязательно заложена субъективность оценки того, является ли та или иная мощность варвов «аномальной».

Пока это не сделано, приходится присоединиться к скептическому мнению Лотце [267] и Брайча [54] в отношении того, имеются ли доказательства существования солнечных циклов. В противоположность Рихтер-Бернбургу Р. Андерсон и Купманс [14] провели как анализ спектра интенсивности, так и анализ спектра амплитуд предполагаемых известняковых и гипсовых варвов из верхнеюрской формации Тодилто штата Нью-Мексико, описанной Р. Андерсоном и Керкландом ([13], см. фиг. 76). В основу этих анализов легли измерения 943 седиментационных единиц, но найти доказательства существования 11-летних циклов в действительности не удалось, хотя и было отмечено несколько слабых максимумов, наиболее значительных у отметки 180 лет.

ГЛАВА 9

Флиш

Кроме варвов, существует еще один тип отложений, название которых в значительной степени связано с повторяющимся характером слоев в разрезе. Этими отложениями является флиш Альп, получивший свое название вследствие того, что его пласты обладают способностью очень легко скользить один по другому, образуя неустойчивую, легко поддающуюся эрозии породу [1]. Это обусловлено тем, что мощные флишевые толщи состоят из часто переслаивающихся пластов грубозернистых и тонкозернистых пород. Грубозернистые породы обычно представлены песчаниками, а тонкозернистые — глинистыми сланцами или аргиллитами, хотя встречаются и другие породы.

На протяжении долгой истории своего существования термин «флиш» объединил в себе много различных понятий. В связи с этим очень важно подчеркнуть, что в данной работе этот термин применяется в литологическом смысле, однако, хотя переслаивание грубозернистых и тонкозернистых пород является важнейшим свойством флишевых отложений, понятие «флиш» этим не исчерпывается. Необходимо добавить [110], что флишевым отложениям присущи, кроме того, следующие особенности.

А. Это морские отложения.

Б. Частицы крупнозернистых пород (обычно песчаников, а иногда и обломочных известняков) могут быть сцементированы первичным глинистым цементом. Величина зерен пород обычно уменьшается от подошвы к кровле.

В. Поверхность раздела между песчаником и глиной в основании песчаника обычно испещрена многочисленными следами, которые образовались при движении песчаного материала (как до его захоронения, так и после) по поверхности глинистых осадков. Это так называемые подошвенные следы (sole markings).

Г. Подошвенные следы, образовавшиеся вследствие движения течений, обычно свидетельствуют о том, что в пределах больших территорий направление движения этих течений было довольно постоянным.

Д. Ископаемые остатки встречаются редко, однако они могут быть найдены как в глинах, так и в песчаниках.

Е. Косая слойчатость в значительных масштабах обычно отсутствует [2].

---

[1] Флиш — народное название, данное швейцарскими крестьянами, говорящими на немецком диалекте, неустойчивым слоистым отложениям. Это слово происходит от глагола fliessen, означающего течь, литься. Буквальный перевод слова «флиш» — «плывун»; условный — «рухляковые породы». — *Прим. перев.*

[2] Более полное определение флиша было дано в 1948 г. советским ученым Н. Б. Вассоевичем. Согласно этому определению, «флиш представляет собой относительно (1) мощную серию (2) морских осадочных образований, характеризующихся (3) регулярным чередованием по меньшей мере двух, обычно же трех (и реже — четырех—пяти) основных литологических разновидностей слоев, всегда содержащих хотя бы по одному представителю (4) двух главных гранулометрических классов зерни-

Разрезы, описываемые в данной главе, сложены морскими породами. Их образование, тесно связанное с развитием геосинклиналей, в частности, с эвгеосинклинальными условиями, в целом, как, например, в Альпах и Карпатах, происходило в период, предшествовавший стадии пароксизма, непосредственно перед основными горообразовательными движениями. Поскольку образование многих разрезов, представленных граувакками, также связано с этой стадией тектонического развития и в связи с тем, что грауваккковые разрезы литологически сходны с флишем, кроме отложений альпийского типа, необходимо рассмотреть отложения каледонских, герцинских и других горных сооружений. Образование этих отложений происходило в условиях неустойчивых тектонических режимов, которые резко отличаются от устойчивых тектонических режимов, освещенных в других главах.

Ниже будут рассмотрены примеры разрезов, развитых за пределами альпийского пояса, а именно девонско-каменноугольные отложения герцинского пояса Западной Европы, нижне- и верхнепалеозойские отложения Аппалачей, каменноугольные — Уошитского пояса юга центральной части США, нижнепалеозойские — Великобритании, пермские и меловые — Японии, третичные — Калифорнии, Индонезии, Новой Зеландии и Кавказа. Несмотря на то что все эти разрезы отложений в деталях отличаются друг от друга, например, по составу песчаников или же по наличию или отсутствию вулканических пород, всем им присущи те характерные особенности, которые приводились выше. Вероятно, условия формирования этих отложений были общими для всех типов и повсюду основной причиной их образования был повторяющийся характер осадконакопления.

МОДАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ И СЛОЖНЫЕ НАБОРЫ СЛОЕВ

Рассмотрим простой разрез, представленный лишь песчаниками и глинами, оставив на время анализ других типов пород, таких, как валунники и подводно-оползневые образования. В обычном флише соотношение между песчаниками и глинами почти одинаково, в глинистом флише преобладают пелиты, а в песчаном — песчанистые разности. Флишевый разрез состоит из повторяющихся простых циклов, каждый из которых представлен слоем песчаника и перекрывающим его глинистым слоем. Верхняя и нижняя границы цикла намечаются по резкому изменению размера зерен или же по наличию поверхностей размыва. Не исключено возражение, что песчаный слой может представлять собой сложный элемент разреза, образованный в результате нескольких эпизодов осадконакопления. Возможно, это так, однако эти усложнения могут быть рассмотрены позже, при обсуждении проблемы происхождения циклов. Если мощность прослоев менее 1 *см* (по Пейну [319]), обычно не говорят о циклах в том понимании, в каком это говорится о переслаивающихся песчаниках и глинах.

стых (фанеромерных) и незернистых (криптомерных) пород (5) независимо от их вещественного состава, образующих закономерные парагенетические сочетания — (6), простые ритмы (7), обычно прогрессивные гемициклы (8), как правило, измеряющиеся сантиметрами и дециметрами. Флишевые породы бедны (9) цельными остатками макрофауны и макрофлоры (или вовсе их лишены), но (10) содержат, иногда в изобилии, фукоиды и/или гиероглифы.

Каждый из перечисленных признаков, взятый в отдельности, независимо от другого (других), является необходимым, но недостаточным для отнесения свиты к флишу. Только при наличии всего комплекса признаков можно с уверенностью говорить о принадлежности данной серии осадков к флишевой формации» (Н. Б. Вассоевич, флиш и методика его изучения, Гостоптехиздат, 1948, стр. 112). — *Прим. ред.*

Основному ритму, определенному подобным образом, могут быть присущи различные особенности, однако характерным является изменение размера зерен от подошвы к кровле. Такое изменение размера зерен может наблюдаться, по-видимому, в однородном слое или тогда, когда выше однородного «массивного» горизонта залегают слоистые отложения. Они образуют вместе сложный пласт [245][1].

В результате более детальных исследований был разработан ряд определений флиша. Вассоевич [441] предложил выделять несколько элементов ритма (I, II, III) в зависимости от размера зерен. Элемент I представлен самыми крупными частицами, а III — самыми мелкими, образующими глинистый слой. При более детальном анализе в случае необходимости могут выделяться подэлементы (*a*, *b*, *c* и т. д.). Эти подэлементы внутри элемента характеризуются различным минералогическим составом и седиментационной текстурой. В таком случае «полный» набор в трактовке Вассоевича представлен элементами I—II—III, а «неполный» — элементами I—II или II—III, причем в любом наборе может наблюдаться различное сочетание подэлементов, в связи с чем строение ритма определяется формулой, например, I*a*, *b*—II*b* — III*a*, *b*.

Система, разработанная Боума [51], получила широкое признание и вызвала большой интерес (аналогичные предложения были сделаны Синьорини [394] и Шаубом [370]). Изучая флиш Приморских Альп во Франции, Боума пришел к заключению, что флишевый набор, представленный песчаниками (*a* — *d*) и глинами (*e*), состоит из следующих пяти «интервалов»:

e) интервал, сложенный пелитовыми породами;

d) верхний интервал, характеризующийся параллельной слойчатостью;

c) интервал с косой слойчатостью знаков ряби (ripple cross-lamination) [2] и запутанной слойчатостью (convolute lamination) [3],

b) нижний интервал с параллельной слойчатостью;

a) сортированный интервал (graded interval).

Уокер [451] указал на то, что применение слова «интервал» в таком смысле несколько необычно, и предложил заменить его на «подразделение» (division). Мы предпочитаем пользоваться термином «подразделение», так как оно более общепринято в этом значении.

Хотя Боума и считал, что выделяемые пять подразделений являются «типичными», проведенный им анализ свидетельствует, что рассматриваемый флишевый набор (T_{a-e}) встречается редко. Боума отметил наличие многих неполных циклов. Циклы, в которых отсутствуют нижние подразделения, получили название «бесподошвенных» (base cut-out, например, T_{c-e}), а те, в которых отсутствуют некоторые из верхних подразделений, — «срезанных» (truncated sequences, например T_{ab}).

Таким образом, эта система может быть подвергнута обработке, предложенной в гл. 1. Для песчаников, изученных Боума, сложным набором, очевидно, является «полный» цикл T_{a-e}, однако модальный цикл в соответствии с фиг. 84 состоит из подразделений T_{c-e}. Идеальный (схематический) цикл будет рассмотрен ниже.

Любой флишевый разрез можно проанализировать с позиций, которые были предложены Боума. Имеющиеся в настоящее время данные очень ограничены и статистически неполноценны. Тем не менее имеется

---

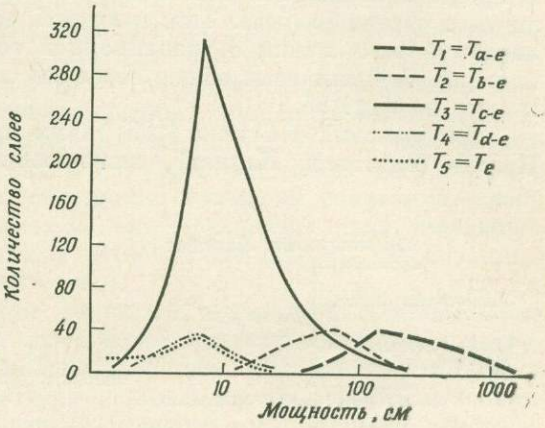
[1] Многослой по Н. Б. Вассоевичу. — *Прим. перев.*

[2] Для этой текстуры характерно то, что серии слойков изогнуты и образуют ундуцирующие складки округлой формы. — *Прим. перев.*

[3] Для этой текстуры характерны узкие гребни и широкие округлые выемки, сочетание которых отличается причудливыми очертаниями. — *Прим. перев.*

достаточно данных для того, чтобы попытаться условно определить модальный цикл и сложные наборы на материале ряда районов.

Льготские слои (апт — альб Карпат) очень сходны с песчаниками Пейра-Кава, описанными Боума; для 71% этих отложений характерна слойчатость, в то время как подразделения с градационной текстурой



Фиг. 84. Частота распределения мощностей слоев и тип разреза в песчаниках района Пейра-Кава.

Классификация типов дается согласно наличию пачек $a — e$, как описано в тексте (по Джулынскому и Уолтону [112], на основании данных Боума [51]).

немногочисленны (табл. 33). Похожими являются также и отложения группы Вайтемата (миоцен Новой Зеландии), правда, Балланс [29] принял для них другую систему расчленения на элементы, и его представление об образовании этих отложений несколько иное.

Таблица 33

Частота встречаемости типов напластования в льготских слоях, флишевая толща Карпат

(по Унругу [429])

Тип напластования	Частота встречаемости, %
Слойчатость	71,0
Горизонтальная и косая слойчатость	18,6
Косая слойчатость	2,6
Градационная слойчатость	2,6
Комбинированная (сочетание градационной слойчатости, горизонтальной и косой слойчатости)	5,3

Пока достаточно отметить, что Баланс различает следующий сложный набор слоев:

6) очень тонкозернистый песчаник со слойчатостью гребневидных знаков ряби (ripple-drift lamination) [1];

5) глинистый серый алевролит;

4) песчаник со слойчатостью гребневидных знаков ряби;

3) песчаник со слойчатостью округлых знаков ряби и запутанной слойчатостью;

2) пачка с горизонтальной слойчатостью;

1) массивный сортированный песчаник.

[1] Характерной особенностью этой текстуры является то, что серии слойков изогнуты и образуют резкие гребневидные перегибы, ориентированные в одном направлении. Волнообразность отсутствует. — *Прим. перев.*

Аберистветские крупнозернистые песчаники (силур Уэльса) также содержат многочисленные пачки типа T_{c-e}, однако в них имеется множество песчаных пластов, характеризующихся сложной перемятой внутренней текстурой; это так называемые пласты «обрушения» («slurried») [483]. Поэтому в сложный набор этого ритма входит горизонт обрушения. В пределах осадочного бассейна этот оползневой горизонт залегает в различных частях разреза. Так, в южной части бассейна он обычно располагается ниже пачки с градационной текстурой, а в северной части — над ней. Схематически общее строение сложного набора слоев ритма показано на фиг. 85.

Джулынский и Слячка [109] также привели описание пачки из слоев Кросно (олигоцен Карпат), включающей в себя горизонт оползания.



Фиг. 85. Положение оползневых горизонтов в сводном разрезе крупнозернистых песчаников Аберистват (силур Уэльса).

В этом случае оползневая зона всегда залегает выше части с градационной текстурой, в связи с чем сложный набор для этого района соответствует таковому северной части распространения крупнозернистых песчаников Аберистват.

Песчаники Хеллс-Маут (кембрий Уэльса) являются более грубозернистыми по сравнению со многими отложениями, описанными выше, и отличаются наличием гораздо более мощной пачки с градационной текстурой [33]. Кроме того, во многих песчаниках имеется дополнительная параллельная слойчатость, приуроченная к основанию пачки, а пелитовый элемент цикла (*e*) может быть подразделен на нижний темно-серый прослой и верхний прослой, приобретший в результате выветривания белую окраску. В пелитовых горизонтах встречаются известковистые линзовидные включения, а также линзы необычной «комковатой» породы («pellet»-rock). Сложный набор слоев ритма для этих отложений представлен в следующем виде:

аргиллит, выбеливающийся при выветривании;

аргиллит темного цвета, содержащий известковистые включения и линзы комковатой породы;

слойчатый элемент, отчасти со знаками ряби;

элемент пород с градационной текстурой;

самый нижний элемент, характеризующийся параллельной слойчатостью.

Для некоторых элементов характерна градационная текстура, т. е. внутри песчаного пласта наблюдается повторение интервалов с градационной текстурой. Это является характерным для разрезов, сложенных преимущественно грубозернистыми песчаниками или песчанистым флишем. Слои Истебна (кампан — палеоцен Карпат), судя по присущим им типам слойчатости, описанным Унругом [430], имеют сходный облик. Для некоторых песчаников и переслаивающихся с ними конгломератов характерна косая слойчатость и нередко присутствуют горизонты оползания. Пласты, сложенные грубозернистыми отложениями, по мнению Унруга, свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило в прибрежных условиях, причем преимущественно в условиях флюксотурбиди-

тов[1] [108]. Породы сходного петрографического состава распространены и в пределах Южного Шотландского нагорья; здесь ордовикские отложения представлены несколькими литологическими типами [452]. Корсуоллский и портпатрикский литологические типы пород сопоставимы со слоями Истебна. Первый тип (корсуоллский) представлен грубозернистыми, хорошо отсортированными отложениями, характеризующимися слойчатостью и слоистостью без отчетливо видимой градационной текстуры. Местами наблюдается крупная косая слойчатость. Сортировка зерен обычно характерна для сложных пачек. Многократная градационная слоистость типична также и для портпатрикского типа, который характеризуется несколько большей мелкозернистостью породы и отсутствием грубых конгломератов. Некоторые из обнаруженных слоев конгломерата представляют собой отдельные скопления гальки в основании слоев с градационной текстурой; в других местах отдельные гальки спорадически рассеяны в песчаных пластах. Глинистые пропластки, заключенные между песчаниками, обычно очень тонкие.

Керкколмский тип отложений, развитый в пределах Южного Шотландского нагорья, представляет собой более мелкозернистые отложения, скорее приближающиеся к нормальному флишу. Однако он отличается от описанных Боума песчаников Приморских Альп тем, что в нем, кажется, чаще встречаются пачки, которым присуща градационная текстура. Хоуикские и венлокские отложения (силур Шотландии) более сходны с песчаниками Пейра-Кава и льготскими слоями, в которых слойчатые пласты, по-видимому, встречаются чаще.

До сих пор при изучении ритма рассматривалось только его внутреннее строение. Необходимо также анализировать и внешние особенности, в частности подошвенные следы. Подошвенные следы являются характерной особенностью, свидетельствующей об асимметричности ритма в том смысле, что они часто показывают, как ведет себя глинистое дно по отношению к течению, несущему осадки, и указывают на начало фазы осадконакопления. Более того, реакция дна связана с энергией потока. В связи с тем что от последней зависят также размер зерен осадка и другие внутренние черты отложений, можно предположить, что подошвенные следы и внутренняя текстура отложений связаны между собой. В общем это действительно так, если обратиться к тем литологическим типам отложений Южного нагорья Шотландии, описание которых было дано выше. Корсуоллский конгломератовый тип отложений характеризуется наличием лишь довольно крупных неравномерных размывов в основании песчаных слоев. Для портпатрикских песчаников характерны размывы каналообразной формы или крупные слепки борозд размыва (flute moulds) и редко встречающиеся следы волочения (tool moulds), тогда как более тонкозернистым керкколмским породам присущи небольшие слепки борозд размыва, продольные гряды и многочисленные следы волочения. Кроме того, ориентировка знаков течений также меняется в зависимости от типа отложений. Корсуоллский тип характеризуется большим разнообразием ориентировки знаков, но часто они направлены в сторону от краевой части бассейна. Ориентировка знаков в портпатрикском типе также различна, однако преимущественным является продольное направление (т. е. параллельное оси прогиба). Это направление преобладает в керкколмском типе отложений.

Модальные циклы и сложные наборы слоев варьируют от района к району в пределах одного прогиба. Теперь, очевидно, ясно, что эти изменения отчасти связаны с различием геологических условий в разных

[1] Массовый перенос материала, при котором вдоль дна передвигаются скорее всего зерна пород, а не суспензия.

частях бассейна. При рассмотрении литологических типов отложений, развитых в пределах Южного нагорья Шотландии, становится ясно, что размер зерен и другие особенности осадка (характерные черты ритмической пачки) определяются близостью источника сноса материала.

Прежде чем перейти к обсуждению вопроса о происхождении циклов, полезно отметить, что, хотя большей частью флиш образован песчаниками и аргиллитами, встречается также и известковый флиш, например тешинские известняки в Польше (мел Карпат). Для этих отложений характерны все особенности, присущие флишу, за исключением петрографического состава. Не так давно Хаберт [199] привел интересный пример известкового флиша, развитого в пределах Южного нагорья Шотландии. Нижняя часть слоев Уайтхауз (ордовик) сложена известняками, которые, несомненно, являются флишевыми отложениями. Изучение внутренней текстуры отложений показало, что в них имеются элементы *a* — *e*, описанные Боума [51]. Модальный цикл представляется в следующем виде:

e) пелиты;
d) верхний элемент с параллельной слойчатостью;
c) элемент со слойчатостью округлых знаков ряби (и запутанной слойчатостью).

Сложный набор слоев таков:

e) пелиты;
d) верхний элемент с параллельной слойчатостью;
c) элемент со слойчатостью округлых знаков ряби (и запутанной слойчатостью);
b) нижний элемент с параллельной слойчатостью; } дюнный
a) элемент с градационной текстурой. } элемент

Важной особенностью этих элементов является то, что подразделение с градационной текстурой *a* замещено элементом с косой слойчатостью. Размер и характер этого элемента не оставляет сомнений в том, что он образован мегарябью или дюнами, формирующими песчаные валы с длиной волны, достигающей 6 *м*, и амплитудой 20—30 *см*. Сам набор также представляет интерес, поскольку он разъясняет природу пелитового горизонта. Становится ясным, что в большинстве случаев эти пелиты образовались двумя различными путями: одна их часть происходит из тонкозернистой фракции притока материала, который образовал элемент с градационной текстурой; другая же их часть образовалась вне связи с этим притоком обломочного материала. Если состав одного и другого материала одинаков, то становится очень трудно определить их относительное значение, однако, изучая известняк Уайтхауз, можно установить, что из материала, поступающего извне, осаждался тонкозернистый известковый ил, тогда как «фоновый» материал состоит из серо-зеленой глины. В этом случае материал поступал в пропорции 75 : 25. Это соответствует подсчетам, проведенным для комплексов фораминифер флиша Радомским [335], на основании которых было сделано заключение, что большая часть пелита обычно связана с притоком песчаного материала. Правда, для другой пачки слоев Уайтхауз, по подсчетам Хаберта [199], рассмотренное соотношение составило 50 : 50.

Связь между поперечным перемещением крупнозернистых отложений и продольным направлением перемещения тонкозернистых песчаных осадков, которая была описана для территории Южного нагорья Шотландии, многократно установлена и в Польских Карпатах [247] и других районах. Однако в некоторых районах имеется очень мало признаков переноса материала в поперечном направлении; это, например, относится к отложениям формации Мартинсберг (ордовик) Аппалачей [279], а также к отложениям групп Стэнли-Джекфорк гор Уошито штатов Окла-

хома и Арканзас США [70, 58]. Условия разноса песчаного материала в бассейне Уошито не вполне ясны, так как Клейн [233] установил, что состав песчаников свидетельствует, по-видимому, об их привносе боковыми течениями, а не продольными течениями с востока (направление вверх по течению).

Примерно та же картина наблюдается в отношении формации Серро-Торро мелового возраста в Чили [376]. Подошвенные следы указывают на то, что течение постоянно действовало в продольном направлении (с севера на юг), однако палеогеографические построения, а также наличие крупной косой слойчатости и крупных опрокинутых оползневых складок свидетельствуют о сносе и общем перемещении материала вниз по склону с востока. В ордовикских отложениях Ирландии Дьюи [92] выделил два типа песчаников. В более крупнозернистых песчаниках обычно хорошо видна градационная текстура, отчетливо выделяются подошвенные следы, в особенности слепки борозд размыва и гиероглифы волочения (groove moulds), тогда как для второго типа песчаника, сложенного более мелкими зернами, характерно лишь слабое развитие следов стекания (flowage structures) на подошвенной поверхности, а также слойчатость внутреннего смятия. В первом типе песчаников подошвенные следы ориентированы правильно по отношению к оси бассейна, второй же тип песчаников обнаруживает постоянное опрокидывание складок оползания вкрест простирания бассейна, т. е. существовало поперечное движение.

ИДЕАЛЬНЫЕ (МОДЕЛЬНЫЕ) ЦИКЛЫ

Создание идеального цикла, а также истолкование наблюдаемых ритмических единиц во многом зависит от одного важного фактора, а именно от глубины, на которой происходило осадконакопление (библиографический указатель см. в работе [112]). Сочетание характерных особенностей отложений, в частности преобладание градационной текстуры над крупной косослойчатостью, свидетельствует о том, что осадки не подвергались интенсивной переработке в результате воздействия волн. Это указывает на то, что накопление осадков происходило по крайней мере в более глубокой неритовой области или даже в пределах батиальных и абиссальных глубин. Наличие ископаемых остатков в целом подтверждает это, хотя по данному поводу имеются разные точки зрения. Фораминиферы, найденные в третичном флише, представлены как мелководными, бентонными, так и глубоководными формами, причем распространение первых ограничено горизонтами, сложенными более грубозернистыми осадками [308, 309]. Ассоциации ископаемых следов организмов (биогиероглифы) отличны от наблюдаемых в неритовых отложениях, и Зейлахер [384] пришел к выводу, что это указывает на глубоководность среды. Возможно, наиболее интересные и убедительные выводы можно сделать на основании изучения ископаемых остатков рыб в глинах Ясло Карпатского флиша. Эти ископаемые остатки содержат органы свечения, характерные для современных рыб, обитающих в глубоких морях, где все еще существуют те же самые виды [212]. Накопление данных о наличии в современных глубоких морях песчаных и даже галечниковых слоев также свидетельствует в поддержку того мнения, что флиш и большая часть граувакк с градационной текстурой отлагались на значительных глубинах.

Некоторые исследователи игнорируют эти данные и настаивают на том, что флиш — это мелководные отложения. Например, Манжен [275, 276, 277] указывал на наличие в третичных слоях Пиренеев отпечатков лап птиц, сравнивал эти фации со слоями, залегающими в самой верхней части разреза Миссисипской дельты и считал, что основной причиной

цикличности осадконакопления являются климатические изменения (однако см. гл. 3). Де Раф [89] также указывал, что наличие псевдоморфоз по соли является свидетельством образования некоторых флишеподобных разрезов в мелководных условиях. Кингма [232], изучая флишевые разрезы Новой Зеландии, не привел описания никаких новых типов текстур, однако он считал, что характерные особенности отложений, например слойчатость и мелкая косая слоистость, наряду с присутствием редко встречающихся ракушечниковых слоев указывают на мелководные условия осадконакопления. На основании приводимых на диаграммах типов внутренних текстур (см., например, фиг. 6 из работы Кингма [231]) можно предположить, что отложения, развитые в Новой Зеландии, очень сходны со многими отложениями Альп и Карпат и что, по-видимому, нет оснований отвергать гипотезу о том, что они являются образованиями мутьевых потоков (особенно если учесть, что идея Кингма о том, что тектонический режим контролирует скорости течений и отложение осадков в мелководных бассейнах, представляется совершенно неубедительной).

Признавая, что редко встречающиеся особенности некоторых разрезов представляют собой сомнительные данные, наиболее вероятно, исходя из имеющихся в настоящее время фактов, что большая часть флишевых отложений образовалась в глубоководных условиях. Приняв подобные батиметрические условия, мы можем теперь перейти к рассмотрению механизма образования ритмических наборов.

Некоторые предположения заслуживают внимания, однако разделяются немногими. Ульянов [317], например, в заключение своей работы выдвигает предположение о том, что вибрации земной коры приводят к медленному сползанию материала вниз по склону. С вибрацией он связывает не только распространение песчаного материала, но и возникновение градационной текстуры. Имеются данные, которые с очевидностью показывают, что землетрясения приводят к разжижению и перетоку осадка, в результате чего образуются песчаные силлы, псевдоконкреции и некоторые знаки внедрения (load structures) — тегаглифы [112]. Однако анализ флишевых ритмов свидетельствует о том, что они формировались в условиях движущегося потока, на основании чего можно предположить, что механизм образования флишевых отложений, предложенный Ульяновом, может иметь лишь ограниченное значение.

Доказательства в пользу влияния течений на образование флиша настолько убедительны, что серьезному рассмотрению подлежат лишь гипотезы, учитывающие подобный механизм. Самой примечательной из них является предложенная Кюненом и Мильорини [255] гипотеза действия мутьевых потоков. Поэтому прежде всего будут рассмотрены простейшие модели флишеобразования, исходящие из этой гипотезы. Анализ особенностей описанных выше ритмов приводит к необходимости предположить более сложную схему образования флиша и рассмотреть роль океанических течений, которые могут воздействовать на морское дно в пределах абиссальных и батиальных глубин. Эти течения называют «донными». Кроме того, необходимо выяснить, могли ли ритмические пачки образоваться не в условиях мутьевых потоков, а лишь в условиях донных течений. Поэтому рассматриваемые модели представлены в следующем виде.

1. Мутьевые потоки:

а) материал поступает с одного конца прогиба (снос в продольном направлении);

б) материал переносится как в продольном, так и в поперечном направлениях;

в) другой вид массового переноса материала.

2. Мутьевые потоки и донные течения:

а) образование слоев с градационной текстурой и промежуточных слоев, подвергшихся воздействию течений;

б) донные течения, перерабатывающие целиком песчанистые пачки.

3. Донные течения.

МУТЬЕВЫЕ ПОТОКИ

По этой гипотезе развитие потоков происходит спорадически и, повидимому, не отличается периодическим характером; вероятнее всего, оно вызывается землетрясениями. Из песка, приносимого мутьевыми потоками, образуются пачки с градационной текстурой; отложение песка прерывает накопление пелагических тонкообломочных осадков, составляющих общий фон. Этот тонкий осадок образует таким образом пелитовый горизонт, залегающий среди более грубозернистых прослоев.

Модели циклов, приводимые ниже, разработаны на основе экспериментальных данных, полевых наблюдений, анализа гидравлических условий и общих условий поступления материала в бассейн и его распределения.

Модель 1 *а*: мутьевые потоки, переносящие материал в продольном направлении

Эту простейшую модель можно сравнить с условиями, созданными экспериментальным путем [255, 254, 111]. Результаты такого сравнения свидетельствуют о том, что осадки, привнесенные одним мутьевым потоком (т. е. образующие один ритм), должны состоять из слоя, варьирующего по составу от проксимальных к дистальным частям. Вблизи источника сноса градационная текстура может отсутствовать, зато встречается параллельная, а иногда и косая слойчатость [107]. Большая часть пласта, залегающего дальше от собственно «прибрежного» района, будет, однако, характеризоваться градационной текстурой, а мощность пласта уменьшается в дистальном направлении. В этом же направлении возрастает примесь глинистого материала, тогда как в обратном содержание глинистого материала уменьшается благодаря включению этого материала в сильно эродированных проксимальных областях. Подошвенные следы представлены различными типами — от крупных борозд размыва, образующихся вблизи источника сноса, следов волочения и продольных гребней (величина которых уменьшается в дистальном направлении) до гладкой нижней поверхности [111].

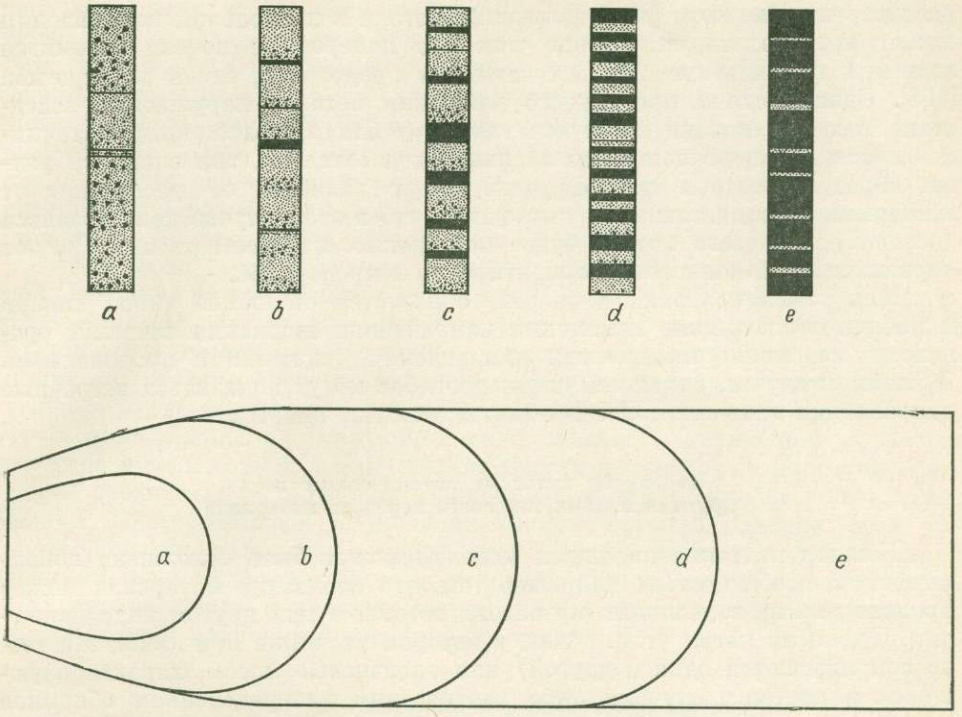
Проведенные эксперименты подтверждают вывод о том, что слои с градационной текстурой образовались вследствие деятельности мутьевых потоков. Джулынский [107] также экспериментально получил близ источника сноса слои с параллельнослойчатой и косослойчатой текстурой, похожие на флюксотурбидиты и граувакковые отложения, также образовавшиеся за счет близрасположенного источника сноса. Однако воспроизвести слойчатость, так часто наблюдающуюся в верхних частях ритма, пока не удалось. Ксенжкевич [245], например, рассмотрел вопрос образования слойчатости в условиях менее мощных и менее насыщенных осадками мутьевых потоков, которые либо отстают по скорости движения от основного потока, продвигаясь вслед за ним с определенным интервалом, либо образуют промежуточные потоки (отличные от донных течений основного потока), из которых материал осаждается с уровня, расположенного несколько выше дна. Согласно более краткому и изящному объяснению, образование слоев со слойчатостью и градационной текстурой взаимосвязано и происходит в условиях единого мутьевого потока. Уокер [451] рассмотрел образование внутренних текстурных особенностей

ритма в соответствии с пластовыми формами, полученными в результате гидравлического эксперимента, проходившего в условиях снижения компетентной способности потока [1]. Процесс образования самой нижней пачки (*a*, см. стр. 226) Уокер рассматривает, учитывая природу самого потока. Если бы это был поток, в котором происходила тщательная сортировка зерен по размеру (такой поток Уокер называет зрелым), в результате чего размер зерен уменьшался от истоков к низовьям и от природных уровней потока к поверхностным, то отложение осадков, не сопровождавшихся их переработкой, привело бы к образованию пачки с градационной текстурой. Уокер рассмотрел несколько вариантов строения самой нижней пачки в зависимости от того, происходит ли в потоке простое распределение зерен по размерам или имеет место более сложный процесс. Выше пачки *a*, в нижней части пачки *b* наблюдается слойчатая текстура, а также частичная ориентировка обломочного материала (parting lineation), что свидетельствует об отложении осадков в условиях переходного режима потока [451, 7]. Дальнейшее уменьшение скорости потока приводит к режиму, создающему слойчатость ряби (*c*). Происхождение самого верхнего прослоя (*d*) с параллельной слойчатостью проблематично, но Уокер предполагает, что на этой стадии отложение осадка протекает таким образом, что он проходит через тонкий пограничный слой, развитый непосредственно над поверхностью, в результате чего происходит некоторая сортировка осадка и распределение зерен по размерам внутри прослоя. Другой особенностью, все еще остающейся без объяснения, является отсутствие дюнных текстур, которые возникают при гидравлическом режиме над слоем с рябью. В связи с этим слои Уайтхауз (стр. 230) представляют исключительный интерес.

В отношении механизма образования параллельной слойчатости Кюнен [253] отстаивал точку зрения, весьма сходную с мнением Мосса [303, 304]. Кюнен отверг широко распространенную идею о том, что для образования слойка необходимы пульсации потока и представил образование слойчатости по принципу «ищу себе подобного» («like seeking like»). Другими словами, беспорядочно расположенные скопления осадка определенной размерности будут развиваться благодаря тенденции улавливания зерен той же размерности. Например, листочки слюды вряд ли будут осаждаться вместе с крупным песком вследствие турбулентных движений, характер которых определяется песчанистым составом дна. Частицы же песка будут перекатываться над отложениями глины или листочков слюд вследствие их гладкой поверхности. Таким образом, слойки имеют ограниченное протяжение и могут образоваться при отсутствии пульсаций потока. Кюнен [253] показал экспериментально, что песчанистый слоек, диаметр зерен которого в три раза превышает диаметр зерен близлежащих слоев, мог образоваться в условиях однородного потока.

Объяснение последовательности текстур еще далеко не завершено, однако положение достаточно ясно, чтобы объяснить характер циклов, развитых в различных частях бассейна (фиг. 86). Например, в точке, соответствующей положению *d* (см. фиг. 86), наиболее часто встречающийся цикл (модальный) будет скорее всего представлен слоистыми пластами с мелкими следами волочения и продольными гребнями. Этот тип отложений может чередоваться с довольно мелкозернистыми осадками, отложившимися в условиях более слабых потоков, или же с более крупнозернистыми осадками, обнаруживающими градационную текстуру, которые образовались в условиях более мощных потоков. Если вслед за одним потоком быстро возникают другие, то может образоваться мно-

[1] Т. е. способности потока переносить обломочный материал определенного размера. — *Прим. перев.*



Фиг. 86. Гипотетические изменения литологических особенностей отложений в вытянутом прогибе, в котором снос материала происходил с одной стороны.

Вверху — разрезы; внизу — план; *a* — конгломератовый и песчаный флиш флюксотурбидитного типа [Fluxo turbidite type — отложения, образующиеся непосредственно после оползня или обвала в результате разжижения его материала. — *Ред.*]; (—) *в* — песчаный флиш с многократно повторяющейся градационной текстурой; *c* — нормальный флиш (ритм типа $T_{a—e}$, очевидно, преобладает); *d* — глинистый флиш (очевидно, преобладает ритм типа $T_{b—e}$); *e* — пелагические (открытого моря) отложения: глинисто-алевритистый разрез, образовавшийся вдали от источника сноса. (Составлено по ряду работ, см. [112].)

жество песчаных слоев. Направления течений, которые устанавливаются по подошвенным следам, внутренней ориентировке зерен и знакам ряби на поверхности, должны примерно совпадать. Могут лишь наблюдаться некоторые вариации благодаря местным отклонениям течений или поперечным течениям, возникшим на стадии образования ряби. Келлинг [228] предполагал, что пульсирующие волны, образующиеся при движении мутьевого потока, смывают и создают рябь на поверхности тонкозернистых осадков в направлении, перпендикулярном первоначальному движению.

Текстуры, свойственные этой модели, могут наблюдаться в большинстве локальных разрезов, например, на поверхности обнажений (уровень 2 иерархии Крамбейна [244], стр. 18). Однако если сравнивать модальные циклы и флишевые наборы в пределах большой территории и учитывать направление палеотечений, то необходимы более совершенные построения.

Модель 1*b*: привнос материала осуществляется как в продольном, так и в поперечном направлениях

Рассмотрим простые условия, характерные для модели 1, но осложненные наличием ряда активных источников, приуроченных к точкам, расположенным вдоль бортов прогиба. Поступление основной массы материала может осуществляться с одного конца прогиба, как это было

рассмотрено Кюненом [251]. Движение потока в продольном направлении может преобладать, вследствие того что поперечные потоки стремятся изменить направление своего течения на продольное, вдоль оси прогиба [108]. Однако схема продольного движения потоков нарушается, вследствие того что потоки движутся также от близрасположенных источников сноса в поперечном направлении. Следовательно, тип элемента ритма, образующегося в каждой точке, будет зависеть от расстояния от источника сноса, а также от того факта, что в этом случае конус разноса (осадков) мутьевого потока будет постепенно поворачиваться на 90° от первоначальной поперечной ориентировки к продольной.

При таких условиях в разрезе образуется смешение типов циклов и наблюдаются резкие изменения направления движения течений, происходит смешение поперечных направлений движения с продольными. В крайнем случае, в средней части прогибов могут появляться встречные направления движений. Очень обычны сложные пласты.

Модель 1*c*: мутьевые потоки совместно с другими видами массового переноса материала

Каждая из вышеописанных моделей может быть осложнена дополнительной особенностью, например тем, что сползание материала может происходить не в условиях мутьевого потока, а при другом виде движения. Песчаный поток (т. е. поток, в котором песчинки при движении тесно соприкасаются одна с другой) или оползневые массы, характеризующиеся в крайних случаях либо хаотическим распределением обломков различного размера, либо складками, образованными в результате пластических деформаций, вероятно, зарождаются на продольных бортах прогиба и движутся к осевой его части, косо пересекая продольно перемещающиеся обломки. Характер материала, слагающего эти отложения, а также направление его движения должны быть сходны с таковыми материала боковых источников сноса.

Для того чтобы более точно выяснить условия, в которых происходило образование флиша, необходимо иметь больше данных о знаках ряби. Однако, согласно имеющимся сведениям, флишевые прогибы Карпат дают прекрасный пример сочетания продольного переноса материала с многочисленными боковыми источниками сноса. Кроснепские слои Карпат [109] являются в этом отношении очень типичными. Кроме того, имеется много примеров прослоев подводнооползневых образований и аргиллитов с галькой [430, 278]. Эти отложения перемещались в поперечном направлении вниз по склону из внутригеосинклинальных источников сноса, поставлявших основную массу обломочного материала. Породы, описанные Дьюи [92] в Ирландии, служат скорее исключительным примером того, что внутренняя и внешняя текстуры отложений, образовавшихся в результате переноса материала в продольном и поперечном направлениях, обнаруживают заметные отличия.

Совместное действие мутьевых потоков и донных течений

Модель 2*a*: слои с градационной текстурой и промежуточные слои, подвергшиеся воздействию течений

Рассмотрим вытянутый прогиб, в котором иногда возникают мутьевые потоки и который подвержен также воздействию движущихся водных потоков с энергией, достаточной для того, чтобы переносить материал вдоль дна. Поперечное или осевое движение мутьевых потоков мо-

жет сочетаться с движениями донных течений любых направлений. Возможно, наиболее явным проявлением воздействия этих донных течений было бы возникновение различных по направлению подошвенных и кровельных следов. Если предположить, что мутьевые потоки обладают большей энергией (т. е. более компетентны), то большая часть любого слоя может отложиться в виде турбидита, однако верхняя часть слоя, представленная мелкозернистым песком или алевритом, будет переработана донными течениями, которые определят направление любых ориентированных текстур, знаков ряби в первую очередь.

В природе такая ситуация, очевидно, является очень распространенной. Впервые на это обратил внимание Прентис [330], изучая флишевые отложения Девона; позднее Крейг и Уолтон [74], а также Келлинг [228] и Сюй [197] отметили аналогичное явление в других районах. В этих примерах течение, перерабатывающее осадок, направлено под прямым углом к мутьевым потокам и вкрест оси прогиба. (Келлинг предполагал, что возникновение пульсирующих волн связано с движением мутьевых потоков, и этой точкой зрения нельзя просто пренебречь.) При существовании различных направлений движения течений можно выделить отложения, образовавшиеся в условиях разных течений. Однако, если течения повсюду движутся в одном направлении, отличить отложения со знаками ряби, образовавшиеся в условиях донных течений, от турбидитов, привнесенных с далекого расстояния и также характеризующихся знаками ряби, становится чрезвычайно трудно.

Модель 2*b*: полностью переработанные пласты

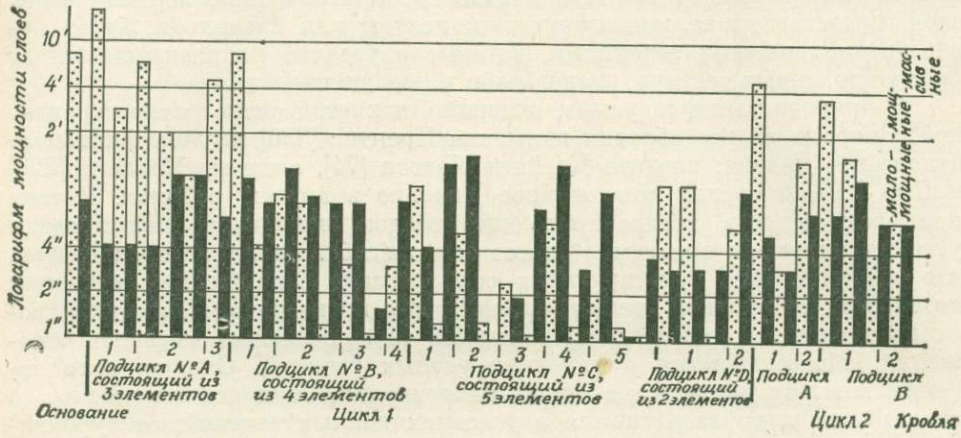
Возникает другая возможность: донные течения достаточно интенсивны, чтобы переработать мощный слой крупнозернистого песка. При достаточной степени переработки песка, привнесенного мутьевыми потоками, он может быть полностью переработан от подошвы до кровли пласта, а подошвенные следы уничтожены; в конечном итоге ориентировка текстурных знаков будет совпадать с направлением движения донных течений. Вполне возможно, что переработка материала, слагающего песчаное дно, происходит вплоть до залегающей ниже гладкой поверхности пелита. Возможно любое сочетание направлений движения мутьевых потоков и донных течений, и подобная переработка осадка могла происходить в некоторых из разрезов, приведенных в примере 2*a*. Однако наиболее обычными условиями являются такие, при которых поперечное движение масс (включая мутьевые потоки) сочетается с движением донных течений, текущих вдоль побережья. Учитывая рассмотренные выше причины, Скотт [376] и Клейн [233] пришли к заключению о том, что каждый песчаный пласт мог быть переработан донными течениями, хотя с первого взгляда это и кажется невозможным.

Донные течения

Обязательно ли признавать влияние на образование флиша мутьевых потоков, если предполагается возможность переработки песков? Предположим, что донные течения достаточно компетентны, чтобы рассеять большие массы песка по дну прогиба. Не так давно Хаберт [198] отметил, что вопрос о происхождении глубоководных морских песков требует пересмотра. Размерность зерен и внутренняя текстура большинства тонких песков (из Северной Атлантики), изученных Хабертом, не отличались от размера зерен и внутренней текстуры песков мелководного происхождения, транспортированных течениями. Поэтому, учитывая последние данные по вопросу о донных течениях, Хаберт предположил, что

значительная часть песков Атлантики, очевидно, распределялась скорее благодаря донным течениям, чем мутьевым потокам.

При рассмотрении построенной на основании этих соображений модели ритма прежде всего становится ясно, что для самих построений имеется лишь минимальное количество данных. Признавая роль донных



Фиг. 87. Циклы и подциклы в силуро-девонских разрезах Виктории, Австралия (по Шлейгеру [371]).

течений, мы должны предполагать, что действие этих потоков изменчиво и компетентность их убывает за тот промежуток времени, в течение которого формируется ритм. Мы также должны предполагать, что течение действует на какой-то одной площади и его активность затухает, по мере того как течение прошло некоторое расстояние (достигло большей глубины?). В таком случае мы приходим в итоге к выводу о существовании течения, которое имеет все характерные особенности мутьевого потока.

Мерфи и Шлангер [307] предположили, что флиш образуется в условиях донных течений, однако в разрезе изученных ими отложений (бассейн Реконкаво в Бразилии) почти все анализируемые слои (так же, как и пески Северной Атлантики, описанные Хабертом [198]) характеризовались параллельной и косой слойчатостью. В связи с этим не возникало предположения о том, что происходит изменение отложений от грубозернистых вблизи источника сноса к более мелкозернистым в более отдаленных от источника сноса районах.

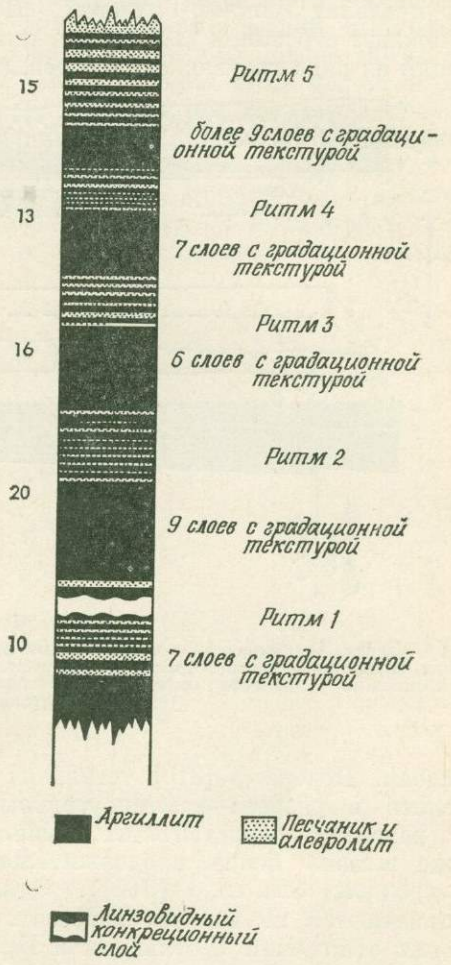
В целом многие из изученных к настоящему времени естественных флишевых разрезов, по-видимому, соответствуют (с точки зрения модальных циклов и сложных наборов слоев) модели, включающей продольное движение мутьевых потоков, в которые обломочный материал поступал из источников сноса, расположенных по бортам прогиба. Имеются также факты, которые со все большей убедительностью свидетельствуют о том, что донные течения принимали некоторое участие в образовании отдельных частей ритмов. В образовании некоторых флишевых формаций эти донные течения, по-видимому, играли решающую роль, однако в настоящее время точно оценить их значение очень трудно.

МЕГАРИТМЫ

Крупные повторяющиеся пачки отложений получили название мегаритмов, с тем чтобы отличать их от мелких ритмов, описанных выше [246]. Развивая идею Новака [316] и других исследователей, Ксенжкевич считал, что крупные пачки по своей значимости сходны со свитами

и сериями (мощностью несколько сотен метров) и указывал на то, что весь карпатский флиш представлен такими мегаритмами. Каждый мегаритм начинается с грубых отложений и заканчивается тонкозернистыми или иногда органогенными. Были выделены два типа мегаритмов. Один из них начинается грубозернистыми отложениями, которые резко сменяют в разрезе глины и аргиллиты. Во втором мегаритме наблюдается более постепенный переход от тонкозернистых отложений к очень грубым конгломератам, залегающим на некотором расстоянии от подошвы. Примером первого мегаритма являются льготские слои (альб), неожиданно появляющиеся над веровицкими глинистыми сланцами; второй мегаритм представлен иноцерамовыми слоями (сенон), в которых песчанистые прослои постепенно получают преобладание над тешинскими известняками и глинистыми сланцами (неоком).

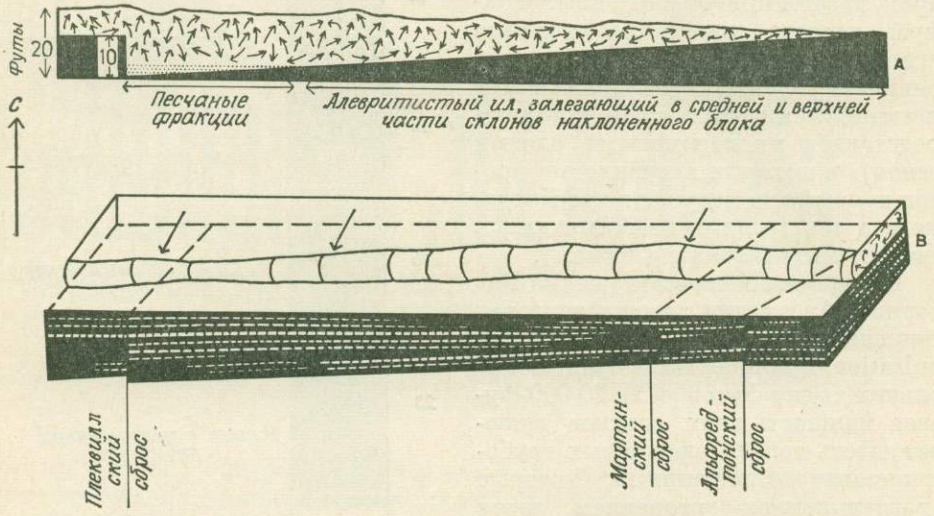
Силуро-девонские отложения Виктории в Австралии характеризуются сходными крупными мегаритмами (pulsations) мощностью порядка нескольких тысяч футов [371]. 20 000-футовая мощность этих осадков включает шесть толщ, сложенных грубозернистыми отложениями, которые характеризуются утонением зерен вверх по разрезу каждой толщи. Мощность пластов также уменьшается с уменьшением размера зерен, хотя в разрезе можно отметить и некоторые отклонения от этого характера изменений. Как и Ксенжкевич, Шлейгер связывает наличие этих крупных мегаритмов с проявлением диастрофических движений.



Фиг. 88. Ритмогруппы пластов с градационной текстурой в плиоцене Альфредтона. Новая Зеландия (по Нифу [311]).

Внутри таких мегаритмов отмечаются более мелкие подразделения, названные Шлейгером циклами и подциклами. Они состоят из граувакковых и алевролитовых пачек и разделяются по изменению мощности граувакковых слоев; например, один из циклов, показанных на фиг. 87, был выделен на основании появления в разрезе более мощного слоя граувакк, после того как наблюдалось постепенное уменьшение мощности. Подциклы также разграничиваются по изменению мощности граувакковых слоев. Однако такой способ расчленения разреза является, по-видимому, совершенно условным (даже Шлейгер признал трудность выделения некоторых «подциклов») и имеет очень ограниченное значение (за исключением, быть может, указаний на присутствие в разрезе групп слоев, в которых мощность граувакк уменьшается от подошвы к кровле, а также на наличие колебаний мощностей граувакковых слоев по разрезу). Однако для этого требуются более точные методы исследования, чем те, которые, по-видимому, использовались Шлейгером.

Другие авторы отмечали слои мощностью порядка нескольких метров, которые, очевидно, образуют крупные ритмы. Разрез крупнозернистых песчаников Аберистви т (силур Уэльса) [483] частично представлен пачками тонких слоев, разделенных пачками более мощных слоев. Иногда пачка слоев начинается с мощных граувакк, мощность слоев которых в пределах цикла постепенно уменьшается. Часть ордовикского разреза в пределах Ринс-оф-Галловей (Шотландия) характеризуется противоположным строением [226]; здесь цикл (мощностью порядка 10 *м*), состоящий из ряда грауваковых слоев, заканчивается вверху мощным (до 3 *м*)



Фиг. 89.

А — разрез, показывающий, что песчаные фракции мутьевых потоков скапливаются в пределах опущенного крыла сброса; *В* — блок-диаграмма, на которой показаны условия осадконакопления в процессе подвижек по нескольким разрывам в течение плиоцена в районе Альфредтона (по Нифу [311]).

слоем. Недерлоф [310] установил значительное колебание мощностей слоев в разрезе каменноугольных отложений Испании, соизмеримом с разрезом аберистви тских крупнозернистых песчаников. Недерлоф также выявил более продолжительные осцилляции, которые он назвал «трендом» (см. гл. 1 [310]). Однако такие флуктуации, или тренды, отмечаются не во всех разрезах. Например, в разрезе нижнепалеозойских отложений Шотландии и Ирландии определить какие-либо колебания мощностей, пользуясь методами, сходными с примененными Недерлофом, не удалось [15, 474]. Отрицательные результаты в его исследованиях флишевых отложений были получены также Суйковским [412].

Ксенжкевич [246] считал, что причиной образования более крупных ритмов карпатского флиша являются тектонические движения. При этом он предполагал спорадическое воздымание внутригеосинклинальных районов, которые служили источником сноса обломочного материала. Происхождение более мелких пачек слоев малопонятно, и в большинстве случаев их присутствие отмечалось исследователями без каких-либо комментариев. Однако Ниф [311] выдвинул остроумную идею, объясняющую наличие некоторых «пачек» слоев в раннеплиоценовых отложениях Новой Зеландии. Эти пачки, или ритмы (по терминологии Нифа), состоят из аргиллита, выше которого залегает серия (6—9) тонких песчаников с градационной текстурой (фиг. 88); правда, в некоторых разрезах на месте аргиллита может залегать алевролит. Образование таких ритмов объясняется как результат блоковых движений. Анализируемый район

разбит тектоническими разрывами, вытянутыми в направлении с северо-востока на юго-запад. По мнению Нифа, подвижки по разрывам происходили через каждые 20—30 тысяч лет, в результате чего возникал небольшой уступ, расположенный напротив опущенного крыла, которое постепенно поднималось в сторону, противоположную уступу (фиг. 89). Ниф предполагал, что мутьевые потоки локализовались в более глубоком участке, вдоль уступа, и что более грубозернистые осадки отлагались именно в этих понижениях. Верхняя часть мутьевого потока могла отчасти захватывать также и вершину уступа, однако здесь мог откладываться лишь тонкозернистый материал, который представлен в разрезе пластом аргиллита. Пока не происходило новых подвижек по разрыву, осадки успевали заполнить глубокие участки, а затем песчанистые отложения распространялись по всей территории. В течение этого времени, возможно, образовались верхние слои с градационной текстурой в кровле ритма. Последующие подвижки по разрыву должны были привести к образованию другого ритма.

Циклы осадконакопления и фаунистические изменения

В предшествующих главах лишь попутно и далеко не всегда упоминалась фаунистическая характеристика разрезов. Между тем в связи с исключительно большим значением остатков ископаемых организмов для понимания фациальных обстановок и стратиграфической корреляции возникает необходимость рассмотрения связи изменений фауны по разрезу с циклами осадконакопления. Настоящая глава не дает всестороннего обзора соответствующего материала, поскольку это не является предметом данной книги. Единственно, что преследуют авторы, — показать на выборочных примерах тех или иных исследований ряд наиболее важных результатов. Для удобства сначала рассмотрены фаунистические вариации внутри крупных седиментационных циклов, отражающие изменения фациальной обстановки. Далее затрагивается вопрос о том, как видоизменяется фауна от одного цикла к другому; при этом основной упор делается на рассмотрение особенностей эволюции и вымирания отдельных видов организмов.

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВНУТРИ КРУПНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ

В геологических разрезах Европы хорошо известен факт переслаивания верхнекаменноугольных угленосных свит с морскими пачками и слоями, содержащими остатки так называемых «неморских пластинчатожаберных моллюсков» (*Carbonicola, Naiadites, Anthraconaia* и т. д.). По-видимому, значительно менее известными являются сведения о том, что морские пачки с точки зрения изменений фауны часто сами обнаруживают циклическое строение, отражающее неоднократный переход от условий открытого моря к обстановке солоноватоводного или пресноводного осадконакопления. Ярким примером этого служит свита морских отложений Клей-Кросс Пеннинского угольного района, расположенного на севере Англии.

Согласно Эдвардсу и Стаблфилду [117], в наиболее полных разрезах первые несколько сантиметров базальных слоев морских отложений Клей-Кросс характеризуются только лингулами, с которыми иногда ассоциируются морские остракоды *Hollinella;* выше этих слоев залегают породы, содержащие гониатитовую фауну *Anthracoceras* и тонкостенные раковины двустворчатых моллюсков *Dunbarella;* кроме того, здесь обнаруживаются брахиоподы и гастроподы (вид не определен). Верхняя часть этой морской свиты вновь представлена содержащими лингулы породами, чередующимися с маломощными прослоями, в которых встречаются двустворчатые моллюски неморского происхождения.

В табл. 34 представлена схема фаунистических циклов угленосных свит Рурского бассейна по Йессену и др. [216].

Таблица 34

Схема фаунистических циклов угленосных свит Рурского бассейна
(по Йессену и др. [216])

1. Неморские пластинчато-жаберные моллюски 2. *Planolites* (отпечатки) 3. Лингулы 4. Гониатиты	Регрессивный гемицикл
4. Гониатиты 3. Лингулы 2. *Planolites* 1. Неморские пластинчато-жаберные моллюски	Прогрессивный гемицикл

Эта схема идеализирована, поскольку в естественных фаунистических последовательностях обычно один или несколько составляющих ее элементов отсутствуют. Возникновение фаунистических циклов объясняется изменением солености, причем считается, что гониатиты наиболее полно отражают морские условия. Сходные циклы фауны описаны Ван Лекевийком [435] в угленосных свитах Бельгии.

Такие фаунистические циклы, свидетельствующие об изменениях фациальных условий, могут встречаться и в глинистых разрезах, кажущихся литологически однородными, как, например, намюрская серия Милстон-Грит в графстве Дербишир. Рамсботтом и др. [336] отметили следующие закономерно сменяющие друг друга фазы распространения фауны:

6) фаза типичных толстостенных гониатитов, целиком морская, с многочисленными двустворками, редкими трилобитами и брахиоподами;
5) фаза распространения *Anthrococeras* и *Dimorphoceras:* тонкостенные гониатиты, возможно, указывающие на слабосолоноватоводные условия;
4) фаза распространения юных особей морских моллюсков; условия, вероятно, не полностью морские;
3) фаза лингул, характеризующая повышенную по сравнению с фазами 1 и 2 соленость, но все еще не типично морскую;
2) фаза *Planolites:* отсутствие морской ископаемой фауны;
1) фаза распространения рыб (в основном акантодиевые и палеониски), морские ископаемые отсутствуют.

Поскольку в подобных разрезах могут отсутствовать признаки цикличного осадконакопления, очевидно, трудно установить даже значительные фациальные изменения, не учитывая ископаемую фауну. Это замечание касается также юрских глин (оксфорд) юго-востока Англии. До тех пор пока Бринкманом [59] не было проведено детальное исследование этих отложений и в них не были обнаружены побочные фаунистические циклы (описанные в гл. 6), никто не предполагал, что в процессе образования этих отложений имели место многочисленные осцилляции условий среды.

Представление о том, что соленость всегда являлась основным контролирующим фактором, влиявшим на распространение фауны в каменноугольных толщах, недавно было подвергнуто в некоторых отношениях критике Бёгером [40]. Подробно изучив две морские пачки Рурского угольного месторождения, Бёгер обнаружил, что в разрезах могут быть

выделены шесть последовательно сменяющих друг друга фаунистических комплексов:

6) Брахиоподы: редкие; могут сопровождаться разновидностями пятого комплекса; обнаруживаются только в песчаных отложениях.
5) *Gastrioceras:* включают *Pterinopecten.*
4) *Anthracoceras:* включают *Posidoniella.*
3) Нукуланиды: мелкие двустворчатые моллюски.
2) *Planolites* и *Lingula.*
1) *Jonesina:* остракоды и остатки рыб.

Совершенно очевидно сходство этих последовательных комплексов с описанными выше фаунистическими циклами или фазами. Однако в отличие от предшествующих исследователей Бёгер утверждает, что такие факторы, как направление и сила водных течений, количество и размерность обломочных осадков, отлагавшихся в данном районе, а также глубина морского бассейна могли играть важную роль в распространении тех или иных комплексов фауны. Влияние солености воды, по мнению Бёгера, было лишь косвенным. Первые три комплекса представлены главным образом инфауной (расселенной внутри донных осадков), последние три — эпифауной (расселенной выше осадков). Это дало возможность Бёгеру предположить, что первая группа комплексов фауны соответствует относительно мелководным условиям, а возможно, и обстановке приливно-отливных вод нормальной солености, где эта фауна благодаря своему образу жизни была хорошо защищена от воздействия периодического осушения и изменений солености. Последняя группа комплексов фауны представлена формами, которые в большей степени подвергались влиянию таких колебаний, вероятно, заселяя вследствие этого несколько более глубоководные участки шельфа.

Последовательные изменения фауны вверх по напластованию могут указывать на изменение степени аэрации морского дна [59, 168] или изменения глубины бассейна. Определения глубин морского палеобассейна по ископаемой фауне достаточно надежны для среднетретичных и более молодых отложений, хотя редко эти определения могут быть выполнены с точностью до нескольких метров. Как отмечено в гл. 7, Велла [444] на основании состава фауны реконструировал примерные глубины плиоцен-плейстоценовых бассейнов для промежутков времени, соответствующих образованию отдельных элементов седиментационных циклов.

Однако аналогичные данные по древним толщам отличаются гораздо большей неопределенностью. Весьма показательным в этом отношении является противоречивость выводов о глубине седиментационного бассейна, существовавшего в процессе отложения различных литологических пачек пенсильванских и пермских циклотем области Мидконтинента Северной Америки (Канзас и соседние штаты). Элиас [118], используя фауну в качестве главного критерия, в одной из своих статей пришел к заключению, что глубина моря представляет ведущий фактор, контролирующий осадконакопление. В породах, которые, как считал Элиас, образовались при глубинах воды до 55 *м* (180 футов), слой фузулиновых известняков соответствует периоду наибольшей глубины бассейна (160—180 футов). Данная интерпретация обсуждалась Имбри и др. [205, 206] и Лапортом [261] на одном из лучших примеров Элиаса — формации известняка Битти вулфкэмпского возраста [205, 206, 261].

В результате предпринятого детального палеоэкологического изучения известняков Коттонвуд, являющихся одной из пачек известняка Битти, который прослеживается от Оклахомы до Небраски, Лапорт высказал предположение о том, что на условия распространения фауны воз-

Таблица 35

Схема соотношения фаций и условий седиментации, предложенная Лапортом для пермских известняков Коттонвуд

(Канзас и соседние штаты)

Фации	Поступление терригенного материала	Циркуляция воды	Турбулентность
Биокластическая	Слабое	Слабая	Средняя
Фузулиновая	Слабое	Слабая	Средняя
Плоских водорослей	Слабое	Средняя	Средняя
Раковинная известковистая	Среднее	Хорошая	Низкая
Глинистая	Интенсивное	Хорошая	Низкая
Алевритовая с *Osagia*	Интенсивное	Хорошая	Высокая

действовали три основных фактора, каждый из которых не связан с глубиной бассейна. Предполагаемые соотношения даны в табл. 35.

В противоположность Элиасу Имбри и др. [205] полагали, что эти осадки формировались в очень мелководной обстановке; в частности, слои с *Osagia* отлагались при глубине не более фатома, а фузулиновая и биокластическая фации — лишь немногим глубже.

Имея в виду другой пример Элиаса, циклотему Ред-Игл (нижняя пермь), Мак-Крон [280, 281] вернулся к старым взглядам о решающем значении глубины морского бассейна. Однако Мак-Крон не отрицал возможного воздействия и других факторов; он поддерживал спорную точку зрения Лапорта о том, что фузулиниды обитали в мелководных зонах бассейна, вероятно имевших глубину не более 20 *м*. В качестве доказательства указывалось, что пласты с обилием фузулинид содержат корки известьвыделяющих водорослей, современные аналоги которых растут, несомненно, лишь на небольших глубинах.

В качестве индикаторов фациальных условий Мак-Крон отмечает следующие ископаемые остатки:

Osagia (водоросли): воды чистые, очень неглубокие (0—10 футов), теплые, слабо перемешиваемые;

Lingula, Orbiculoidea: очень мелкие воды (0—10 футов); условия слабых мутьевых потоков, ограниченной циркуляции;

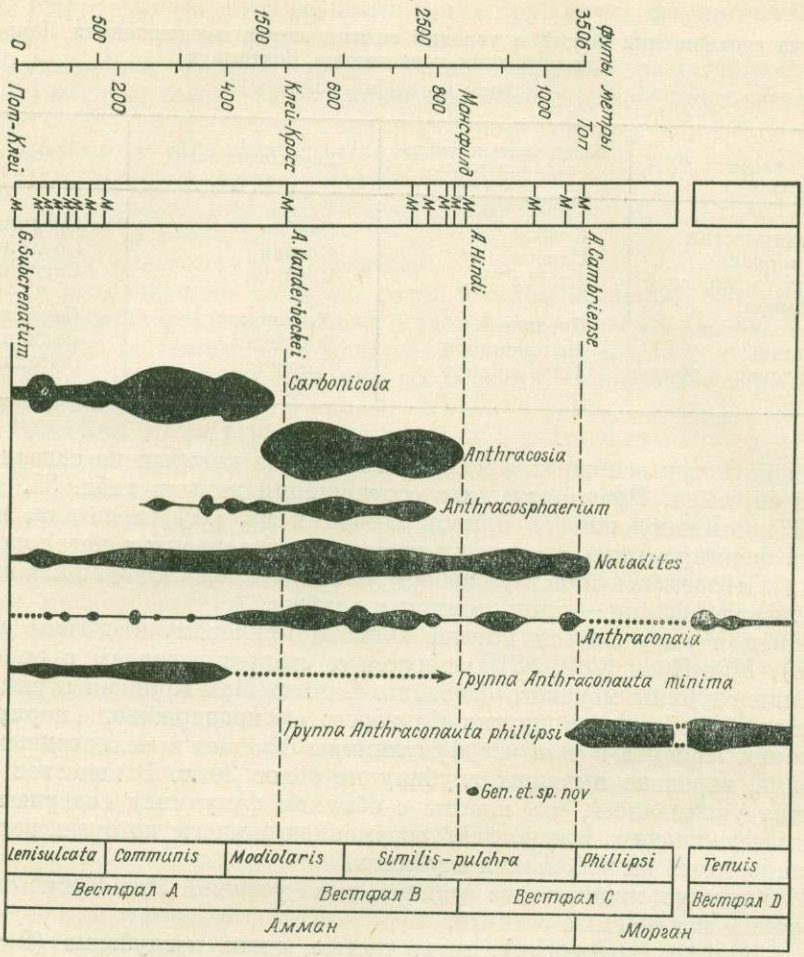
Triticites: чистые воды, неглубокие участки бассейна (10—40 футов), теплые, нормальные морские воды; спокойная, свободная циркуляция;

Trochiliscus (семейство харофитов): очень неглубокий (0—10 футов), умеренно солоноватоводный бассейн; вода обогащена $CaCO_3$.

Результаты вышеприведенных работ указывают на большие возможности и перспективы детальных палеоэкологических исследований при анализе циклов отложений, содержащих ископаемые организмы.

МЕЖЦИКЛОВЫЕ ФАУНИСТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Представляются весьма полезными также более углубленные исследования соотношения между ископаемой фауной и вмещающими их отложениями на основе рассмотрения характера распространения фауны во всем разрезе крупных седиментационных циклов в пределах обширных территорий. Вновь возвращаясь к классическим разрезам позднепалеозойских пород, следует прежде всего отметить работу Калвера [65], касающуюся распространения вестфальских неморских двустворок в районе Пеннинского угольного района Англии.



Фиг. 90. Стратиграфическое распространение неморских двустворчатых моллюсков в разрезах вестфальских угленосных свит Йоркшира и соседних графств (по Калверу [65]).

Внутри мощной толщи в основном неморского происхождения, развитой в этом районе, отмечаются три крупные морские свиты: Клей-Кросс, Мансфилд и Топ. Как видно из фиг. 90, род *Carbonicola* непрерывно прослеживается во всем разрезе свиты Клей-Кросс, а затем внезапно исчезает. *Anthracosia* появляется в отложениях, залегающих непосредственно под свитой Клей-Кросс, и встречается вплоть до свиты Мансфилд. *Naidites,* наоборот, обнаруживается как в той, так и другой свите и исчезает почти точно на границе с морской свитой Топ. Приуроченность ряда других менее типичных видов ископаемой фауны не столь ясна, хотя, например, зона с *Anthraconauta phillipsi* почти точно соответствует морской свите Топ. Очевидно, исчезновение этих трех видов фауны вверх по разрезу означает ее вымирание в пределах всего Пеннинского угольного района; возможно, подобная картина сохраняется и на более значительной площади. Весьма вероятно, что такое распространение фауны в вертикальном разрезе отражает три обширные трансгрессии моря, нарушавшие (по меньшей мере временно) привычные условия существования организмов.

Другой пример каменноугольных отложений Англии приведен Диксоном и Воном [96], отметившими, что некоторые границы крупных циклов в известняках Гауэр, Гламорган, совпадают с границами фаунистических зон. Таким образом, новые формы зоны *D* появляются в разрезе там, где наблюдается изменение состава отложений в сторону более глубоководной фации (см. гл. 6). Велла [444] также показал на примере плиоцен-плейстоценовых отложений сопоставимость фаунистических зон и крупных циклов.

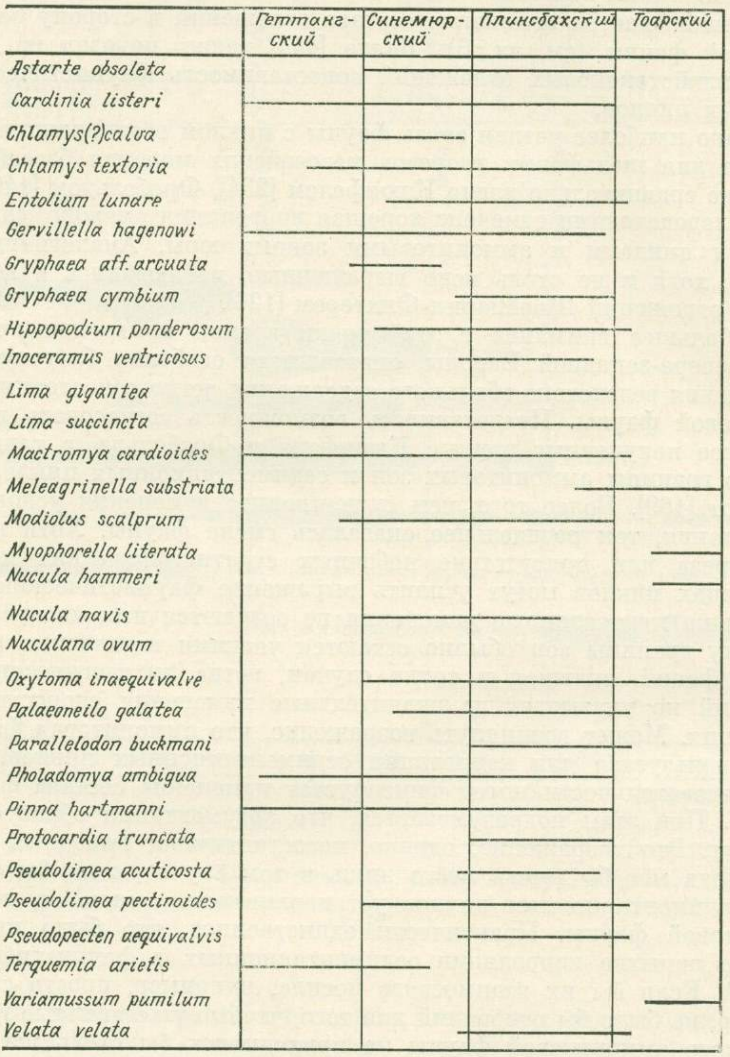
Однако наиболее четкая связь фауны с циклом осадконакопления обнаружена для шельфовых разрезов мезозойских морских бассейнов Европы. Уже сравнительно давно Клюпфелем [234], Фребольдом [146] и другими исследователями отмечена хорошая корреляция между седиментационными циклами и аммонитовыми зонами юры. Аналогичные соотношения, хотя и не столь ясно выраженные, наблюдались в комплексе меловых отложений Швейцарии Фихтером [126].

Наибольшее внимание с этой точки зрения привлекли отложения лейаса северо-западной Европы, оказавшиеся особенно благоприятными для изучения вследствие обильного содержания легко сопоставимых форм аммонитовой фауны. Представилась возможность согласовать и расширить ранее полученные данные Клюпфеля и Фребольда, а также показать, что границы аммонитовых зон и седиментационных циклов обычно совпадают [169]. Более того, чем существеннее изменения условий осадконакопления, тем разительнее оказалась смена фауны. Хотя конденсация разреза или присутствие побочных стратиграфических перерывов на границах циклов могут усилить выражение фаунистических изменений, тем не менее данные изменения не создаются ими «искусственно», поскольку границы зон обычно остаются четкими независимо от разнообразия фаций, включая и такие случаи, когда литологический состав отложений не указывает на значительные изменения скорости осадконакопления. Может возникнуть возражение, что аммонитовая фауна сначала используется для корреляции седиментационных циклов, а затем по последовательности пород фиксируется изменение состава фауны аммонитов. При этом подразумевается, что аргументация образует порочный круг. Это возражение, однако, несостоятельно; порочный круг доказательств мог бы иметь место лишь в том случае, если бы существование седиментационных циклов устанавливалось только по изменению аммонитовой фауны. Практически единственное, что было предпринято, — это попытка корреляции седиментационных и фаунистических изменений. Если бы их взаимосвязь носила, например, просто случайный характер, не было бы оснований для того, чтобы существенные изменения комплексов аммонитовой фауны не приходились бы столь же часто на середину крупных циклов осадконакопления.

В отличие от аммонитов другие группы беспозвоночных явно менее чувствительны к переменам фациальной обстановки и представлены видами, изменение которых протекает значительно дольше. Тем не менее существуют два основных периода изменений уровня моря, оказывающих явное воздействие на фауну в целом. Первый из них отвечает развитию морской трансгрессии в начале плинсбахского времени. Этот период для большинства районов не отмечен каким-либо резким изменением литологических особенностей разреза, и, не считая аммонитов, признаки общего исчезновения синемюрских беспозвоночных здесь отсутствуют. Периоду трансгрессии, однако, соответствует появление и расцвет новых организмов, среди которых особое место занимают аммониты, белемниты, двустворки, брахиоподы и фораминиферы.

Второй период изменений является наиболее примечательным во всем комплексе отложений лейаса как с точки зрения состава пород, так

и фауны. Вслед за стадией общего обмеления моря в позднедомерское время в течение раннего тоара произошло углубление бассейна, что привело к началу нового цикла осадконакопления, отчетливо фиксируемому



Фиг. 91. Стратиграфические пределы распространения некоторых наиболее характерных видов фауны двустворчатых моллюсков в лейасе Великобритании (по Халламу [169]).

Домерское время рассматривается в качестве эквивалента верхнего плинсбаха.

по ряду седиментологических признаков (см. гл. 6). Эти изменения состава отложений сопровождаются почти полной сменой фауны, фактически охватывая все ее основные группы. Момент исчезновения большинства старых видов фауны, отмечающий ее вымирание, по крайней мере в локальном масштабе, коррелируется с границей между домерскими и тоарскими отложениями не совсем точно и соответствует слоистым битуминозным глинистым сланцам, — широко распространенной пачке нижнего тоара, представленной осадками анаэробной среды. Вероятно, застойные придонные условия способствовали деградации бентонной фауны, а также некоторых видов нектона. Впоследствии, в позднем тоаре, в пре-

делах северо-запада Европы расселились новые формы, которые часто несколько видоизменяясь, переходят в среднеюрское время.

Упомянутые выводы вытекают из рассмотрения фиг. 91, которая представляет список наиболее распространенных в лейасе видов ископаемых двустворчатых моллюсков. Заметим, что все виды можно подразделить на четыре группы. Первая группа фауны характерна для всего или почти всего нижнего и среднего лейаса (геттангский — домерский ярусы) и распространяется даже в базальные слои верхнего лейаса (тоарский ярус). Вторая группа появляется в нижней части плинсбахских отложений, к концу которых развитие этих видов начинает затухать; третья группа встречается в тоаре выше горизонта битуминозных глинистых сланцев. К четвертой, весьма малочисленной группе относятся такие виды фауны, которые приурочены к моменту развития застойных придонных условий.

Естественно, напрашивается вопрос, отражают ли рассмотренные изменения фауны какие-либо глобальные явления. Полученные в последнее время данные свидетельствуют о том, что, по крайней мере в некоторых случаях, такая связь обнаруживается [171]. Например, поздние стадии крупных циклов юрского времени, накопление которых происходило в относительно мелководных и уменьшающихся по площади морях, как оказалось, характеризуются вымиранием древних организмов, а ранние стадии совпадают с быстрой эволюцией и миграцией новых групп фауны. Особенно хорошо это видно в разрезах среднеюрских отложений. В батское время произошло резкое сокращение размеров морских бассейнов, вследствие чего аммониты приобрели необычные черты: широкое развитие получают крайние оксиконы (oxycones), сфероконы (sphaerocones) и кадиконы (cadicones), а также различные аномальные формы. По-видимому, все это является отражением этапа, названного Аркеллом «эволюционным застоем» [24]. С последующей келловейской трансгрессией, соответствующей началу формирования нового цикла, связано появление и распространение новых групп фауны; в частности, макроцефалитиды Тетиса сменились бореальными формами космоцератид. Весьма редко тот или иной род фауны аммонитов «пересекает» крупную межцикловую границу, и, как правило, заметные изменения обнаруживаются даже для целых семейств.

Эти явления, по-видимому, характеризуют специфику крупного эволюционного процесса, связанного с эвстатическим подъемом и опусканием уровня моря [298, 312, 313]. Часто хорошо сопоставляются с фазами повсеместного вымирания беспозвоночной фауны периоды низкого положения уровня моря, когда области шельфа сокращены до минимума. По мере постепенного подъема уровня трансгрессирующего морского бассейна вновь возникает множество разнообразных экологических ниш, что приводит к размножению и эволюционному развитию уцелевших форм. Весьма показательными в этом отношении являются переходы от перми к триасу, а также от мела к палеоцену. Не случайно, что границы этих систем соответствуют границам основных эр фанерозоя.

В заключение следует подчеркнуть, что до настоящего времени проведено еще очень мало детальных систематических работ по выявлению соотношений между крупными изменениями состава отложений и фауны. Постановка таких исследований, охватывающих проблемы цикличного осадконакопления и эволюции фауны, представляется весьма важной для разработки обеих этих проблем.

ГЛАВА 11

Общие выводы

До сих пор остается спорным вопрос о том, привела ли попытка выяснить характер периодичности процесса осадконакопления к возрастанию наших знаний или же к менее правильным представлениям и связанным с этим трудностям. Тем не менее на определенном этапе литологических исследований такой поиск неизбежен, и усилия в этом направлении будут, безусловно, предприниматься и в дальнейшем. Сдерживающим обстоятельством является то, что методы исследования и интерпретации данных с начала последнего столетия (когда признали возможность ритмического характера осадконакопления) до середины настоящего существенно не изменились. Есть надежда, что в будущем из анализа будут исключены по крайней мере особенно нежелательные элементы субъективности. Это не означает, однако, менее важной роли интерпретации данных на *чисто геологической* основе. Действительно, как указывалось в гл. 1, статистический анализ сложных разрезов обычно может быть начат лишь когда сделан вывод, например, относительно того, какая литологическая разность из всего комплекса пород, слагающих данный разрез, является наиболее важной. Однако после принятия такого рода геологических решений исследователи обязаны на данном этапе выполнить анализ, который был бы, насколько это возможно, объективным и количественным. Существует много различных методов исследования. Методы Даффа и Уолтона [102], а также Пирна [321] относятся к одному типу, для которого характерен выбор самого распространенного в разрезе цикла и сравнение этого (модального) цикла с идеальными (моделированными) циклами. Этот вид анализа может оказаться очень важным при изучении сложных разрезов, хотя Вистелиус [448] показал, как можно численно выражать различные петрографические составы отложений и применять гораздо более точные математические методы. Из них метод анализа *спектра интенсивности,* который предполагает выбор преобладающей периодичности в сложном ряду измерений соотнесенных со временем, имеет большие возможности. Можно также, как это было сделано Шварцахером [375], выбрать отклонение от обычных для всего разреза параметров и сравнить это отклонение с математическими моделями, представленными, например, простыми синусоидальными кривыми или более сложными построениями. Хотя следует всегда иметь в виду, что статистические методы не во всех случаях являются наиболее подходящими и что при поисках все более совершенных математических методов не должен быть утрачен *геологический смысл* исследования, все же использование этих методов обеспечивает более надежную основу для генетических выводов, чем те, которыми пользуются в настоящее время. По способам изображения физических данных, которые обычно применяются, часто трудно себе представить естественные разрезы (см. в особенности гл. 4 и 5). Несомненно также, что наметилась тенденция слишком под-

черкивать правильность ритмичности разреза. Это, безусловно, имело место при изучении каменноугольных отложений. Очень многие исследователи предполагали, что цикличность присутствует в определенной форме, и, если рассматривать теорию происхождения цикличности в целом, отклонения от этой формы не являются существенными. Однако трудно определить, когда этот процесс допущения отклонений от ожидаемого развития следует остановить при таком субъективном подходе. Доходя до абсурда, можно было бы «увидеть» сложные циклы в мощном совершенно однородном разрезе одного литологического типа, полагая, что фациальные изменения в пределах бассейна осадконакопления привели к отсутствию ожидаемых единиц в рассматриваемом районе.

Кроме того, как только стало ясно, что каменноугольные отложения обнаруживают в различных частях мира до некоторой степени сходные циклы, многие исследователи начали вводящие в заблуждение поиски глобального механизма цикличности, а зачастую и единой причины образования циклотем. Велла [445], возвращаясь к идеям Штилле и Зюсса о глобальных единовременных эвстатических и диастрофических событиях, рекомендовал даже рассматривать циклотемы как временные стратиграфические подразделения. Однако если принять во внимание, что в пределах Америки часто невозможно скоррелировать циклы каменноугольного возраста, например, Канзаса и Иллинойса или даже в пределах каждого из этих штатов, и что в угленосной толще карбона Великобритани зачастую возникают трудности при корреляции отложений между районами Шеффилда и Ноттингема, расположенными на расстоянии около 30 миль один от другого, то нам трудно принимать сколько-нибудь всерьез представления Веллы. Мы рассмотрели циклические разрезы, образовавшиеся в различных условиях, и пришли к заключению, что лишь в условиях некоторых режимов осадконакопления можно обнаружить глобальные механизмы, контролирующие образование циклов. Так, например, действию эвстазии можно приписать формирование некоторых крупных циклов юры, но это возможно только благодаря тому, что имеется чрезвычайно точная стратиграфическая схема и выполнены тщательные сопоставления между континентами. Начинать же с утверждения повсеместной синхронности геологических событий, значит предрешать вопрос.

Петрографический состав отложений циклических разрезов, несомненно, контролируется обстановками осадконакопления. Наш обзор показал, что типы циклов, несогласия в напластовании и латеральные изменения типов циклов в основном являются функцией обстановки осадконакопления. Таким образом, становится нелепой попытка найти единую причину, определяющую процесс циклического осадконакопления. «Спор о происхождении циклотем вообще является абсурдным; аргументация всегда должна относиться к данной циклотеме или тщательно определенному классу циклотем» ([35], стр. 41). При рассмотрении возможных факторов, контролирующих циклообразование, мы придерживаемся точки зрения Робертсона ([357], стр. 515—516):

«Только если эти факторы (локальные механизмы) не убеждают нас в своей компетентности, допустимо следовать дальше, в более умозрительную область влияния климата, региональных эпейрогенических колебаний земной коры, планетарных движений и космоса».

Из явных локальных факторов, воздействующих на седиментацию, в первую очередь рассматриваются те, которые присущи седиментационным процессам, обусловливающим накопление последовательности слоев. Конечно, следует помнить, что во всех случаях необходимо предполагать общее погружение земной коры, и поначалу можно принять, что оно происходило практически с постоянной скоростью.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ КОНТРОЛЬ

Признание важности контроля этого типа задержалось в ожидании детальных данных седиментологических исследований, многие из которых появились только в последние два десятилетия. Это особенно очевидно для фаций, которые рассматриваются как краевые в фациальном ряду и, возможно, дельтовые по происхождению.

Исследования Фиска и многих других подвели нас к пониманию роста дельты, которое проливает совершенно новый свет на происхождение многих циклов. Последовательность литологических разностей, обнаруженная во многих циклах каменноугольного возраста, имеет определенное сходство с аналогичной последовательностью слоев, кратко описанной Скретоном [378] в дельте Миссисипи. Периодические изменения темпа роста суб-дельты должны были играть значительную роль в формировании циклотем. Очевидно, подобные изменения неизбежны для любой дельты. При расширении дельты градиент (уклон) основного русла уменьшается. Площади, расположенные вокруг активной суб-дельты, продолжают опускаться до более низких уровней, в результате чего в стороне от основного русла образуются глубокие расселины, вытягивающиеся вверх по течению. Это приводит к тому, что значительная часть водного потока меняет направление и течет в новые пониженные участки. Такое измененное направление, вероятно, сохраняется до тех пор, пока развитие суб-дельты вновь не приводит к расширению русла, в результате чего уклон уменьшается и опять становится возможным образование расселин. Этот процесс является в основном саморегулируемым, характеризуясь внутренне присущим ему механизмом восстановления питания (in-built feed-back mechanism), который, подобно многим процессам в технике, неизбежно приводит к возникновению ритмической последовательности событий. Другим примером механизма восстановления питания служит процесс наращивания торфяных масс, который в их накоплении уже содержит предпосылку уменьшения своего объема. Существованием этих двух систем регулирования, составляющих *литолого-почвенную* теорию контроля (sedimentary-edaphic control theory), очевидно, можно удовлетворительно объяснить цикличность большинства угленосных циклотем.

При сравнении древних и современных разрезов отложений возникают некоторые отклонения. Одно из них заключается в явном развитии песчаного слоя над ранее образовавшимся разрезом дельтовых отложений [378]. Песчаный слой образуется в результате переработки нижележащих дельтовых отложений по мере наступания моря в пределы погружающегося района. Такая ситуация в более древних породах наблюдается очень редко. Это необычно, потому что многие локально развитые циклы, например, угленосных толщ карбона Великобритании, вероятно, образовались в результате местных опусканий в пределах передовой части дельты, в связи с чем район самой дельты никогда не становился по-настоящему морским. Эта область также никогда не была достаточно обнажена для того, чтобы ранее отложившиеся осадки могли подвергнуться интенсивному перемешиванию и переработке. Однако несомненно, что в тех случаях, когда в начальный период образования цикла условия осадконакопления были морскими, присутствия песчаников почти никогда не отмечалось. Только в исключительном случае циклотем района Уилд (см. стр. 80—88) действительно имеются признаки переработки отложившихся ранее осадков в ходе трансгрессии. Возникает вопрос, свидетельствует ли отсутствие этого песчаника о том, что нужно отказаться от идеи седиментационного контроля при развитии дельты. Очевидно, нет. Было бы удивительно, если бы территория бассейна реки Мис-

сисипи охватывала все географические условия. Одной из возможных географических схем образования дельт, весьма вероятно, применимой для севера Европы или Америки в каменноугольный период, является та, согласно которой дельты развивались очень быстро в пределах неглубоких обширных платформ, скорее, чем в пределах глубоководного бассейна, такого, например, как Мексиканский залив. Существование подобных условий в каменноугольное время могло привести к прекращению образования волн и препятствовать переработке ранее отложившихся осадков. Другим фактором, очевидно, было очень широкое распространение торфяных отложений, которые препятствовали переработке осадков и, во всяком случае, не могли служить источником песчаного материала.

Осадконакопление, вероятно, оказывало косвенное воздействие на циклообразование путем уплотнения осадка. Возможно, попеременное отложение песка, глины и торфа приводило к дифференцированному погружению вследствие уплотнения осадков. Если последнее носило спазматический характер, вероятно, после того как вес перекрывающих пород достигал критической величины, начиналось формирование некоторых циклов.

В случае пойменных образований, которым свойственно утонение зерен вверх по разрезу (установлены в альпийских молассах, древнем красном песчанике Великобритании и отложениях других районов), как и в случае дельтовых отложений, экспериментальные работы и исследования в долинах современных рек привели к лучшему пониманию природы древних осадочных пород и распознаванию циклов [8, 9, 446]. Эти циклы также образовались как результат непостоянства, свойственного развитию проток в пределах поймы, и разрез отложений, сформировавшийся в таких условиях, неизменно отличается ритмичным характером. По номенклатуре Бирбауэра [35] упомянутые циклы образуются в результате действия автоциклического механизма, свойственного самому режиму осадконакопления. Циклы дельтовых и пойменных отложений Робертсон [356] называл дифференцированными разрезами (distributive sequence), в которых дифференциация материала происходит во время его транспортировки. Поступление обломочного материала может представлять собой непрерывный или почти непрерывный процесс. Робертсон выделил также группу разрезов, образовавшихся в результате последовательного поступления материала. Он предполагал, что дифференциация обломочного материала происходит в период его отстаивания, в результате которого отлагаются сортированные слои. Ленточные глины приводились в качестве примера таких сортированных разрезов, сформировавшихся в результате отстаивания осадка (settlement-grading sequence). Если ленточные глины возникают в условиях донных течений, как указывалось в гл. 3, то название «отстоявшаяся сортированность» (settlement-grading) неудачно. Такой более общий термин, как «дифференцированный разрез, сформировавшийся при спазматическом поступлении материала», может относиться как к отложениям, возникшим после отстаивания осадка, так и к ленточным глинам и турбидитным отложениям, которые образовались из прерывисто поступавшего материала, транспортированного донными течениями.

Последовательность текстур, присущих песчанистым пачкам флишевых отложений, по-видимому, полностью определяется процессом осадконакопления. За исключением ряда исследователей, выдвигавших в качестве причин образования флишевых отложений климатические и другие факторы, большинство ученых предпочитает сравнивать условия их образования с мутьевыми потоками при различной степени воздействия донных течений (гл. 9). В этом случае механизм восстановления питания, приводящий к отложению повторяющихся пачек песчаника, не столь

очевиден по сравнению с указанным выше примером, в котором рассматривалась модель расширения дельты. Существует множество путей возникновения мутьевых потоков. Если предположить, что процесс накопления осадков в прибрежной части был довольно постоянным, можно говорить о периодичности развития мутьевых потоков, поскольку они возникали, вероятнее всего, после накопления значительного количества обломочного материала. Причиной возникновения мутьевых потоков скорее всего были землетрясения, причем, по-видимому, наиболее вероятно образование мутьевых потоков из неустойчивых масс осадков. Там, где подводные каньоны располагаются на продолжении устьев рек, возможно также образование мутьевых потоков из обломочного материала, переносимого во время паводков. В этом примере основным фактором является климат, так же как и в случае ледниковых ленточных глин, когда прослои грубозернистых осадков отлагаются главным образом из материала летних талых вод, а частично — донных мутьевых потоков.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ

Даже после учета факторов осадконакопления некоторые исследователи все же считают их недостаточными для образования циклически построенных осадков. Сложный характер некоторых циклотем, широкое распространение отдельных горизонтов (в основном известняков, иногда углей и редко морских глин), а также кажущееся неожиданным появление в разрезе морских отложений (например, в йордейлском ритме севера Англии) привлекаются для обоснования недостаточности седиментационного контроля. На примере многих каменноугольных циклов мы показали, что существуют сомнения по вопросу о природе и постоянстве многих циклотем и что в большинстве случаев прекращение поступления обломочного материала, связанное с непрерывным погружением, было достаточным, чтобы вызвать трансгрессию. При поднятии базиса эрозии происходит намыв отложений в верхних течениях рек. Это неизбежно приводит к тому, что трансгрессивные подразделения цикла сразу же переходят в морские. Предположение, что разнообразный характер приносимого материала связан с последовательно повторяющимися движениями земной коры в пределах бассейна, которые часто сочетаются с воздыманием области сноса ([467], см. гл. 4 и 5), по-видимому, объясняется недостаточным признанием роли механизма распределения материала. Внезапное прогибание дна бассейна может служить эффективной причиной циклообразования, и эта точка зрения поддерживается сторонниками диастрофического контроля, которые считают, что сбросы развиваются периодически. Ботт [49] принимает, что эрозионные процессы в областях сноса приводят к изостатическому выравниванию, возможному в результате перетока материала в мантии. Большая часть этого перетока материала, происходя локально, вызывает погружение бассейнов, расположенных вокруг области сноса. Согласно Ботту, погружение должно контролироваться образовавшимися ранее ослабленными зонами, по которым происходят спазматические подвижки.

Многие аргументы, касающиеся диастрофического контроля цикличности, возникли до накопления материала детальных литологических исследований. Однако было бы неразумным отрицать важную роль диастрофических движений в процессе осадконакопления. Почти несомненно, что они контролируют в целом обстановку осадконакопления и определяют общий характер образующихся осадков, но при существующем уровне знаний трудно выбрать какую-нибудь циклотему и сказать, что в этом случае должен был иметь место диастрофический контроль. Если некая циклическая пачка прослеживается на ограниченной площади,

то ее образование могло контролироваться лишь условиями осадконакопления. Если же циклическая пачка имеет широкое площадное распространение, например, встречается по всему континенту, тогда встает вопрос корреляции отложений. В результате проведенной корреляции может оказаться, что формирование подобных отложений происходило на всем земном шаре, и тогда, вероятнее всего, причиной этого являлся климат или эвстатический механизм.

ЭВСТАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ

Эвстатические изменения могут быть вызваны либо сменяющими друг друга процессами оледенения и таяния льдов, во время которых морская вода сначала в виде льда остается на суше, а затем тает, или же изменениями объема океанских бассейнов вследствие вертикальных (эпейрогенических) движений участков океанического дна. Первое явление получило название гляцио-эвстазии, а второе — текто-эвстазии [122]. Много лет тому назад Зюсс предположил, что положительные движения морского дна, возможно, являются следствием перемещения масс морской воды в результате сноса осадка с континентов, однако теперь известно, что скорость накопления осадков на дне океана недостаточна, чтобы вызвать значительные перемещения уровня океана.

Наиболее известные геологам глобальные изменения уровня моря — гляцио-эвстатические изменения, происходившие в плейстоцене. Обычно считают, однако, что в настоящее время климат на земном шаре аномален и что на протяжении большей части хорошо изученной геологической истории ледовые покровы на полюсах не существовали или имели незначительные размеры, поскольку надежные данные об оледенениях, охвативших обширные территории, имеются лишь для плейстоцена, позднепалеозойского и, с меньшей степенью вероятности, позднедокембрийского времени. Отсюда следует, что любые значительные изменения уровня моря, происходившие в мировом масштабе и устанавливаемые на основе стратиграфических исследований, несомненно, были вызваны эпейрогеническими движениями в пределах океанических впадин [170, 99]. Более того, роль оледенения и таяния льдов в изменениях уровня моря, к примеру, в позднем палеозое, не была оценена количественно, и нельзя безоговорочно утверждать, что подобные изменения непременно были вызваны действием одного этого фактора.

Несмотря на то, что впервые взаимосвязь между эпейрогеническими и эвстатическими процессами и их воздействием на осадконакопление была установлена такими известными геологами, как Э. Зюсс в Европе и Т. Чемберлен в Северной Америке, Грабау [160], вероятно, первым дал четкое определение этой связи в своей так называемой пульсационной теории. Он утверждал, что крупные трансгрессии и регрессии моря, охватившие обширные районы континентов, явились скорее результатом изменений уровня моря, чем орогенических или эпейрогенических движений на континентах, как предполагали другие исследователи. Это положение было проиллюстрировано примерами периодов палеозойской эры с одной или двумя трансгрессиями и регрессиями в течение каждого из них.

Согласно данным современных океанографических исследований, намечается несколько причин, которые могли вызвать эпейрогенические движения, приводящие к изменениям уровня моря. В последнее время в этой связи много внимания уделялось обширным хребтам или поднятиям морского дна, например Среднеатлантическому хребту, Восточнотихоокеанскому поднятию и поднятию Дарвина. Последнее из них, расположенное в западной части Тихого океана, покрыто подводными горами,

или гийотами, (sealmounts or guyots) и атоллами. На основании фаунистических остатков мелководного происхождения, извлеченных с помощью дночерпателя с вершин гийотов или отобранных из керна скважин, пробуренных на атоллах, можно доказать, что поднятие Дарвина испытывало погружение примерно со среднемелового времени [285]. Менард подсчитал, что погружение этого поднятия должно было повлечь за собой понижение уровня моря приблизительно на 100 *м* за последние 100 миллионов лет (скорость изменения уровня моря составила 0,1 *см*/10^3 *лет*). С другой стороны, образование в третичное время Восточнотихоокеанского поднятия и других, более молодых океанических поднятий должно было привести к повышению уровня моря примерно на 300 *м*, т. е. повышение уровня моря шло со скоростью 0,3 *см*/10^3 *лет*.

Если бы после мелового периода океаническое дно не было подвержено эпейрогеническим движениям, то в итоге наблюдалось бы общее повышение уровня моря, а не общее понижение. Однако существует ряд указаний на то, что в течение этого времени обширные районы вдоль окраины континентов испытали погружение [170]. Хорошо известные глубокие желоба, расположенные в периферийных частях Тихого океана и Карибского моря, образовались в третичный или четвертичный периоды, в то время как обширные площади, занимаемые ныне Средиземным и Черным морями, а также морями Индонезии и Меланезии (это лишь немногие из районов), по-видимому, претерпели некоторое погружение в течение последних 25 миллионов лет.

Если в соответствии с принципами униформизма проанализировать события, происходившие в далеком прошлом, можно прийти к выводу, что в каждый данный момент эпейрогенические движения в совокупности скорее приводили к общему положительному или отрицательному эвстатическому изменению, чем к условиям полного равновесия. Следовательно, если бы даже ледяные покровы на полюсах и крупные ледники исчезли с поверхности Земли, существование стабильного уровня моря представляло бы исключение.

Возвращаясь к вопросу о цикличности осадконакопления, мы не можем согласиться с утверждением Уэллса [473], что эвстатические изменения уровня моря — самый важный фактор, контролирующий механизм осадконакопления, поскольку мы убеждены, что абсолютное большинство так называемых циклов образовалось в результате процессов, внутренне присущих переносу и накоплению осадков. Тем не менее эвстатический контроль, очевидно, является подходящим объяснением образования меньшей части позднепалеозойских циклов в условиях, переходных от морских к континентальным, которые характеризовались широким площадным развитием морских известняков и глинистых сланцев. Какой фактор в данном случае является основным — климатический или тектонический, — по-видимому, определить невозможно. Хотя трансгрессии и регрессии происходят, несомненно, значительно быстрее, если они вызваны гляциоэвстатическим, а не тектоэвстатическим фактором, для образования крупных литологических циклов с большим количеством обломочного материала имеется более чем достаточное время.

В гл. 6 и 7 приведены доказательства того, что образование крупных циклов эпиконтинентальных морских отложений мезозойского и третичного возраста в Европе и Северной Америке контролировалось изменениями уровня моря. Эвстатические процессы представляются наиболее вероятным механизмом образования крупных эвапоритовых циклов, и возможно даже, что они оказали влияние на формирование некоторых неморских циклов обломочных пород. Ни в одном из рассмотренных случаев не было необходимости в изменении уровня моря более чем на не-

сколько метров, возможно, в исключительных случаях — на несколько десятков метров.

Можно лишь строить различные предположения о действительной величине изменения уровня моря в приведенных примерах. Допустим, что поднятие уровня моря на 15 *м* в раннетоарское время — приемлемая величина (см. гл. 6). Если продолжительность лейаса составляет около 20 млн. лет, то на развитие аммонитовой зоны приходится в среднем 1 млн. лет. Эвстатическое поднятие уровня моря на 15 *м* на протяжении трех зон нижнего тоара отвечает скорости изменения уровня моря 0,5 *см*/10^3 *лет*. Учитывая допущения, принятые при этих расчетах, следует все же с удовлетворением отметить, что полученная цифра имеет тот же порядок, что и вычисленная Менардом.

По-видимому, образование тех или иных рассматриваемых типов осадочных циклов является следствием сравнительно небольших эвстатических колебаний, наложенных на более значительные повышения и понижения уровня моря, которые привели к крупным трансгрессиям и регрессиям, хорошо известным геологам на основании стратиграфических данных. В связи с этим только в редких случаях удается найти надежные самостоятельные факты, свидетельствующие в пользу концепции эвстатического контроля, а именно данные корреляции по фаунистическим остаткам, проведенной в межконтинентальном масштабе. Тем не менее имеется ряд характерных особенностей, которыми можно воспользоваться, чтобы установить действительную степень вероятности проявления действия эвстатического фактора. Эти особенности перечисляются ниже.

1. Широкое распространение литологических горизонтов, развитых более или менее постоянно на площади, измеряемой тысячами квадратных километров (сопоставление проводится либо по содержанию характерных ископаемых остатков, либо путем непрерывного прослеживания слоев в обнажениях).

2. Наличие фаций, свидетельствующих об отложении осадков в мелководных условиях при стабильном тектоническом режиме, например известняков, глинистых сланцев, подчиненных прослоев хорошо отсортированных и сравнительно чистых песчаников.

3. Изменения петрографического состава отложений вверх по разрезу, свидетельствующие об углублении моря, связанном с повсеместным развитием трансгрессии, и наоборот.

4. Независимость подобных изменений от эпейрогенических движений локального проявления (в результате которых формируются седиментационные бассейны и разделяющие их поднятия), на что указывают региональные изменения мощностей и состава фаций.

Привлекательно в гипотезе эвстатического контроля то, что она дает удовлетворительное объяснение так называемой асимметрии циклов различного типа без привлечения фактора прерывистого погружения. Общая характерная особенность этой «асимметрии» заключается в том, что переход к предположительно более глубоководным или более удаленным от берега морским фациям довольно резкий, и эти явно трансгрессивные отложения часто характеризуются признаками медленного накопления. Как уже указывалось в гл. 6, положительные и отрицательные движения уровня моря, происходившие с одинаковой скоростью, должны были приводить к тому, что трансгрессивные части седиментационных циклов образовавшихся в результате эвстатического фактора, оказывались более уплотненными, чем регрессивные.

Конечно, следует иметь в виду, что картина может усложняться в результате проявления региональных эпейрогенических движений на континентах. Так, например, эпейрогеническое воздымание континен-

тального участка может противодействовать повышению уровня моря и даже вызвать местную регрессию. Если погружающаяся территория не совершенно плоская, отложения, образование которых связано с повышением уровня моря, будут до некоторой степени разновозрастными. Дополнительная сложность состоит в том, что геодезические изменения, связанные с миграцией полюсов, могут привести к смещению уровня моря в пределах довольно обширных участков земной поверхности [122]. Вследствие подобных причин некоторая неопределенность в этом вопросе, вероятно, останется даже при накоплении большого количества данных.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ

В своей президентской речи в Лондонском геологическом обществе Холлингуэрт [191] высказал предположение, что климатические изменения — первопричина образования многочисленных, сильно отличающихся один от другого типов литологических циклов. К действующим факторам им были отнесены колебания уровня моря, связанные с ростом и уменьшением ледниковых покровов в течение сменяющих друг друга ледниковых и межледниковых периодов. Этот процесс, при котором климатические изменения лишь косвенно влияют на осадкообразование, с большим основанием был рассмотрен в разделе об эвстатическом контроле. В данном разделе мы уделим основное внимание прямому воздействию на осадконакопление температурных колебаний и изменений количества выпадающих атмосферных осадков.

Наиболее очевидно проявляются климатические изменения в годичной смене сезонов, причем эти изменения лучше всего выражены в характере озерных и морских варвов, представленных чередующимися слоями, которые различаются по размеру зерен, содержанию органического и минерального вещества, а также типами эвапоритов. Даже несмотря на трудности интерпретации, обсуждавшиеся в гл. 3, 7 и 8, наличие таких годичных циклов не может вызвать значительных споров.

Однако предполагается также существование более долгопериодических астрономических циклов, по поводу которых много неясного в отношении взаимосвязи как между осадконакоплением и климатом, так и между климатом и астрономическими циклами. Трудности и разногласия, мешающие в настоящее время понять суть дела, были вынесены на обсуждение на недавно состоявшемся симпозиуме по климатическим изменениям, материалы которого были опубликованы в анналах Академии наук в Нью-Йорке за 1961 г.

В том смысле, в котором это понимается в настоящее время, наиболее обычным астрономическим циклом после годичного считается так называемый 11-летний цикл солнечных пятен. Однако метеорологи не могут прийти к согласию даже в этом. Так, например, Брайсон и Даттон [63] предприняли анализ спектра интенсивности годового количества солнечных пятен, начиная с 1760 г. до настоящего времени, в результате чего им стало ясно, что цикл имеет 11-летнюю периодичность. С другой стороны, Вильямс [479] указывает, что так называемый 11-летний цикл может изменять свою продолжительность от 8 до 16 лет, так что 11-летний период, возможно, является математической абстракцией. Результаты одного исследования обнаружили не 11-летний цикл, а 22-летний. Оказывается, что одни и те же данные с применением различных методик могут привести к разным результатам.

Утверждалось также, что существуют более продолжительные циклы солнечных пятен. Так, Виллетт [478] предполагал, что 89-летний цикл, вероятно, связан со значительными климатическими изменениями, происходившими на всем земном шаре.

В связи с тем, что сила гравитационного воздействия Луны, Солнца и планет меняется, положение равноденствия и солнцестояния по отношению к перигелию, наклонение земной эклиптики и эксцентричность земной орбиты изменяются с периодичностью, в среднем составляющей соответственно около 21 000, 41 000 и 97 000 лет. Предполагается, что эти три крупных цикла влияют на земной климат; их привлекали к объяснению циклического осадконакопления многие исследователи данной проблемы (см., например, работы [157, 482, 52, 366, 432]).

До сих пор еще остается неясным, каким образом колебания солнечного излучения влияют на климат Земли. Очевидно, изменение интенсивности ультрафиолетового излучения влияет на концентрацию озона в стратосфере, а это в свою очередь — на температуру земной поверхности [326]. Если увеличение коэффициента смешения озона, возможно, приводит к повышению температуры поверхности Земли в сочетании с сокращением количества выпадающих осадков, то увеличение солнечной константы или коэффициента смешения атмосферной углекислоты, вероятно, ведет к повышению температуры, одновременному с увеличением количества осадков [240]. Не обязательно к тому же, чтобы климат на Земле менялся везде одинаково. Любой фактор, который приводит к увеличению поверхностной температуры, возможно, также является причиной возрастающего испарения океанов, что приводит к повышенной облачности. На низких широтах в более теплые сезоны наличие такой повышенной облачности сводит на нет первоначальное повышение температуры поверхности Земли. В высоких широтах в более холодные сезоны повышенная облачность, напротив, еще больше увеличивает эту повышенную температуру. Количество выпадающих осадков также может меняться в региональном плане. Очевидно, все же невозможно просто приписывать климатические изменения, которые проявляются в изменении температуры и количества выпадающих осадков, циклам солнечных пятен.

Трудности еще более возрастают, если рассматривать влияние климата на осадконакопление. Приводимые ниже примеры иллюстрируют некоторые из этих сложностей. Лангбейн и Шамм [260] изучали процесс накопления отложений в пределах водосборного бассейна в зависимости от среднегодового количества атмосферных осадков. Простой связи, т. е. равномерного увеличения количества отложений пропорционально росту количества атмосферных осадков, ими установлено не было. Количество отложений было максимальным при выпадении 10—14 дюймов атмосферных осадков в год и резко уменьшалось как в более аридных условиях (вследствие уменьшения стока), так и в более влажных условиях (вследствие повышенной плотности растительного покрова). Гарнер [152] изучил влияние климата на процесс образования аллювия в одном из районов Анд. Изменения в количестве выпадающих атмосферных осадков, очевидно, имели важную, однако трудно предсказуемую роль. В аридных условиях выветривание происходит в основном механическим путем и приводит к образованию грубых остаточных отложений, перенос которых к базису эрозии осуществляется медленно. Осадки, отложившиеся в течение таких климатических фаз, в основном представлены эоловыми алевритами и песчаниками. Во влажных условиях главную роль играет химическое выветривание. Элювий постепенно сносится и вместе с растворимым минеральным веществом, глиной и песком, переносимыми реками, отлагается у базиса эрозии. Гарнер предложил «правило отставания осадка», смысл которого заключается в том, что осадочный материал аридной фазы сносится к базису эрозии лишь в течение последующей влажной фазы.

Однако взаимосвязь между выпадением дождевых осадков и осадко-

накоплением может быть иногда относительно прямой. Подобный пример приводился Флинтом и Гэйлом [137] для озера Серлс в Калифорнии. Эти исследователи смогли доказать, что эвапориты отлагались в течение аридной фазы, а глины — в течение плювиальной фазы плейстоценовой эпохи.

Основное возражение против привлечения астрономически контролируемых климатических циклов (иных, чем годичные) для объяснения цикличности осадконакопления в прошлом состоит в том, что эта идея выдвинута в результате экстраполяции малочисленных и недостаточно осмысленных данных, относящихся к периоду, исчисляемому не более чем несколькими столетиями. Не следует удивляться тому, что Брайсон и Даттон [63], используя тот же метод анализа спектра интенсивности, с помощью которого так четко был определен 11-летний цикл солнечных пятен, не получили аналогичных результатов при изучении последовательности ледниковых варвов Швеции. Результаты исследования этих отложений оказались похожими на те, которые дает анализ ряда случайных чисел. Мы вынуждены отметить, что, даже если бы они выявили отчетливую периодичность, их интерпретация осталась бы неоднозначной.

По причинам, изложенным выше, попытки связать литологические циклы с долгопериодическими климатическими или астрономическими циклами обречены на то, чтобы оставаться в значительной степени умозрительными. Не исключая полностью воздействие таких долгопериодических циклов, мы хотим подчеркнуть нашу уверенность в том, что существует достаточно механизмов, подходящих для объяснения большинства типов циклического осадконакопления и не имеющих ничего общего с непосредственным влиянием климата. Такие типы циклов, как например, тонкое переслаивание глины и тонкозернистого известняка, образование которых трудно объяснить процессами, рассмотренными в других разделах этой главы, возможно, имеют диагенетическое происхождение (см. гл. 6).

ЦИКЛЫ И ВРЕМЯ

В отношении времени, необходимого для образования циклов (не считая варвов), назывались различные цифры. Так, например, Ван-Леквийк [436] считал, что 50 000 лет, вероятно, достаточно для формирования одного цикла каменноугольных отложений Бельгии. По мнению Йессена [215], циклотемы каменноугольных отложений Германии образовались в течение 20 000—30 000 лет. Уэстолл [475] полагал, что время, необходимое для формирования типового йордейльского цикла, составляет 200 000 лет, а Мерриам [286] считал, что канзасская циклотема формировалась 350 000 лет. Кюнен [250] высказал предположение, что между образованием последовательно отложившихся турбидитов в нижнепалеозойских отложениях Великобритании прошло 1000—100 000 лет. Эти оценки наводят на мысль, что подобные упражнения могут не дать надлежащих результатов. Кроме вполне реальных трудностей, связанных с определением абсолютного возраста и корреляцией, остается еще основное возражение против предполагаемой правильной периодичности факторов, контролирующих процесс осадконакопления. Если даже такая периодичность и существует, нельзя гарантировать, что она будет отражена в осадконакоплении.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В этих заключительных строках мы считали себя обязанными предупредить, что следует осторожно относиться к некоторым аспектам цикличности осадконакопления. Однако мы уверены, что обсуждение и по-

иски решения этой проблемы сыграют важную роль в понимании геологических разрезов. В последнее время проявляется исключительный интерес к детальному изучению и истолкованию сущности отдельных литологических разностей, и в этом направлении проводятся многочисленные исследования. Каков бы ни был окончательный вывод о правильной периодичности седиментационных циклов или даже о самой реальности их существования, исследования в этом направлении невольно привлекают внимание к относительно пренебрегаемому аспекту стратиграфических взаимоотношений, а именно к распределению фаций в пространстве и времени. Между тем именно это, в действительности являющееся исследованием меняющихся обстановок среды, составляет основную задачу геологии.



ЛИТЕРАТУРА

1. Adams J. E., Upper Permian Ochoa Series of Delaware Basin, west Texas and southeastern New Mexico, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 28, 1596—1625, 1944.
2. Alderman A. R., Aspects of carbonate sedimentation, J. Geol. Soc. Australia, 6, 1—10, 1959.
3. Alderman A. R., Skinner H. C. W., Dolomite sedimentation in the southeast of South Australia, Am. J. Sci., 255, 561—567, 1957.
4. Aldinger H., Eisenoolithbildung und rhytmische Schichtung im süddeutschen Jura, Geol. Jahrb., 74, 87—96, 1957.
5. Allen A. D., Formations of the Beacon Group in the Victoria Valley region, New Zealand J. Geol. Geophys., 5, 278—294, 1962.
6. Allen J. R. L., Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin, Sedimentology, 3, 163—198, 1964a.
7. Allen J. R. L., Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin, Sedimentology, 3, 89—108, 1964b.
8. Allen J. R. L., Fining-upwards cycles in alluvial successions, Geol. J., 4 (2), 229—246, 1965a.
9. Allen J. R. L., A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments, Sedimentology, 5, 89—191, 1965b.
10. Allen P., The Wealden environment, Anglo-Paris Basin, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, 242, 283—346, 1959.
11. Anderson J. A. R., The flora of the Peat Swamp Forests of Sarawak and Brunei, including a catalogue of all recorded species of flowering plants, ferns and fern allies, Gardens' Bull. Singapore, 20, 131—228, 1963.
12. Anderson R. Y., Solar-terrestrial climatic patterns in varied sediments, Ann. N. Y. Acad. Sci., 95, 424—439, 1961.
13. Anderson R. Y., Kirkland D. W., Origin, varves and cycles of Jurassic Todilto Formation, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 44, 37—52, 1960.
14. Anderson R. Y., Koopmans L. H., Harmonic analysis of varve time-series, J. Geophys. Res., 68, 877—893, 1963.
15. Anderson T. B., The Stratigraphy, Sedimentology and Structure of the Silurian Rocks of the Ards Peninsula, County Down, Ph. D. Thesis, Univ. Liverpool, Liverpool, 1—244, 1962.
16. Andresen M. L., Geology and petrology of the Trivoli Sandstone in the Illinois Basin, Illinois State Geol. Surv., Circ., 316, 1—31, 1961.
17. Andrichuk J. M., Regional stratigraphic analysis of Devonian System in Wyoming, Montana, southern Saskatchewan and Alberta, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 35, 2368—2408, 1951.
18. Andrichuk J. M., Mississippian Madison Group stratigraphy and sedimentation in Wyoming and southern Montana, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 39, 2170—2210, 1955.
19. Antevs E., Retreat of the last ice sheet in eastern Canada, Can., Dept. Mines Tech. Surv., Geol. Surv. Can., Mem., 146, 1—138, 1925.
20. Antevs E., Glacial clays in Steep Rock Lake, Ontario, Canada, Bull. Geol. Soc. Am., 62, 1223—1262, 1951.
21. Antrobus E. S. A., The origin of the auriferous reefs of the Witwátersrand System, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 59, 1—22, 1956.
22. Архангельский А. Д., Об осадках Черного моря, Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., 5, вып. 3—4, 199—289, 242—253, 1927.
23. Arkell W. J., The Jurassic System in Great Britain, Oxford Univ. Press, London, 1—681, 1933.
24. Arkell W. J., Jurassic Geology of the World, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1—806, 1956.
25. Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Условия образования солеродных зон в морских водоемах на примере нижнекембрийского эвапоритового бассейна Сибирской платформы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 41—53, 1960.
26. Arrhenius G., Sediment cores from the east Pacific, Rept. Swedish Deep-Sea Expedition, (5)1, 1—227, 1952.
27. Ashley G. H., Pennsylvanian cycles in Pennsylvania, Illinois State Geol. Surv., Bull., 60, 241—245, 1931.
28. Baillie A. D., Devonian System of the Williston Basin area, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 39, 575—629, 1955.

29. Ballange P. F., The sedimentology of the Waitemata Group in the Takapuna section, Auckland, New Zealand J. Geol. Geophys., 3, 466—499, 1964.
30. Barrell J., Rhythms and the measurement of geologic time, Bull. Geol. Soc. Am., 28, 745—904, 1917.
31. Barrett P. J., Geology of the area between the Axel Heiberg and Shackleton glaciers, Queen Maud Range, Antarctica, New Zealand J. Geol. Geophys., 8, 344—370, 1965.
32. Barrois C., Discours présidential à la séance publique annuelle de l'Académie des Sciences, Compt. Rend., 185, 1333—1346, 1927.
33. Bassett D. A., Walton E. K., The Hell's Mouth Grits: Cambrian greywackes in St. Tudwal's Peninsula, North Wales, Quart. J. Geol. Soc. London, 116, 85—110, 1960.
34. Beerbower J. R., Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian — Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia and Ohio, Bull. Geol. Soc. Am., 72, 1029—1050, 1961.
35. Beerbower J. R., Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169(1), 31—42, 1964.
36. Bersier A., Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine, Intern. Geol. Congr., 18th, London, 1948, Rept., 4, 83—93, 1950.
37. Bersier A., Séquences détritiques et divagations fluviales, Eclogae Geol. Helv., 51, 854—893, 1958.
38. Bisat W. S., Marine bands with special reference to those of the Millstone Grit, Naturalist, 170, 163—167, 1920.
39. Bluck B. J., Kelling G., Channels from the Upper Carboniferous of South Wales, Sedimentology, 2, 29—53, 1963.
40. Böger H., Palölologische Untersuchungen an Cyclothemen im Ruhrkarbon, Palaeontol. Z., 38, 142—157, 1964.
41. Bond G., The Karroo System in southern Rhodesia, In Symposium sur les Séries de Gondwana — Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 19, Algiers, 1952, 209—223, 1952a.
42. Bond G., Evidence of glaciation in the lower part of the Karroo System in southern Africa, Trans. Geol. Sov. S. Africa, 55, 1—11, 1952b.
43. Bond G., The Madumabisa (Karroo) Shales in the middle Zambesi region, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 58, 71—99, 1955.
44. Booker F. W., Studies in Permian sedimentation in the Sydney Basin, N. S. Wales Dept. Mines, Tech. Rept. 1957, 5, 10—62, 1960.
45. Booker F. W., Bursill C., McElroy C. T., Sedimentation of the Tomago Coal Measures in the Singleton-Muswells rock coalfield: an introductory study, J. Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 87, 137—151, 1953.
46. Booker F. W., McKenzue P. J., The Ravensworth State Coal Mine Reserve, N. S. Wales Dept. Mines, Tech. Rept., 1, 13—19, 1953.
47. Borchert H., Muir R. O., Salt Deposits, The Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites, Van Nostrand, Princeton, N. Y., 1—338, 1964.
48. Bornhauser M., Marine sedimentary cycles of Tertiary in Mississippi Embayment and central Gulf Coast area, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 31, 696—712, 1947.
49. Bott M. H. P., Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the upper mantle, Nature, 201, 1082—1084, 1964.
50. Bouroz A., La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 1, 65—78, 1960.
51. Bouma A. H., Sedimentology of some Flysch Deposits, Elsevier, Amsterdam, 1—168, 1962.
52. Bradley W. H., The varves and climate of the Green River Epoch, U.S., Geol. Surv., Profess. Papers, 158-E, 87—110, 1929.
53. Bradley W. H., Non-glacial marine varves, Am. J. Sci., 222, 318—330, 1931.
54. Braitsch O., Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten — Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, Springer, Berlin — Göttingen — Heidelberg, 3, 232, 1962.
55. Bramlette M. N., The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks, U.S., Geol. Surv., Profess. Papers, 212, 1—57, 1946.
56. Branson C. C., Pennsylvanian System of the Mid-Continent, In C. C. Branson, Ed., Pennsylvanian System in the United States, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 431—460, 1962a.
57. Branson C. C., Pennsylvanian System of Central Appalachians, In C. C. Branson, Ed., Pennsylvanian System in the United States, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 97—116, 1962b.
58. Briggs G., Cline L. M., Paleocurrent study of the Upper Mississippian and Lower Pennsylvanian rocks of Ouachita Mountains and Arkoma Basin, southeastern Oklahoma, Abstracts for 1962 — Geol. Soc. Am., Spec. Papers, 73, 122, 1963.

59. Brinkmann R., Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten über Artbegriff und Stammesentwicklung, Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Physik Kl., **13**, 1—249, 1929.
60. Brough J., On rhythmic deposition in the Yoredale Series, Proc. Univ. Durham Phil. Soc., 8, 116—126, 1928.
61. Brückner W. D., Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen, Geol. Rundschau, **39**, 196—212, 1951.
62. Brückner W. D., Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past, J. Sediment. Petrol., **23**, 235—237, 1953.
63. Bryson R. A., Dutton R. A., Some aspects of the variance spectra of tree rings and varves, Ann. N. Y. Acad. Sci., **95**, 580—604, 1961.
64. Caldenius C. D., Carboniferous varves measured at Paterson, New South Wales, Geol. Fören. Stockholm, Förh., 60, 349—364, 1938.
65. Calver M. A., Die stratigraphische Verbreitung der nicht-marinen Muscheln in den penninischen Kohlenfeldern Englands, Z. Deut. Geol. Ges., **107**, 26—39, 1956.
66. Calvert S. E., Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California, In Marine Geology of the Gulf of California, a Symposium — Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem., **3**, 311—330, 1964.
67. Calvert S. E., Origin of diatom-rich, varved sediments from the Gulf of California, J. Geol., **74**, 546—565, 1966.
68. Carozzi A., Rythmes de sédimentation dans le Crétacé helvétique, Geol. Rundschau, **39**, 177—195, 1951.
69. Clarke A. M., A contribution to the understanding of washouts, swalleys, splits and other seam variations and the amelioration of their effects on mining in south Durham, Trans. Inst. Mining Engrs. (London), **122**, 667—706, 1963.
70. Cline L. M., Late Palaeozoic rocks of the Quachita Mts. Oklahoma Geol. Surv., Bull., 85, 1—113, 1960.
71. Collins W. H., The geology of the Gowganda mining division, Geol. Surv. Can., Mem., **33**, 1—121, 1913.
72. Conolly J. R., Petrology and origin of the Hervey Group, Upper Devonian, New South Wales, J. Geol. Soc. Australia, **12**, 123—166, 1965.
73. Copeland M. J., Coalfields, west half Cumberland Country, Nova Scotia, Geol. Surv. Can., Mem., **298**, 1—89, 1959.
74. Craig G. Y., Walton E. K., Sedimentary structures and palaeocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkcudbrightshire, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **19**, 100—119, 1962.
75. Crampton C. B., Carruthers R. G., Horne J., Peach B. N., Flett J. S., Anderson E. M., The geology of Caithness, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv., Scot., 1—194, 1914.
76. Cross A. T., Arkle T., The stratigraphy, sedimentation and nomenclature of the Upper Pennsylavanian — Lower Permian (Dunkard) strata of the Appalachian area, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **3**, Heerlen, 1951, **1**, 101—111, 1952.
77. Cross A. T., Schemel M. P., Geology and economic resources of the Ohio River Valley in West Virginia, West Va. Geol. Econ. Surv., Rept., 22(1), 1—131, 1956.
78. Crouzel F., Le Miocène continentale du bassin d'Aquitaine, Bull. Serv. Carte Géol. France, **248**, 1—264, 1957.
79. Cummins W. A., Some sedimentary structures from the Lower Keuper sandstones, Liverpool Manchester Geol. J., **2**, 37—43, 1958.
80. Dawson J. W., On the Coal Measures of the south Joggins, Nova Scotia, Quart. J. Geol. Soc. London, **10**, 1—42, 1854.
81. Deevey E. S., Paleolimnology, In H. Shapely, Ed., Climatic Change, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 273—318, 1953.
82. Deffeyes K. S., Weyl P. K., Lucia F. J., Dolomitisation of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles, In L. C. Pray, Murray R. C., Ed., Dolomitisation and Limestone Diagenesis, a Symposium — Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **13**, 71—88, 1965.
83. De Geer G., A geochronology of the last 12 000 years, Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 11, Stockholm, 1910, 241—253, 1912.
84. De Geer G., Geochronology suecica principles, Kgl. Svenska Vetenskapsakad, Handl., 18 (6), 1—367, 1940.
85. De La Beche H. T., Researches in Theoretical Geology, Charles Knight, London, 1—407, 1834.
86. Deleau P., La région du Colomb-Béchar, Monographies régionales Algérie, Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 19, Algiers, 1952, ser. I, 8, 1—101, 1952.
87. Dellwig L. F., Origin of the Salina salt of Michigan, J. Sediment. Petrol., **25**, 83—110, 1955.
88. Delmer A., La sédimentation cyclique et notamment la sédimentation houillère considérée comme une phénomène d'oscillations de relaxation autoentretenues,

Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère. Compte Rendu, 3, Heerlen, 1951, 1, 135—139, 1952.
89. De Raaf J. F. M., The occurrence of flute-casts and pseudomorphs after salt crystals in the Oligocene «grès à ripple-marks» of the southern Pyrenees, In A. H. Bouma, Brouwer A., Ed., Turbidites, Elsevier, Amsterdam, 192—198, 1964.
90. De Raaf J. F. M., Reading H. G., Walker R. G., Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of north Devon, England, Sedimentology, 4, 1—52, 1965.
91. De Swardt A. M. J., Casey O. P., The coal resources of Nigeria, Geol. Surv. Nigeria Bull., 28, 1—100, 1963.
92. Dewey J. F., The provenance and emplacement of Upper Arenigian turbidites in Co. Mayo, Eire, Geol. Mag., 99, 238—252, 1962.
93. Dineley D. L., The Old Red Sandstone of eastern Ekmanfjorden Vestspitsbergen, Geol. Mag., 97, 18—32, 1960.
94. Dineley D. L., Gossage D. W., The Old Red Sandstone of the Cleobury Mortimer area, Shropshire, Proc. Geologists' Assoc. Engl., 70, 221—238, 1959.
95. Dixon E. E. L., The geology of the South Wales Coalfield, XIII, The country around Pembroke and Tenby, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—220, 1921.
96. Dixon E. E. L., Vaughan A., The Carboniferous succession in Gower (Clamorganshire), with notes on its fauna and conditions of deposition, Quart. J. Geol. Soc. London, 67, 477—565, 1911.
97. Doeglas D. J., The structure of sedimentary deposits of braided rivers, Sedimentology, 1, 167—190, 1962.
98. Dott Jr., R. H., Cyclic patterns in mechanically deposited Pennsylvanian limestones of northeastern Nevada, J. Sediment. Petrol., 28, 3—14, 1958.
99. Dott Jr. R. H., Superimposed rhythmic stratigraphic patterns in mobile belts, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169(1), 69—85, 1964.
100. Doty R. W., Hubert J. F., Petrology and paleogeography of the Warrensburg Channel Sandstone, western Missouri, Sedimentology, 1, 7—39, 1962.
101. Duff P. McL. D., Cyclic Sedimentation in the Permian Coal Measures of New South Wales, в печати.
102. Duff P. McL. D., Walton E. K., Statistical basis for cyclothems, a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine Coalfield, Sedimentology, 1, 235—255, 1962.
103. Duff P. McL. D., Walton E. K., Trend surface analysis of sedimentary features of the *Modiolaris* zone, East Pennine Coalfield, England, In L. M. J. U. van Straaten, Ed., Deltaic Shallow Marine Deposits, Elsevier, Amsterdam, 114—122, 1964.
104. Dunham K. C., Lower Carboniferous sedimentation in the northern Pennines (England), Intern. Geol. Cong., 18th, London, 1948, Rept., 4, 46—63, 1950.
105. Dunham K. C., Contribution to J. V. Stephens, G. H. Mitchell, Edwards W., Geology of the country between Bradford and Skipton, 3rd ed. Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—285, 1953.
106. Дзенс-Литовский А. И., Васильев Г. В., Геологические условия формирования донных отложений Кара-Богаз-Гола в связи с колебаниями уровня Каспийского моря, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
107. Dzulynski S., New data on experimental production of sedimentary structures, J. Sediment. Petrol., 35, 196—212, 1965.
108. Dzulynski S., Ksiazkiewich M., Kuenen P. H., Turbidites in flysch of the Polish Carpathians, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1089—1118, 1959.
109. Dzulynski S., Slaczka A., Directional structures and sedimentation of the Krosno Beds (Carpathian flysch), Ann. Soc. Géol. Pologne, 28, 205—259, 1958.
110. Dzulynski S., Smith A. J., Flysch facies, Ann. Soc. Géol. Pologne, 34, 245—266, 1964.
111. Dzulynski S., Walton E. K., Experimental production of sole markings, Trans. Edinburgh Geol. Soc., 19, 279—305, 1963.
112. Dzulynski S., Walton E. K., Sedimentary Features of Flysch and Greywackes, Elsevier, Amsterdam, 1—274, 1965.
113. Eden R. A., The Coal Measures of the Anthraconaia lenisulcata Zone in the East Midlands Coalfield, Bull. Geol. Surv. Gt. Brit., 5, 81—106, 1954.
114. Eden R. A., Stevenson I. P., Edwards W., Geology of the country around Sheffild, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—238, 1957.
115. Eden W. J., A laboratory study of varved clay from Steep Rock Lake, Ontario, Am. J. Sci., 253, 659—674, 1955.
116. Edwards W., The concealed Coalfield of Yorkshire and Nottinghamshire, 3rd ed., Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—285, 1951.
117. Edwards W., Stubblefield C. J., Marine bands and other faunal marker-horizons in relation to the sedimentary cycles of the Middle Coal Measures of Nottinghamshire and Derbyshire, Quart. J. Geol. Soc. London, 103, 209—256, 1947.

118. Elias M. K., Depth of depostition of the Big Blue (Late Palaeozoic) sediments in Kansas, Bull. Geol. Soc. Am., **48**, 403—432, 1937.
119. Elias M. K., Depth of Late Paleozoic sea in Kansas and its megacyclic sedimentation, Kansas, Geol. Surv., Bull. **169**(1), 87—106, 1964.
120. Elliott R. E., Swilleys in the Coal Measures of Nottinghamshire interpreted as palaeo-river courses, Mercian Geologist, Engl., **1**, 133—142, 1965.
121. Eyles V. A., Simpson J. B., MacGregor A. G., Geology of central Ayrshire, 2nd ed., Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Scot., 1—160, 1949.
122. Fairbridge R. W., Eustatic changes of sea level, In Ahrens L. H., Ed., Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon, Oxford, **4**, 99—185, 1961.
123. Fearnsides W. G., Phythm in sedimentation, introduction, Intern. Geol. Congr., 18th, London, 1948, Rept., **4**, 4, 1950.
124. Феофилова А. П., Фациальные обстановки накопления угленосной толщи нижнего карбона Донецкого бассейна, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 28—39, 1959.
125. Ferm J. C., Petrology of some Pennsylvanian rocks, J. Sediment. Petrol., **32**, 104—123, 1962.
126. Fichter H. J., Geologie der Bauen — Brisen — Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken, Beitr. Geol. Karte Schweiz, **69**, 1—128, 1934.
127. Fiege K., Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Raüme, Abhandl. Preus. Geol. Landesamtes, **177**, 1—218, 1937.
128. Fiege K., Die Epirogenese des unteren Muschelkalkes in Nordwestdeutschland, Zentr. Mineral. Geol. Paläontol., **B**, 143—170, 1938.
129. Fiege K., Sedimentationszyklen und Epirogenese, Z. Deut. Geol. Ges., **103**, 17—22, 1952.
130. Fiege K., Typologie und Entstehung der Sedimentationszyklen des Karbons, besonders der nordwesteuropäischen Saumtiefe, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **4**, Heerlen, 1958, **1**, 175—186, 1960.
131. Fiege K., Lambrecht L., Van Leckwijck W., Zur Stratinomie des Oberkarbons des Aachener Gebietes und des belgischen Grenzlandes, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., **104**, 299—358, 1957.
132. Fiege K., Van Leckwijck W., Le développement stratinomique du Namurien A et B en Belgique méridionale, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **5**, Paris, 1963, 1, 415—430, 1964.
133. Fischer A. G., The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**(1), 107—149, 1964.
134. Fisher W. L., Sedimentary patterns in Eocene cyclic deposits, northern Gulf Coast region, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**(1), 151—170, 1964.
135. Fisk H. N., Sand facies of Recent Mississippi delta deposits, World Petrol. Congr., Proc., 4th, Rome, **1**, 377—398, 1955.
136. Fisk H. N., Recent Mississippi river sedimentation and peat accumulation, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 1, 187—199, 1960.
137. Flint R. F., Gale W. A., Stratigraphy and radiocarbon dates at Searles Lake, California, Am. J. Sci., **256**, 689—741, 1958.
138. Forsyth I., Read W. A., The correlation of the Limestone Coal Group above the Kilsyth Coking Coal in the Glasgow-Stirling region, Bull. Geol. Surv. Gt. Brit., **19**, 29—52, 1962.
139. Fox W. T., Fortran and Fap program for calculation and plotting time-trend curves using an IBM 7090 or 7094/1401 computer system, Kansas, Geol. Surv., Spec. Distrubution Publ., 12, 1—24, 1964.
140. Francis E. H., The economic geology of the Stirling and Clackmannan Coalfield, Scotland, Area notrh of the river Forth, Geol. Surv. Gt. Brit. Scot., Coalfield Papers, 1—36, 1956.
141. Francis E. H., Thin beds of graded kaolinized tuff and tuffaceous siltstone in the Carboniferous of Fife, Bull. Geol. Surv. Gt. Brit., **17**, 191—215, 1961.
142. Francis E. H., Carboniferous, In G. Y. Craig, Ed., The Geology of Scotland, Oliver and Boyd, Edinburgh, 309—353, 1965.
143. Francis E. H., Woodland A. W., The Carboniferous Period, In W. B. Harland A. G. Smith, Wilcock B., Ed., The Phanerozoic Time-Scale — Quart. J. Geol. Soc. London, Supp., 120S, 221—232, 1964.
144. Francis W., Coal, Arnold, London, 1—806, 1961.
145. Fraser H. J., An experimental study of varve deposition, Trans. Roy. Soc. Can., Sect. IV, **23**, 49—60, 1929.
146. Frebold H., Über cyklische Meeressedimentation, Max Weg, Leipzig, 1—58, 1925.
147. Friedman S. A., Channel-fill sandstones in the Middle Pennsylvanian rocks of Indiana, Dept. Conserv., Geol. Surv., Rept. Progr., **23**, 1—59, 1960.

148. Friend P. F., The Devonian stratigraphy of north and central Vestspitsbergen, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **33**, 77—118, 1961.
149. Friend P. F., Fluviatile sedimentary structures in the Wood Bay Series (Devonian) of Spitsbergen, Sedimentology, **5**, 39—68, 1965.
150. Füchtbauer H., Goldschmidt H., Aragonitische Lumachellen im bituminösen Wealden des Emslandes, Beitr. Mineral. Petrog., **10**, 184—197, 1964.
151. Fuller J. G. C. M., Madison Limestone in southeastern Saskatchewan, Oil Can., 8, 34—58, 1956.
152. Garner H. F., Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains, Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 1327—1368, 1959.
153. Geijer P., Die Herkunft der quarzgebänderten Eisenerze, Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., **91**, 223—238, 1957.
154. Geikie A., Text Book of Geology, Macmillan, London, 1—971, 1882.
155. George T. N., Lower Carboniferous palaeogeography of the British Isles, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **31**, 227—318, 1958.
156. Gibson W., The geology of the north Staffordshire Coalfields, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—523, 1905.
157. Gilbert G. K., Sedimentary measurement of Cretaceous time, J. Geol., 3, 121—127, 1895.
158. Goodchild J. G., Notes on some of the limestones of Cumberland and Westmorland, Trans. Cumberland Westmorland Assoc., **16**, 132, 1891.
159. Goodlet G. A., Mid-Carboniferous sedimentation in the Midland Valley of Scotland, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **17**, 217—240, 1959.
160. Grabau A. W., Oscillation or pulsation? Intern. Geol. Congr., 16th, Washington, 1933, Rept., **1**, 539—552, 1936.
161. Gray H. H., Determinants of cyclic sedimentation in Pottsville Rocks near Dundee, Ohio, Ohio J. Sci., **61**, 353—366, 1961.
162. Gray H. H., Outcrop features of the Mansfield Formation in southwestern Indiana, Indiana, Dept. Conserv., Geol. Surv., Rept. Progr., **26**, 1—40, 1962.
163. Greensmith J. T., Sedimentary structures in the Upper Carboniferous of north and central Derbyshire, England, J. Sediment. Petrol., **26**, 343—355, 1956.
164. Greensmith J. T., Rhythmic deposition in the Carboniferous Oil-Shale Group of Scotland, J. Geol., **70**, 355—364, 1962.
165. Greensmith J. T., Calciferous Sandstone Series sedimentation at the eastern end of the Midland Valley of Scotland, J. Sediment. Petrol., **35**, 223—242, 1965.
166. Gribnitz K. H., Stratonomische Beobachtungen an den Magerkohlenschichten (Namur ob. C), Westfalens, Geologie (Berlin), Beih., **9**, 1—48, 1954.
167. Grindley G. W., The geology of the Queen Alexandra Range, Beardmore Glacier, Ross Dependency, Antarctica, with notes on the correlation of Gondwana sequences, New Zealand J. Geol. Geophys., **6**, 307—347, 1963.
168. Hallam A., A sedimentary and faunal study of the Blue Lias of Dorset and Glamorgan, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, **243**, 1—44, 1960.
169. Hallam A., Cyclothems, transgressions and faunal change in the Lias of northwest Europe, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **18**, 125—175, 1961.
170. Hallam A., Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous, and their possible relationship to crustal structure, Am. J. Sci., **261**, 397—423, 1963a.
171. Hallam A., Observations on the palaeoecology and ammonite sequence of the Frodingham Ironstone (Lower Jurassic), Palaeontology, **6**, 554—574, 1963b.
172. Hallam A., Eustatic control of major cyclic changes in Jurassic sedimentation, Geol. Mag., **100**, 444—450, 1963c.
173. Hallam A., Origin of the limestone-shale rhythm in the Blue Lias of England, a composite theory, J. Geol., **72**, 157—169, 1964a.
174. Hallam A., Liassic sedimentary cycles in western Europe and their relationship to changes in sea level, In L. M. J. U. van Straaten, Ed., Deltaic and Shallow Marine Deposits, Elsevier, Amsterdam, 157—164, 1964b.
175. Hallam A., Observations on marine Lower Jurassic stratigraphy of North America, with special reference to United States, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **49**, 1485—1501, 1965.
176. Hallam A., The depth significance of shales with bituminous laminae, Marine Geol., **5**, 1967.
177. Hallam A., Walton E. K., Cyclic sedimentation, Nature, **198**, 142—143, 1963.
178. Ham W. E., Middle Permian evaporites in southwestern. Oklahoma, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, **12**, 138—151, 1960.
179. Hamilton D., Some notes on the Rhaetic sediments of the Filton by-pass substitute, near Bristol, Proc. Bristol Naturalists' Soc., 30(3B), 279—285, 1962.
180. Hansen S., Varvity in Danish and Scanian Late Glacial deposits; with special reference to the system of ice-lakes at Egernsund, Jutland, Danmarks Geol. Undersøgelse, **II**, 63, 1—478, 1940.

181. Harms J. C., Fahnestock R. K., Stratification bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande), In G. V. Middleton, Ed., Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation — Soc. Econ. Palaeontologists Mineralogists, Spec. Publ., **12**, 84—115, 1965.
182. Hargraves R. B., Cross-bedding and ripple-marking in the Main-Bird Series of the Witwatersrand System in the East Rand area, Trans. Geol. Soc. S. Africa, **65**, 263—279, 1962.
183. Harrington H. J., Geology and morphology of Antarctica, In P. van Oye, J. van Mieghem, Ed., Biogeography and Ecology in Antarctica, Junk, The Hague, 1—71, 1965.
184. Hattin D. E., Depositional environment of the Wreford megacyclothem (Lower Permian) of Kansas, Kansas, Geol. Surv., Bull., **124**, 1—150, 1957.
185. Havlena V., An example of the continental cyclical sedimentation and its tectonic and atectonic causes, Intern. Geol. Congr., 20th, Mexico, 1956, Rept., **5**, 83—88, 1957.
186. Heidorn F., Paläogeographisch-tektonische Untersuchungen im Lias Zeta von Nordwestdeutschland, Neues Jahrb. Mineral., Geol. Paläontol., **59B**, 117—244 1928.
187. Hemingway J. E., Cyclic sedimentation and the deposition of ironstone in the Yorkshire Lias, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **28**, 67—74, 1951.
188. Hemingway J. E., The environment of coal formation, In Coal Bearing Strata — Inter-Univ. Geol. Congr., 13th Newcastle-upon-Tyme, Rept., 1964.
189. Herman G., Barkell C. A., Pennsylvanian stratigraphy and productive zones, Paradox Salt Basin, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **41**, 861—881, 1957.
190. Hind W., On the characters of the Carboniferous rocks of the Pennine System, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **14**, 422—464, 1902.
191. Hollingworth S. E., The climatic factor in the geological record, Quart. J. Geol. Soc. London, **118**, 1—21, 1962.
192. Hollmann R., Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratinomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien), Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., **119**, 22—82, 1964.
193. Holmes A., Principles of Physical Geology, revised ed. Nelson, London, 1—1288, 1965.
194. Hopkins M. E., Geology and petrology of the Anvil Rock Sandstone of southern Illinois, Illinois State Geol. Surv., Circ., **256**, 1—49, 1958.
195. Horner N. G., A late-glacial specimen of *Lucioperca lucioperca* and its environment, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, **32**, 195—276, 1948.
196. Howe W. B., Stratigraphy of Pre-Marmaton Desmoinesian (Cherokee) rocks in southeastern Kansas, Kansas, Geol. Surv., Bull., **123**, 1—132, 1956.
197. Hsu K. J., Cross-lamination in graded bed sequences, J. Sediment. Petrol., **34**, 379—388, 1964.
198. Hubert J. F., Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands and silts by ocean-bottom currents rather than turbidity currents, J. Geol., **72**, 757—785, 1964.
199. Hubert J. F., Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks, Girvan, Scotland, J. Sediment. Petrol., **36**, 677—699, 1966.
200. Hudson R. G. S., On the rhythmic succession of the Yoredale Series in Wensleydale, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **20**, 125—135, 1924.
201. Hudson R. G. S., The scenery and geology of northwest Yorkshire, Proc. Geologists' Assoc., Engl., **44**, 228—255, 1933.
202. Hülsemann J., Emery K. O., Stratification in Recent sediment of Santa Barbara Basin as controlled by organism and water character, J. Geol., **69**, 279—290, 1961.
203. Hult de Geer E., Conclusions from C_{14} and De Geer's chronology, Geol. Fören. Stockholm Förh., **73**, 557—569, 1951.
204. Illing L. V., Wells A. J., Taylor J. M. C., Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, In L. C. Pray, Murray R. C., Ed., Dolomitisation and Limestone Diageneses, a Symposium — Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **13**, 89—111, 1965.
205. Imbrie J., Laporte L. F., Merriam D. F., Beattie Limestone facies and their bearing on cyclical sedimentation theory, Kansas, Geol. Soc., 24th Field Conf., Guide Book, 69—78, 1959.
206. Imbrie J., Laporte L. F., Merriam D. F., Beattie Limestone facies (Lower Permian) of the northern Mid-Continent, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**(1), 219—238, 1964.
207. Jaanusson V., Discontinuity-surfaces in limestones, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, **40**, 221—241, 1961.
208. Jablokov V. S., Botvinkina L. N., Feofilova A. P., Sedimentation in the Carboniferous and the significance of alluvial deposits, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonufère, Compte Rendu, **4**, Heerlen, 1958, 2, 293—300, 1961.

209. Jackson T. A., Power-spectrum analysis of two «varved» argillites in the Huronian Cobalt Series (Pre-Cambrian) of Canada, J. Sediment. Petrol., **35**, 877—886, 1965.
210. Jacob K., A brief summary of the stratigraphy and palaeontology of the Gondwana system, In Symposium sur les Séries de Gondwana — Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 19, Algiers, 153—174, 1952.
211. James H. L., Sedimentary facies of iron formation, Econ. Geol., **49**, 235—293, 1954.
212. Jerzmanska A., Ichthyo-fauna from the Jaslo Shales at Sobniow (Poland), Acta Palaeontol. Polon., **5**, 367—419, 1960.
213. Jessen W., Das Ruhrkarbon (Namur C. ob. — Westfal C) als Beispiel für extratellürisch verursachte Zyklizitäts — Erscheinungen, Geol. Jahrb., **71**, 1—20, 1956a.
214. Jessen W., Allgemeine Erkenntnisse aus feinstratigraphisch erarbeiteten Faunen und Sedimentationszyklen des Ruhrkarbons, Geol. Rundschau, **45**, 119—128, 1956b.
215. Jessen W., Zur Sedimentologie des Karbons mit Ausnahme seiner festländischen Gebiete, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **4**, Heerlen, 1958, **2**, 307—319, 1961.
216. Jessen W., Kremp G., Michelau P., Gesteinsrhythmen und Faunenzyklen des Ruhrkarbons und ihre Ursachen, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **3**, Heerlen, 1951, **1**, 289—294, 1952.
217. Jewett J. M., Evidence of cyclic sedimentation in Kansas during the Permian Period, Trans. Kansas Acad. Sci., **36**, 137—140, 1933.
218. Johnson G. A. L., The Carboniferous stratigraphy of the Roman Wall district in western Northumberland, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **32**, 83—130, 1959.
219. Johnson G. A. L., Palaeogeography of the northern Pennines and part of northeastern England during the deposition of Carboniferous cyclothemic deposits, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, **12**, 118—128, 1960.
220. Johnson G. A. L., Lateral variation of marine and deltaic sediments in cyclothemic deposits with particular reference to the Viséan and Namurian of northern England, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **4**, Heerlen, 1958, **2**, 323—330, 1961.
221. Johnson G. A. L., Dunham K. C., The geology of Moorhouse, Monographs Nature Conservancy, **2**, 1—182, 1963.
222. Johnson W. A., Sedimentation in Lake Louise, Alberta, Am. J. Sci., **208**, 376—386, 1922.
223. Jones O. A., The bedded chert, banded iron-formation problem, J. Grol. Soc. Australia, **10**, 209—222, 1963.
224. Kay M., Colbert E. H., Stratigraphy and Life History, Wiley, New York, N. Y., 736, 1965.
225. Kellaway G. A., Welch F. B. A., Bristol and Gloucester district, 2nd ed., Geol. Surv. Gt. Brit., Handbooks, Brit. Regional Geol., 1—88, 1961.
226. Kelling G., The stratigraphy and structure of the Ordovician rocks of the Rhinns of Galloway, Quart. J. Geol. Soc. London, **117**, 37—75, 1961.
227. Kelling G., Sediment transport in part of the Lower Pennant Measures of South Wales, In L. M. J. U. van Straaten, Ed., Deltaic and Shallow Marine Deposits, Elsevier, Amsterdam, 177—184, 1964a.
228. Kelling G., The turbidite concept in Britain, In A. H. Bouma, A. Brouwer, Ed., Turbidites, Elsevier, Amsterdam, 75—92, 1964b.
229. Kendall M. G., Advanced Theory of Statistics, Griffin, London, **2**, 1—521, 1947.
230. King P. B., Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas, U. S., Geol. Surv., Profess. Papers, **215**, 1—183, 1948.
231. Kingma J. T., The Tongaporutuan sedimentation in central Hawkes Bay, New Zealand J. Geol. Geophys., **1**, 1—30, 1958.
232. Kingma J. T., Tectonic significance of graded bedding in geosynclinal sedimentary basins, Intern. Gel. Congr., 21st, Copenhgagen, Rept. Session, Norden, **21**, 205—214, 1960.
233. Klein G. de V., Dispersal and petrology of sandstones of the Stanley — Jackfork Boundary, Ouachita Fold Belt, Arkansas and Oklahoma, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **50**, 308—326, 1966.
234. Klüpfel W., Über die Sedimente der Flachsee im lothringer Jura, Geol. Rundschau, **7**, 97—109, 1917.
235. Коперина В. В., Фации и типы угленакопления в угленосных отложениях Донбасса, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 8—17, 1958.
236. Korejwo K., The Carboniferous at Strzyzow on the Bug River, Biul. Inst. Geol., **136**, 1—128, 1958.
237. Korn H., Schichtung und absolute Zeit, Neues Jahrb. Mineral, Abhandl., **74**, 50—188, 1938.
238. Korn H., Martin H., Cyclic sedimentation in varved sediments of the Nama System in South West Africa, Trans. Geol. Soc. S. Africa, **54**, 65—67, 1951.

239. Kosanke R. M., Simon J. A., Wanless H. R., Willman H. B., Classification of Pennsylvanian strata of Illinois, Illinois State Geol. Surv., Rept. Invest., **214**, 1—84, 1960.
240. Krause E. B., Physical aspects of deduced and actual climatic change, Ann. N. Y. Acad. Sci., **95**, 225—234, 1961.
241. Krejci-Graf K., Geochemical diagnosis of facies, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **34**, 469—521, 1964.
242. Krishnan M. S., Geology of India and Burma, 3rd ed., Higginbothams, Madras, 1—555, 1956.
243. Kroenlein G. A., Salt, potash and anhydrite in Castile Formation of southeast New Mexico, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **23**, 1682—1693, 1939.
244. Krumbein W. C., The cyclothem as a response to sedimentary environment and tectonism, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**, 239—247, 1964.
245. Ksiazkiewich M., Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch, Ann. Soc. Géol. Pologne, **22**, 399—449, 1954.
246. Ksiazkiewicz M., Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline, Geol. Rundschau, **50**, 8—31, 1960.
247. Ksiazkiewicz M., Ed., Geological Atlas of Poland, Fascicule 13, Cretaceous and Early Tertiary in the Polish Extrenal Carpathians, Inst. Geol., Warsaw, 1962.
248. Kuenen P. H., Marine Geology, Wiley, New York, N. Y., 1—568, 1950.
249. Kuenen P. H., Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents, Geol. Fören. Stockholm Förh., **73**, 69—84, 1951.
250. Kuenen P. H., Graded bedding, with observations on Lower Palaeozoic rocks of Britain, Verhandel. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap., Afdel. Natuurk., Sect. I, 20(3), 1—47, 1953.
251. Kuenen P. H., Longitudinal filling of oblong sedimentary basins, Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., **18**, 189—195, 1957.
252. Kuenen P. H., Turbidity currents as a major factor in flysch deposition, Eclogae Geol. Helv., **51**, 1009—1021, 1959.
253. Kuenen P. H., Experiments in connection with turbidity currents and clay-suspensions, Proc. Symp. Colston Res. Soc., **17**, 47—74, 1965.
254. Kuenen P. H., Menard H. W., Turbidity currents, graded and non-graded deposits, J. Sediment. Petrol., **23**, 83—96, 1952.
255. Kuenen P. H., Migliorini C. I., Turbidity currents as a cause of graded bedding, J. Geol., **58**, 91—127, 1950.
256. Kühn R., Petrographische Studien an Jahresringen in Steinsalz, Fortschr. Mineral., **32**, 90—92, 1953.
257. Lagaay R., Kopstein F. P. H. W., Typical features of a fluviomarine offlap sequence, In L. M. J. U. van Straaten, Ed., Deltaic and Shallow Marine Deposits, Elsevier, Amsterdam, 216—226, 1964.
258. Landsberg H. E., Mitchell J. M., Crutcher H. I., Power spectrum analysis of climatological data for Woodstock College, Maryland, Monthly Weather Rev., **87**, 233—298, 1959.
259. Lang W. B., Comparison of the cyclic deposits of the Castile and Salado Formations of the Permian of the southwest, Bull. Geol. Soc. Am., **61**, 1479, 1950.
260. Langbein W. B., Schumm S. A., Yield of sediment in relation to mean annual precipitation, Trans. Am. Geophys. Union, **39**, 1076—1084, 1958.
261. Laporte L. F., Paleoecology of the Cottonwood Limestone (Permian), northern Mid-Continent, Bull. Geol. Soc. Am., **73**, 521—544, 1962.
262. Laporte L. F., Imbrie J., Phase and facies in the interpretation of cyclic deposits, Kansas, Geol. Surv. Bull. **169**(1), 249—263, 1964.
263. Lepp H., Goldich S. S., Origin of Precambrian iron formations, Econ. Geol., **6**, 1025—1060, 1964.
264. Liebenberg W. R., The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, the Ventersdorp Contact Reef and the Black Reef, Trans. Geol. Soc. S. Africa, **58**, 101—254, 1955.
265. Lombard A., Rythmes sédimentaires et cyclothèmes dans le cadre de la sédimentation générale, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **3**, Heerlen, 1951, **2**, 415—421, 1952.
266. Lombard A., Géologie Sédimentaire, Les Séries Marines, Masson, Paris, 1—722, 1956.
267. Lotze E., Steinsalz und Kalisalze, I (Allgemein-geologischer Teil), 2. Aufl. Bornträger, Berlin, 1—465, 1957.
268. Lotze E., Der englische Zechstein in seiner Beziehung zum Deutschen, Geol. Jahrb., **73**, 135—139, 1958.
269. Lowman S. W., Sedimentary facies in Gulf Coast, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **33**, 1939—1997, 1949.
270. MacGregor M., Scottish Carboniferous stratigraphy, An introduction to the study of the Carboniferous rocks of Scotland, Trans. Geol. Soc. Glasgow, **18**, 442—558, 1929.

271. MacGregor M., Conditions of deposition of the oil shales and cannel coals of Scotland, In Oil Shale and Cannel Coal, Institute of Petroleum, London, 6—18, 1938.
272. MacGregor M., Dinham C. H., Bailey E. B., Anderson E. M., The geology of the Glasgow District, revised ed. Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv., Scot., 1—299, 1925.
273. Maclaren C., A Sketch of the Geology of Fife and the Lothians, Black, Edinburgh, 1—235, 1839.
274. Makowski A., Über die faunistischen Horizonte und die Oscillationserscheinungen im rybniker Karbon, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Copmte Rendu, 2, Heerlen, 1935, 2, 623—640, 1937.
275. Mangin J. P., Le flysch, sédiment climatique? Copmt. Rend. Soc. Géol. France, 34—36, 1962a.
276. Mangin J. P., Traces de pattes d'oiseaux et flute-casts associés dans un «facies flysch» du Tertiare pyrénéen, Sedimentology, 1, 163—166, 1962b.
277. Mangin J. P., Turbidites, laminites, varves et séquence-unité, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 112—113, 1963.
278. Marschalko R., Sedimentary slump folds and the depositional slope (Flysch of Central Carpathians), Geol. Práce, Zpravy, 28, 161—165, 1963.
279. McBride E. F., Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians, J. Sediment. Petrol., 32, 39—91, 1962.
280. McCrone A. W., Paleoecology and biostratigraphy of the Red Eagle cyclothem (Lower Permian) in Kansas, Kansas, Geol. Surv., Bull., 164, 1—114, 1963.
281. McCrone A. W., Water depth and mid continent cyclothems, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169, 275—281, 1964.
282. McGregor V. R., Notes on the geology of the area between the heads of the Beardmore and Shackleton glaciers, Antarctica, New Zealand J. Geol. Geophys., 8, 278—291, 1965.
283. McKee E. D., Stratigraphy and history of the Moenkopi Formation of Triassic age, Geol. Soc. Am., Mem., 61, 1—133, 1954.
284. Mehta D. R. S., Gondwanas in India, Intern. Geol. Congr., 22nd, Delhi, Rept., 1—21, 1964.
285. Menard H. W., Marine Geology of the Pacific, McGraw-Hill, New York, N. Y., 1—271, 1964.
286. Merriam D. F., The geologic history of Kansas, Kansas, Geol. Surv., Bull., 162, 1—317, 1963.
287. Merriam D. F., Ed., Symposium on cyclic sedimentation, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169, 1—636, 1964.
288. Merriam D. F., Sneath P. H. A., Comparison of cyclic rock sequences using crossassociation, в печати.
289. Miller H., The geology of the country around Otterburn and Eldson, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—147, 1887.
290. Milne D., Memoir on the Mid-Lothian and East-Lothian Coal-Fields, Blackwood, Edinburgh, 1—153, 1839.
291. Moore D., The Yoredale Series of Upper Wensleydale and adjacent parts of northwest Yorkshire, Proc. Yorkshire Geol. Soc., 31, 91—148, 1958.
292. Moore D., Role of deltas in the formation of some British Lower Carboniferous cyclothems, J. Geol., 67, 522—539, 1959.
293. Moore D., Sedimentation units in sandstones of the Yoredale Series (Lower Carboniferous) of Yorkshire, England, J. Sediment. Petrol., 30, 218—227, 1960.
294. Moore H. B., Muds of the Clyde Sea area, III, Chemical and physical conditions, rate and nature of sedimentation and fauna, J. Marine Biol. Assoc. U. K., 17, 325—366, 1931.
295. Moore R. C., Stratigraphic classification of the Pennsylvanian rocks of Kansas, Kansas, Geol. Surv., Bull., 22, 1—256, 1936.
296. Moore R. C., Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas, Kansas, Geol. Surv., Bull., 83, 203, 1949.
297. Moore R. C., Late Paleozoic cyclic sedimentation in central United States, Intern. Geol. Congr., 18th, London, 1948, Rept., 4, 5—16, 1950.
298. Moore R. C., Evolution of Late Paleozoic invertebrates in response to major oscillations of shallow seas, Bull. Museum Copm. Zool. Harvard Coll., 112, 259—286, 1954.
299. Moore R. C., Geological understanding of cyclic sedimentation represented by Pennsylvanian and Permian rocks of northern Mid-Continent region, In R. C. Moore, D. F. Merriam, Kansas Field Conference, Guidebook for Association American State Geologists, Kansas Geol. Surv., Lawrence, Kans., 46—55, 1959.
300. Moore R. C., Merriam D. F., Kansas Field Conference, Guidebook for Association American State Geologists, Kansas Geol. Surv., Lawrence, Kans., 1—55, 1959.
301. Moore R. C., Merriam D. F., Upper Pennsylvanian cyclothems in the Kansas River Valley, Geol. Soc. Am. Assoc. Soc., Ann. Meeting, Kansas City, Field Conf. Guidebook, 1—22, 1965.

302. Moore R. C., Frye J. C., Jewett J. M., Lee W., O'Connor H. G., The Kansas rock column, Kansas, Geol. Surv., Bull., **89**, 1—132, 1951.
303. Mos A. J., The physical nature of common sandy and pebbly deposits, I, Am. J. Sci., **260**, 227—373, 1962.
304. Moss A. J., The physical nature of common sandy and pebbly deposits, II, Am. J. Sci., **261**, 297—343, 1963.
305. Mudge M. R., Sandstones and channels in Upper Pennsylvanian and Lower Permian in Kansas, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **40**, 654—678, 1956.
306. Muir R. O., Walton E. K., The East Kirkton Limestone, Trans. Geol. Soc. Glasgow, **22**, 157—168, 1957.
307. Murphy M. A., Schlanger S. O., Sedimentary structures in Ilhas and Sáo Sebastiao Formations (Cretaceous), Recóncavo Basin, Brazil, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **46**, 457—477, 1962.
308. Natland M. L., Paleoecology and turbidites, J. Paleontol., **37**, 946—951, 1963.
309. Natland M. L., Kuenen P. H., Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **2**, 76—107, 1951.
310. Nederlof H. M., Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the Upper Pisuerga Valleys, Cantabrian Mts., Spain, Leidse Geol. Mededel., **24**, 603—703, 1959.
311. Neef G., Rhythmic alternations in Early Pliocene sediments at Alfredton, New Zealand, New Zealdnd J. Geol. Geophys., **7**, 877—886, 1964.
312. Newell N. D., Paleontological gaps and geochronology, J. Paleontol., **36**, 592—610, 1962.
313. Newell N. D., Crises in the history of life, Sci. Am., **208**, 77—92, 1963.
314. Nipkow H. F., Über das Verhalten der Skelette planktischer Kieselalgen im geschichteten Tiefenschlamm des Zürich und Baldegersees, Rev. Hydrobiol., **4**, 71—120, 1928.
315. Niyogi D., Pattern of Lower Gondwana sedimentation as studied in some basins in eastern India, Intern. Geol. Congr., 22nd, Delhi, Rept., Abstr., 140, 1964.
316. Nowak J., Esquisse de la tectonique de Pologne, Congr. Geograph. Ethnograph., 2nd, Krakow, 1—160, 1927.
317. Oulianoff N., Réflexions sur la diagenèse des sédiments marins, Eclogae Geol. Helv., **58**, 1005—1007, 1965.
318. Panin N., Coexistence de traces de pas de vertébrés et des mecanoglyphes dans la Molasse Miocène des Carpates orientales, Rev. Géol. Géograph., **9**, 141—163, 1965.
319. Payne T. G., Stratigraphical analysis and environmental reconstruction, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **26**, 1697—1770, 1942.
320. Peach B. N., Some of the relations of palaeontology to geology illustrated chiefly by examples from the Scottish Rocks, Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh, **9**, 1—24, 1888.
321. Pearn W. C., Finding the ideal cyclothem, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**(2), 399—413, 1964.
322. Pepper J. F., De Witt Jr., Demarest D. F., Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin, U. S., Geol. Surv., Profess. Papers, **259**, 1—111, 1954.
323. Pettijohn F. J., Sedimentary Rocks, Harper, New York, N. Y., 1—718, 1957.
324. Phillips J., The Geology of Yorkshire, II, The Mountain Limestone District, Murray, London, 1—253, 1836.
325. Pirlet H., Sédimentologie des formations du Viséen supérieur, V_3b, dans la valée du Samson (Bassin de Namur, Belgique), Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., **86**, 4—41, 1963.
326. Plass G. N., The influence of infrared absorptive molecules on the climate, Ann. N. Y. Acad. Sci., **95**, 61—71, 1961.
327. Potter P. E., Regional distribution patterns of Pennsylvanian sandstones in Illinois Basin, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **46**, 1890—1911, 1962.
328. Potter P. E., Late Paleozoic sandstones of the Illinois Basin, Illinois State Geol. Surv., Rept. Invest., **217**, 1—92, 1963.
329. Potter P. E., Glass H. D., Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian sediments in southern Illinois, A vertical profile, Illinois State Geol. Surv., Rept. Invest., **204**, 1—60, 1958.
330. Prentice J. E., The interpretation of flow-markings and load-casts, Geol. Mag., **93**, 393—400, 1956.
331. Prentice J. E., The stratigraphy of the Upper Carboniferous rocks of the Bideford region, north Devon, Quart. J. Geol. Soc. London, **116**, 397—408, 1960.
332. Preston F. W., Harbaugh J. W., Balgol programs and geologic application for single and double Fourier series using IBM 7090/7094 computers, Geol. Surv. Kansas, Spec. Distribution Publ., **24**, 1—72, 1965.

333. Preston F. W., Henderson J. H., Fourier series characterization of cyclic sediments for stratigraphic correlation, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169** (2), 415—425, 1964.
334. Pruvost P., Sédimentation et subsidence, Livre Jubilaire Soc. Géol. France, **2**, 545—564, 1930.
335. Radomski A., Remarks on sedimentation of shales in flysch deposits, Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Géol. Géograph., 8(2), 123—129, 1960.
336. Ramsbottom W. H. C., Rhys G. H., Smith E. G., Boreholes in the Carboniferous rocks of the Ashover district, Derbyshire, Bull. Geol. Surv. Gt. Brit., **19**, 75—142, 1962.
337. Rao P. V., Geology of mineral resources of India, Intern. Geol. Congr., 22nd, Delhi, Rept., 44, 1964.
338. Rattigan J. H., Depositional, soft sediment and post-consolidation structures in a Palaeozoic aqueoglacial sequence, J. Geol. Soc. Australia, 1967a.
339. Rattigan J. H., The Balickera section of the Carboniferous Kuttung Facies, J. Roy. Soc. New South Wales, 1967b.
340. Rayner D. H., The Achanarras Limestone of the Middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **34**, 117—138, 1963.
341. Read W. A., The economic geology of the Stirling and Clackmannan Coalfield Scotland, area south of the river Forth, Geol. Surv. Gt. Brit. Scot., Coalfild Papers, **2**, 1—73, 1959.
342. Read W. A., Aberrant cyclic sedimentation in the Limestone Coal Group of the Stirling coalfield, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **18**, 271—292, 1961.
343. Read W. A., Shoreward facies changes and their relation to cyclical sedimentation in part of the Namurian east of Stirling, Scotland, Scot. J. Geol., **1**, 69—92, 1965.
344. Read W. A., Dean J. M., A quantitative study of a sequence of coal bearing cycles in the Namurian of central Scotland, в печати.
345. Reger D. B., Pennsylvanian cycles in West Virginia, Illinois State Geol. Surv., Bull. **69**, 217—239, 1931.
346. Reid I. W., Irion ore deposits of Yampi Sound, Commonwealth Mining Met. Congr., 8th, Australia New Zealand, 4th Tech. Session, Preprint, **83**, 9—14, 1965.
347. Reinecke L., The locatioi of payable ore-bodies in the gold-bearing reefs of the Witwatersrand, Trans. Geol. Soc. S. Africa, **30**, 89—119, 1927.
348. Richards H. G., Cyclic deposition in the Jurassic Carmel Formation of eastern Utah, J. Sediment. Petrol., **28**, 40—45, 1958.
349. Richey J. E., Areas of sedimentation of Lower Carboniferous age in the Midland Valley of Scotland, Geol. Surv. Gt. Brit., Sum. Progr. Geol. Surv. Gt. Brit. Museum Pract. Geol., **1935**, 93—110, 1937.
350. Richey J. E., Renfrewshire and Dumbartonshire, Geol. Surv. Gt. Brit., Sum. Progr. Geol. Surv. Gt. Brit. Museum Pract. Geol., **1937** (2), 66—67, 1938.
351. Richter-Bernburg G., Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit geologischer Vorgänge, Naturwissenschaften, **37**, 1—8, 1950.
352. Richter-Bernburg G., Die Korrelierung isochroner Warven im Anhydrit des Zechsteins 2, Geol. Jahrb., **75**, 629—639, 1958.
353. Richter-Bernburg G., Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelationen im Zechstein, Geol. Rundschau, **49**, 132—148, 1960.
354. Richter-Bernburg G., Solar cycle and other climatic periods in varvitic evaporites, In A. E. M. Nairn, Ed., Problems in Palaeoclimatology, Interscience, New York, N. Y., 510—519, 1964.
355. Robertson T., The geology of the South Wales Coalfield, V. Merthyr Tydfil, 1932, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—253, 1933.
356. Robertson T., Rhythm in sedimentation and its interpretation with particular reference to the Carboniferous sequence, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **14**, 141—175, 1948.
357. Robertson T., Plant control in rhythmic sedimentation, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **3**, Heerlen, 1951, 515—521, 1952.
358. Rogers M. J., A revision of the species of non-marine Bivalvia from the Upper Carboniferous of eastern North America, J. Paleontol., **39**, 663—686, 1965.
359. Rubey W. W., Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region, U.S., Geol., Surv., Profess. Papers, **165**, 1—54, 1930.
360. Rusnak G. A., A fabric and petrologic study of the Pleasantview Sandstone, J. Sediment. Petrol., **27**, 41—55, 1957.
361. Rutten M. G., Rhythm in sedimentation and in erosion, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Copmte Rendu, **3**, Heerlen, 1951, 529—537, 1952.
362. Sabins F. F. J., Symmetry, stratigraphy, and petrography of cyclic Cretaceous deposits in San Juan Basin, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **48**, 292—316, 1964.
363. Sackin M. J., Sneath P. H. A., Merriam D. F., Algol program for cross-association of non-numeric sequences using a medium-size computer, Geol. Surv. Kansas, Spec. Distribution Publ., **23**, 1—36, 1965.

364. Sakamoto T., The origin of the Precambrian banded iron ores, Am. J. Sci., 248, 449—474, 1950.
365. Sakamoto T., Cycle of sedimentation in the Later Paleozoic coal-bearing formations in the Kailan Coalfield, north China, Intern. Geol. Congr., 20th, Mexico, 1956, Sect. 5, Rept., 2, 375—387, 1957.
366. Sander B., Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge, Mineral. Petrog. Mitt., 48, 27—139, 1936.
367. Sander B., Contributions to the Study of Depositional Fabrics (Rhythmically Deposited Triassic Limestones and Dolomites), Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 1—160, 1951.
368. Sarin D. D., Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone, J. Sediment. Petrol., 32, 451—471, 1962.
369. Sauramo M., Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, 60, 1—164, 1923.
370. Schaub H., Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, Schweiz. Paläontol. Abhansl., 68, 1—222, 1951.
371. Schleiger N. W., Primary scalar bedding features of the Siluro-Devonian sediments of the Seymour district, Victoria, J. Geol. Soc. Australia, 11, 1—31, 1964.
372. Schmidt C., Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren produktiven Carbon des Gebietes von Witten (Westfalen), Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt, 44, 343—395, 1924.
373. Schwarzacher W., Die Grossrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer, Mineral. Petrog. Mitt., 4, 44—54, 1954.
374. Schwarzacher W., The stratification of the Great Scar Limestone in the Settle district of Yorkshire, Liverpool Manchester Geol. J., 2, 124—142, 1958.
375. Schwarzacher W., An application of statistical time-series analysis of a limestone-shale sequence, J. Geol., 72, 195—213, 1964.
376. Scott K. M., Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 50, 72—107, 1966.
377. Scruton P. C., Deposition of evaporites, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 37, 2498—2512, 1953.
378. Scruton P. C., Delta building and deltaic sequence, In F. P. Shepard, F. B. Phleger, T. H. van Andel, Ed., Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 82—102, 1960.
379. Sears J. D., Hunt C. B., Hendricks T. A., Transgressive and regressive Cretaceous deposits in southern San Juan Basin, New Mexico, U.S., Geol. Surv., Profess. Papers, 193-F, 101—119, 1941.
380. Seibold E., Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 95, 337—370, 1952.
381. Seibold E., Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria, Geol. Rundschau, 47, 100—117, 1958.
382. Seibold E., Seibold I., Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten unteren Malm Schwabens, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 98, 28—86, 1953.
383. Seibold E., Wiegert R., Untersuchungen des zeitlichen Ablaufs der Sedimentation im Malo Jezero (Mljet. Adria), auf Periodizitäten, Z. Geophys., 26, 87—103, 1960.
384. Seilacher A., Palaeontological studies on turbidite sedimentation and erosion, J. Geol., 70, 227—234, 1962.
385. Sharpe J. W. N., The economic auriferous bankets of the Upper Witwatersrand Beds and their relationship to sedimentation features, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 52, 265—330, 1949.
386. Щербина В. Н., Ритмичность и цикличность осадкообразования в разрезе соляной толщи Старобинского месторождения калийных солей, ДАН СССР, 131, № 2, 398—401, 1960.
387. Shearman D. J., Origin of marine evaporites by diagenesis, Trans. Inst. Mining Met., 75, 208—215, 1966.
388. Sheldon R. P., Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in western Wyoming, U.S., Geol. Surv., Profess. Papers, 131-B, 1—273, 1963.
389. Shiells K. A. G., Yoredale cyclothems of Northumberland, Nature, 197, 1098—1099, 1963.
390. Shinn E. A., Ginsburg R. N., Lloyd R. M., Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas, In L. C. Prya, R. C. Murray, Ed., Dolomitization and Limestone Diagenesis, a Symposium — Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 13, 112—123, 1965.
391. Shostakovich V. B., Geschichtete Bodenablagerungen der Seen als Klima — Anzeiger, Meteorol. Z., 53, 176—182, 1936.
392. Shrock R. R., Sequence in Layered Rocks, McGraw-Hill, New York, N.Y., 1—507, 1948.

393. Siever R., Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Coal Basin, J. Sediment. Petrol., **27**, 227—250, 1957.
394. Signorini R., Determinazione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazione arenacce dell'Appennino Settentrionale, Bol. Soc. Geol. Ital., **55**, 259—265, 1936.
395. Simoens G., Coal Measures Classification of the South Wales Coal Field Based on the Theory of Sedimentary Cycles, Thomas, Tonypandy, Wales, 1—12, 1918.
396. Simpson G. C., Possible causes of change in climate and their limitations, Proc. Linnean Soc. London, **152**, 190—219, 1940.
397. Sloss L. L., Tectonic cycles of the North American craton, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**, 449—460, 1964.
398. Smith A. H. V., The palaeoecology of Carboniferous peats based on the miospores and petrography of bituminous coals, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **33**, 423—474, 1962.
399. Smith A. J., Structures in the stratified late-glacial clays of Windermere, England, J. Sediment. Petrol., **29**, 447—453, 1959.
400. Smith W. O., Vetter C. P., Cummings G. B., and others, Comprehensive survey of sedimentation in Lake Mead, 1948—1949, U.S., Geol. Surv., Profess. Papers, **295**, 1—254, 1960.
401. Söll H., Stratigraphie und Ammonitenfauna des mittleren und oberen Lias (Lotharingien) in Mittel-Württemberg, Geol. Jahrb., **72**, 367—426, 1957.
402. Spreng A. C., Mississippian cyclic sedimentation, Sunwampta Pass area, Alberta, Canada, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **37**, 665—689, 1953.
403. Stamp L. D., On cycles of sedimentation in the Eocene strata of the Anglo-Franco-Belgian Basin, Geol. Mag., **58**, 108—114, 146—157, 194—200.
404. Stewart F. H., Early gypsum in the Permian evaporites of northeastern England, Proc. Geologists' Assoc. Engl., **64**, 33—39, 1953.
405. Stewart F. H., Permian evaporites and associated rocks in Texas and New Mexico compared with those of northern England, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **29**, 185—235, 1954.
406. Stewart F. H., Marine evaporites, U.S., Geol. Surv,, Profess. Papers, 440-Y, 1—53, 1963a.
407. Stewart F. H., The Permian Lower Evaporites of Fordon in Yorkshire, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **34**, 1—44, 1963b.
408. Stout W. E., Pennsylvanian cycles in Ohio, Illinois State Geol. Surv., Bull., **60**, 195—216, 1931.
409. Strahan A., On the passage of the seam of coal into a seam of dolomite, Quart. J. Geol. Soc., London, **57**, 297—306, 1901.
410. Sturgeon M. T. and associates, The geology and mineral resources of Athens County, Ohio, Ohio, Div. Geol. Surv., Bull., **57**, 1—600, 1958.
411. Sugden W., The hydrology of the Persian Gulf and its significance in respect to evaporite deposition, Am. J. Sci., **261**, 741—755, 1963.
412. Sujkowski Z. L., Flysch sedimentation, Bull. Geol. Soc. Am., **68**, 543—554, 1957.
413. Sujkowski Z. L., Diagenesis, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **42**, 2692—2717, 1958.
414. Swann D. H., Classification of Genevievan and Chesterian (Late Mississippian) rocks of Illinois, Illinois State Geol. Surv., Rept. Invest., **216**, 1—91, 1963.
415. Swann D. H., Late Mississippian rhythmic sediments of Mississippi valley, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **48**, 637—658, 1964.
416. Tavener-Smith R., Karroo sedimentation in a part of the Mid-Zambesi valley, Trans. Geol. Soc. S. Africa, **45**, 43—74, 1962.
417. Teichmüller M., Teichmüller R., Cainozoic and Mesozoic coalfields of Germany, In Coal-Bearing Strata-Unter-Univ. Geol. Congr., 13th, Newcastle-upon-Tyne, 1964.
418. Theobald N., Maubeuge P. L., Paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen dans le nordest de la France et le sudouest de l'Allemagne, Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg Breisgau, **39**, 249—320, 1943.
419. Thiadens A. A., Haites T. B., Splits and wash-outs in the Netherlands Coal Measures, Mededel. Geol. Sticht., Ser. C — II — I, **1**, 1—51, 1944.
420. Tonks L. H., Jones R. C. B., Lloyd W., Sherlock R. L., The geology of Manchester and the southeast Lancashire Coalfield, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—240, 1931.
421. Trotter F. M., Hollingworth S. E., The geology of the Brampton district, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—223, 1932.
422. Trueman A. E., Stratigraphical problems in the Coal Measures of Europe and North America, Proc. Geol. Soc. London, **102**, XLIX—XCIII, 1946.
423. Trueman A. E., The relation of rhythmic sedimentation to crustal movements, Sci. Progr. (London), **36**, 193—205, 1948.

424. Trueman A. E., Ed., The Coalfields of Great Britain, Arnold, London, 1—396, 1954.
425. Tilloch W., Walton H. S., Geology of the Midlothian Coalfield, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv., Scot., 1—157, 1958.
426. Twenhofel W. H., Principles of Sedimentation, McGraw-Hill, New York, N.Y., 1—610, 1939.
427. Udden J. A., Geology and mineral resources of the Peoria Quadrangle, Illinois, U.S., Geol. Surv., Bull., **506**, 1—103, 1912.
428. Udden J. A., Laminated anhydrite in Texas, Bull. Geol. Soc. Am., **35**, 347—354, 1924.
429. Unrug R., On the sedimentation of the Lgota Beds (Bielsko area, western Carpathians), Ann. Soc. Géol. Pologne, **29** (2), 197—225, 1959.
430. Unrug R., Istebna Beds — a fluxoturbidite formation in the Carpathian flysch, Ann. Soc. Géol. Pologne, **33** (1), 49—92, 1963.
431. Van der Heide S., Compaction as a possible factor in Upper Carboniferous rhythmic sedimentation, Intern. Geol. Congr., 18th, London, 1948, Rept, **4**, 38—45, 1950.
432. Van Houten F. B., Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania, Am. J. Sci., **260**, 561—576, 1962.
433. Van Houten F. B., Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania, Kansas, Geol. Surv., Bull., **169**, 497—531, 1964.
434. Van Houten F. B., Composition of Triassic Lockatong and associated formations of Newark Group, central New Jersey and adjacent Pennsylvania, Am. J. Sci., **263**, 825—863, 1965.
435. Van Leckwijck W., Quelques observations sur les variations verticales des caractères lithologiques et fauniques de divers horizons marins du terrain houiller de Belgique, Ann. Soc. Géol. Belg., Mem., **71**, 377—406, 1948.
436. Van Leckwijck W., Sur la sédimentation dans le terrain houiller de la Campine Belge à l'époque du Westphalien B inférieur (Zone d'Asch), Ann. Soc. Géol. Belg., Mem., **72**, 439—468, 1949.
437. Van Leckwijck W., Étude géologique de gisement houiller d'Andenne-Huy, Le Namurien dans le bassin d'Andenne, Publ. Assoc. Étude Paléontol. Bruxelles, **11**, 1—107, 1952.
438. Van Leckwijck W., Vallées de la Meuse et de la Berwinne au nord de Liège, Belgique, Excursion, A. Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, **4**, Heerlen, 1958, **1**, XXIX—XXXV, 1960.
439. Van Leckwijck W., Étude de la cyclicité dans la sédimentation namurienne et accessoirement westphalienne, Guide Excursions E/F, Intern. Sedimentol. Congr., Belgique Pays Bas, 1—14, 1963.
440. Van Leckwijck W., Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes, Acad. Roy. Belg., Classe Sci., Mém, Collection in 4°, **16** (2), 1—58, 1964.
441. Вассоевич Н. Б., Флиш и методика его изучения, Гостоптехиздат, Л., 1948.
442. Vatan A., Rhythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiire, Intern. Geol. Congr., 18th, London, 1948, Rept., **4**, 74—82, 1950.
443. Veevers J. J., Geology of the Howick area, Singleton-Muswellbrock district, New South Wales, Australia, Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Rept., **53**, 1—23, 1960.
444. Vella P., Plio-Pleistocene cyclothems, Wairarapa, New Zealand, Trans. Roy. Soc. New Zealand, **2**, 15—50, 1963.
445. Vella P., Sedimentary cycles, correlation and stratigraphic classification, Trans. Roy. Soc. New Zealand, **3**, 1—9, 1965.
446. Visher G. S., Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits, In G. V. Middleton, Ed., Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation — Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **12**, 84—115, 1965.
447. Visser D. J. L., The structural evolution of the Union, Proc. Geol. Soc. S. Africa, **60**, 14—49, 1957.
448. Vistelius A. B., Sedimentation time-trend functions and their application for correlation of sedimentary deposits, J. Geol., **69**, 703—728, 1961.
449. Von Bubnoff S., Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie, Geol. Rundschau, **35**, 6—22, 1948.
450. Wagner H. C., Pennsylvanian megacyclothems of Wilson county, Kansas, and speculations concerning their depositional environments, Kansas, Geol. Surv., Bull., **168** (2), 565—591, 1964.
451. Walker R. G., The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **35**, 1—32, 1965.
452. Walton E. K., Sedimentation and structure in the Southern Uplands, In M. R. W. Johnson and F. H. Stewart, Ed., The British Caledonides, Oliver and Boyd, Edinburgh, 71—97, 1963.

453. Wanless H. R., Late Palaeozoic cycles of sedimentation in the United States, Intern. Geol. Congr., 18th, London, 1948, Rept., 4, 17—28, 1950.
454. Wanless H. R., Geology and mineral resources of the Beardstown, Glasford, Havana and Vermont quadrangles, Illinois State Geol. Surv., Bull., 82, 1—233, 1957.
455. Wanless H. R., Evidences of multiple Late Paleozoic glaciation in Australia, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 12, 104—110, 1960.
456. Wanless H. R., Pennsylvanian rocks of Eastern Interior Basin, In C. C. Branson, Ed., Pennsylvanian System in the United States, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 4—59, 1962.
457. Wanless H. R., Pennsylvanian, In Lexique stratigraphique international, 8. Termes stratigraphiques majeurs, Centre Natl. Rech. Sci., Paris, 8, 1—64, 1963.
458. Wanless H. R., Local and regional factors in Pennsylvanian cyclic sedimentation, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169 (2), 593—606, 1964.
459. Wanless H. R., Patterson J., Cyclic sedimentation in the marine Pennsylvanian of the southwestern United States, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 3, Heerlen, 1951, 2, 655—664, 1952.
460. Wanless H. R., Shepard F. P., Sea level and climatic changes related to Late Paleozoic cycles, Bull. Geol. Soc. Am., 47, 1177—1206, 1936.
461. Wanless H. R., Tubb J. B., Gednetz D. E., Weiner J. L., Mapping sedimentary environments of Pennsylvanian cycles, Bull. Geol. Soc. Am., 74, 437—486, 1963.
462. Wanless H. R., Weller J. M., Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems, Bull. Geol. Soc. Am., 43, 1003—1016, 1932.
463. Waterston C. D., Old Red Sandstone, In G. Y. Craig, Ed., The Geology of Scotland, Oliver and Boyd, Edinburgh, 269—308, 1965.
464. Weller J. M., Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance, J. Geol., 38, 97—135, 1930.
465. Weller J. M., The conception of cyclical sedimentation during the Pennsylvanian Period, Illinois State Geol. Surv., Bull., 60, 163—177, 1931.
466. Weller J. M., Rhythms in Upper Pennsylvanian cyclothems, Trans. Illinois State Acad. Sci., 35, 145—146, 1942.
467. Weller J. M., Argument for diastrophic control of Late Paleozoic cyclothems, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 40, 17—50, 1956.
468. Weller J. M., Palaeoecology of the Pennsylvanian Period in Illinois and adjacent states, In H. S. Ladd, Ed., Treatise on Marine Ecology and Palaeoecology, 2. Palaeoecology — Geol. Soc. Am., Mem., 67, 325—364, 1957.
469. Weller J. M., Cyclothems and larger sedimentary cycles of the Pennsylvanian, J. Geol., 66, 195—207, 1958.
470. Weller J. M., Patterns in Pennsylvanian cyclothems, In Third Conference on the Origin and Constitution of Coal, 1956, Nova Scotia Dept. Mines, Nova Scotia Res. Scotia Res. Found., Halifax, N.S., 129—166, 1961.
471. Weller J. M., Development of the concept and interpretation of cyclic sedimentation, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169 (2), 607—621, 1964.
472. Weller J. M., Wanless H. R., Correlation of minable coals of Illinois, Indiana and western Kentucky, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 23, 1374—1392, 1939.
473. Wells A. J., Cyclical sedimentation, a review, Geol. Mag., 97, 389—403, 1960.
474. Welsh W., The Ordovician Rocks of Northwest Wigtownshire, Ph. Thesis, Edinburgh, 1—76, 1964.
475. Westoll T. S., The standard model cyclothem of the Visean and Namurian sequence of northern England, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 3, 767—773, 1962.
476. Wheeler H. E., Murray H. H., Base-level control patterns in cyclothemic sedimentation, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 41, 1985—2011, 1957.
477. Wiebols J. H., A suggested glacial origin for the Witwatersrand conglomerates, Trans. Geol. Soc. S. Africa, 58, 367—387, 1955.
478. Willett H. C., The pattern of solar climatic relationships, Ann. N. Y. Acad. Sci., 95, 89—106.
479. Williams D., Sunspot cycle correlations, Ann. Y. N. Acad. Sci., 95, 78—88, 1961.
480. Wills L. J., Palaeographical Atlas, Blackie, London — Glasgow, 1—64, 1951.
481. Wilson C. W., Stearns R. G., Pennsylvanian marine cyclothems in Tennessee, Bull. Geol. Soc. Am., 71, 1451—1466, 1960.
482. Winkler A., Zum Schichtungsproblem, Ein Beitrag aus den Südalpen, Neues Jahrb. Mineral., Geol. Paläontol., Beil. Band, B, 53, 271—314, 1926.
483. Wood A., Smith A. J., The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth grits (Upper Llandoverian), Quart. J. Geol. Soc. London, 114, 163—195, 1959.
484. Woodland A. W., Evans W. B., The country around Pontypridd and Maesteg, 3rd ed., Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—391, 1964.

485. Wright W. B., Sherlock R. L., Wray D. A., Lloyd W., Tonks L. H., The geology of the Rossendale Anticline, Geol. Surv. Gt. Brit., Mem. Geol. Surv. Gt. Brit., Engl. Wales, 1—182, 1927.
486. Wylie Jr., C. R., Advanced Engineering Mathematics, McGraw-Hill, New York, N. Y., 1—640, 1960.
487. Young R. G., Sedimentary facies and intertonguing in the Upper Cretaceous of the Book Cliffs, Utah — Colorado, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 177—201, 1955.
488. Young R. G., Late Cretaceous cyclic deposits, Book Cliffs, eastern Utah, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 41, 1760—1774, 1957.
489. Zeller E. J., Cycles and psychology, Kansas, Geol. Surv., Bull., 169 (2), 631—636, 1964.
490. Zeman K. J., Die zyklische Sedimentation in einem Kohlenbecken als Spiegelbild seiner tektonischer Entwicklung, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 5, Paris, 1963, 2, 873—884, 1964.
491. Жемчужников Ю. А., Сходства и различия между фациальными, фациально-циклическими и фациально-геотектоническими методами изучения угленосных толщ, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 3—11, 1958.
492. Ziegler B., Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberjura Südwestdeutschlands — ihre Bedeutung für Paläontologie und Paläogeographie, Eclogae Geol. Helv., 58, 265—278, 1958.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абботшем, формация 146—148
Аквитанский бассейн 41, 43
Анализ временны́х рядов (time-series analysis) 23, 178
— гармонический 69, 223
Англо-Франко-Бельгийский бассейн 195
Аппалачский бассейн 106
Атоллы 256
Ачанаррас, известняки 71, 79, 80
Ашдаун, галечниковые пласты 83
— песчаник 83

Бакли, угленосная свита 50
Баликкера, конгломераты 45, 47
Баллаган, слои 133
Баннокберн, главный уголь 140
Баракар, серия 48
Бастион, угленосная свита 50
Бенбалбин, сланцы 25
Берна, песчаник 123
Бикон, система 50, 51
Битти, известняки 244
Блейн, формация 212
Блек-Металс, глинистые сланцы 140
Брекон, циклотема 32, 36
Бриртон, циклотема 116
Буринди, граувакковая фация 46

Ванки, песчаники 49
Варвы 59, 60, 71, 204
— диатектические 61
— дренажные 61
— простые 61
— симмиктические 61
— сложные 61
Вирджил, серия 97
Витватерсранд, система 53, 55
Восточно-Пеннинский угольный район 20, 21, 142—144, 153
Восточнотихоокеанское поднятие 255
Вуд-Бей, серия 42

Ганнибал, глинистые сланцы 203
Гвембе, угленосная формация 48
Гельветская зона 191
Гиероглифы волочения (groove moulds) 231
Гилмор-Вулканик, пачка 46
Гиперциклотема 13
Гипотеза действия мутьевых потоков 232
Гленкар, известняки 25
Глинисто-карбонатные породы, группа (cementstone group) 133
Гляцио-эвстазия 255
Гондвана 48, 51
Грейт-Скар, известняки 169, 170
Грета, угленосная свита 52
Грин-Ривер, отложения 70
— слои 75, 77
— формация 72, 76, 78
Грэмстаун-Лейк, формация 45, 47
Гуадалупские эвапориты 208
Гэмпшир, бассейн 195

Далвуд, группа 52
— серия 52
Дамуда, система 48
Данкард, группа 110, 117, 123, 124
Дарвина, поднятие 255
Дартри, известняки 25
Даунтон, циклотема 31
Дахштейн, известняк 170
Двайка, отложения 49
Детенхаузенер, слои 45
Джария, угольное месторождение 48
Джексон, серия 196
Дженеси, глинистые сланцы 203
Джоггинс, месторождение 112
Дип-Ривер, бассейн 42
Диттон, циклотема 33, 35
Донецкий бассейн 155
Донные течения 233, 237
Древний красный песчаник 30
Дриас 63

Единица полная циклическая 141

Железистые песчаники 41
Железные руды 201

Изменения климатические 258, 259
Илловарра, угленосная свита 53
Индекс несогласия *G* 22
Истебна, слои 228
Итабириты, или полосчатые железистые породы 197
Италия-Роуд, формация 45—47

Йордейл, серия 125

Кагерод, формация 42
Канзаса, мегациклотема 100
Канзас-Сити, группа 103
Канзасская циклотема 260
Кармел, формация 212
Карру, система 48, 49
Кастайл, формация 216, 218
Кейп-Сюрпрайз, угленосная свита 51
Кейтнесс-Флагстоунс, отложения 79
Керкколмский тип отложений 229
Кимберли, горизонт глинистых сланцев 53
Кингс-Хилл, пачка 46
Клейборн, серия 196
Клей-Кросс, свита 242, 246
Компонент распространенный частный 140, 141
— составной ритмический 140
Конгломераты золотоносные 53
Конемо, группа 110
Контроль диастрофический 116, 119, 254
— климатический 122 258
— литолого-почвенный 252
— седиментационно-почвенный 165
— седиментационный 163, 252
— тектонический 159, 254
— эвстатический 255

Корсуоллский тип отложений 229
Котам, слои 194
Коттенвуд, известняки 244
Кросно, слои 228
Кроуберг-Вердигрис, циклотема 102
Кэтскил, фация 42

Лагунной фации известняки 167
Лансинг, группа 103
Ледниковые ленточные глины 58
Локатонг, формация 70, 78, 85
Льготские слои 227

Магнацикл 13
Мадумбиса, сланцы 49
Макроцикл 14
Мансфилд, свита 246
Марматон, группа 103
Мегаритмы 238
Мегацикл 14
Мегациклотема 13, 98, 111
Мезоцикл 14
Мейтленд, группа 52
— серия 52
Метод профильных связей 23
— радоуглеродный 63
— углеродный 62
— фациально-циклический 157
Механизм восстановления питания (in-built feed-back mechanism) 252
— глобальный 251
— седиментационный 165
Мидконтинент 101
Мидконтинента бассейны 96
Модело, формация 203
Модель динамического барьера 217
Моенкопи, формация 212
Молассы 43
Мононгахила, группа 110
Монтерей, формация 204
Моррисон, формация 41, 42
Мэдисон, группа 211

Нормальные известняки 167
Носс, слои 80
Ньюкасл, угленосная свита 52, 53

Органы свечения 231
Ориентировка обломочного материала (parting lineation) 234
Осадки вертикально наращивающиеся 37
— заполняющие 38
— косо наслаивающиеся 37
— латерально наращивающиеся 38
— остаточные 38
Отложения флювиальные 30
Очоа, серия 216

Парадокс, бассейн 212, 214
Парижский бассейн 85
Пейра-Кава, песчаники 227
Пеннант, толща 145
Пеннинский угольный район 242
Плато-Хилл, ледовое озеро 59
Подводные горы, или гийоты 255
Портпатрикский тип отложений 229
Потоки поверхностные мутьевые 45
Правило отставания осадка 259
Разделение ритмическое (rhythmic unmixing) 176
Растлер, формация 216
Региональные эпейрогенические движения земной коры 188
Ред-Даунтон-Темесайд, группа глинистых сланцев 41
Реконкаво, бассейн 238
Рефорд, известняк 106
— мегациклотема 106
Ритм 12, 13
— простой 13
Рурское угольное месторождение 243

Саладо, формация 216
Саммам, циклотема 114
Сан-Хуан, бассейн 111
Сент-Давид, циклотема 116
Серро-Торро, формация 231
Синглтон-Масуэлбрук, месторождение угля 52
Скалистые горы, регион 110
Следы подошвенные 229
— стекания (flowage structures) 231
Слепки борозд размыва 231
Сложный набор 18, 22
Слойчатость 227, 233
— параллельная 234
— ряби 234
Соленость воды 64
Солт-Уош, пачка 41, 42
Спектр интенсивности 27, 250, 258, 260
Стерлинг, угольное месторождение 140

Тегаглифы, знаки внедрения (load structures) 232
Текто-эвстазия 255
Теория формирования цикличности 158
Теория блуждающих дельт (delta-switching) 161
— гляциального контроля 120
— пульсационная 255
Тодилто, формация 70, 71, 205
Томаго, отложения 52
— угленосная свита 52
Топ, свита 246

Угольное, месторождение 53
«Угольные» болота 129
Уилд, бассейн 85
— мегациклотема 82
— разрез 85
Уиллистонский бассейн 210
Униформизм 256
Уобанси, группа 96
Уодхерст, глины 83
Уолларинга, формация 45, 46
Уплотнение осадков 163

Фаза седиментации 28
Фалла, формация 42, 50
Фации флишевые 44
Фация 28
— йордейлская 130, 131
Филд-Бедс, слои 80
Флиш 224
Флоккуляция 59, 64
Флюксотурбидиты 228
Фосфория, формация 201
Фэрлайт, глины 83

Хартсхорн, песчаник 203
Хеллс-Маут, песчаники 228
Хелмен-Хед, слои 80
Холдгейт, группа песчаников 41
Хребта Маркетт джеспилиты 197

Цикл 12, 13, 19, 29
Цикл асимметричный 13
— астрономический 258
— мелкий 153
— модальный 18, 230
— периодичный 13
— полный 151
— простой 13
— симметричный 13
Циклотема 12, 13, 15
— идеальная полная 16
— нормальная (das Regel-Cyclothem) 153, 154
— полная (Voll-Cyclothem) 154
— типа Богота 103
— — Ла-Салл 103
— — Макоупин 103
— типичная Иллинойса 16
Циклы, асимметрия 217, 257
— идеальные (модальные) 231
Циклы йордейлского типа 125
— климатические 207
— крупные (Grosszyklen) 150, 153
— номенклатура 14
— обломочных осадков 78
— основные (major) 161
— подчиненные (minor) 161
— прецессионные 77, 78
— расщепленные 163
— седиментационно-раннедиагенетические сабхи 212
— солнечные 221, 223
— стандартные 41, 82
— типичные 41
— увеличенной мощности 180
— уравновешенные, balanced 156
— хемогенных осадков 78
— эвапоритовые 208

Чейс, группа 106
Честер, серия 122

Шельф стабильный 166
Шони, группа 97, 99, 103

Эвстатические колебания уровня моря 171
Эвстатический механизм 187
Экка, серия 48

Абергавенни 35
Австралия 51
Австрийские Альпы, горы 170
Адриатическое море 203, 207
Алабама, штат 196
Алам-Бей 196
Алгонквин, оз. 64
Аллерёд 63
Альберта, провинция 178, 207
Альпы, горы 42, 224, 225, 232
Альфредтон 240
Англия 30, 40
Анды, горы 259
Антарктида 42, 50
Аппалачи, горы 41, 42, 107, 108, 115, 124, 161, 225, 230
Аравийский п-ов 222
Аризона, штат 40, 91, 212
Арканзас, штат 231
Атенс 109

Бавария, земля 45
Багамские Банки 172
Багамские о-ва 169, 171, 173, 192
Баликкера 45
Балтийское море 59
Бальдегское оз. 74
Барлоу, оз. 59
Барри 186
Бельгия 151
Бессватн 65
Бирдмор-Шеклтон 42
Блэк-Хиллс 205
Браун-Кли-Хилл 32
Бристольский канал 150

Вайоминг, штат 201, 202
Валдерс 63
Великие равнины 210
Верхнее, оз. 27, 28, 197, 199
Виктория, штат 238, 239
Вирджил 101
Восточные Карпаты, горы 45

Ганновер 215
Гастингс 82, 84
Гаттерас, мыс 192
Гауэр, п-ов 167
Гебридские о-ва 185
Глазго 136, 139, 140
Гламорган 175, 176, 185, 247
Глостершир, графство 33, 36, 41
Грин-Ривер 72
Гьенде 65

Дамуда, долина 48
Данди 108
Дания 59
Данкард 110
Девон 146, 150, 175, 237
Де-Мойн 101
Дербишир, графство 243
Джеллидег 145
Дорсет 173—175, 185

Западная Виргиния, штат 91, 106, 109, 110, 124

Иллинойс, штат 9, 13, 15, 29, 91—96, 102—104, 106, 113, 115—117, 119, 121—123, 141, 161, 203, 251
Индиана, штат 9
Ирландия 25, 278, 231, 236, 240

Йоркшир, графство 125, 128, 141, 169, 175, 185, 186, 188, 199—201, 214, 218—220, 246
Йотунхеймен, озера 65

Кавказ, горы 7, 225
Калимантан, о-в 164
Калифорнийский залив 204
Калифорния, штат 203, 204, 218, 225, 260
Канзас, штат 9, 13, 22, 91, 96—98, 100, 101, 103—106, 113, 115, 119—122, 161, 244, 245, 251
Кара-Богаз-Гол, залив 209, 217
Кара-Богаз-Гол, пролив 209
Карибское море 173, 256
Кардифф 186
Карпаты, горы 225, 227, 228, 230, 232, 236
Каспийское море 209
Кастайл 219
Кейтнесс 71, 73, 79
Кентукки, штат 113
Клайд, р. 203
Клакманнан 135, 137
Кли-Хиллс 41
Колорадо, плато 41, 42, 82, 110
Королевы Александры, хр. 51
Королевы Мод, хр. 50

Лавернок 186
Ладлоу 31
Лидни 33
Лозанна 43
Лотарингия, ист. обл. 181
Лотианс 134, 136
Лофер 170
Луиз, оз. 62, 66
Луизиана, штат 198

Манитоба, провинция 210
Манкато 63
Маркетт, хр. 199
Мексиканский залив 74, 196, 253
Мидленд 185, 188
Мидлотиан 134, 136
Миссисипи, р. 115, 131—133, 157, 192, 198, 208, 252, 253
Миссури, р. 101, 113
Митчелдин 36, 41
Мичиган, штат 218, 221
Монмутшир, графство 35
Мэриленд, штат 172

Небраска, штат 244
Невада, штат 168, 169
Нёффен 177, 178
Нидерландское побережье 117
Нижняя Саксония, земля 184, 216
Новая Зеландия 7, 194, 225, 227, 232, 239, 240
Новая Шотландия, провинция 90, 112
Новый Южный Уэльс, штат 45, 46, 52, 69
Нортумберленд, графство 128
Нортумберлендское побережье 127
Ноттингем 251

Нью-Джерси, штат 70, 73, 78
Нью-Йорк, штат 203
Нью-Мексико, штат 70, 91, 111, 205, 208, 216, 218, 223

Огайо, штат 106—110, 119, 124
Оклахома, штат 101, 103, 113, 203, 212, 213. 230, 244

Пембрукшир, графство 40
Пенсильвания, штат 70, 73, 78, 101, 107, 109, 110, 117, 121, 124
Персидский залив 173, 209, 212
Пиория 15
Пиренеи, горы 231
Питерборо 179
Питтсбург 110
Порт-Гурон 63
Приморские Альпы, горы 226, 229
Провинция Бассейнов и Хребтов 57

Реджанг, р. 164
Рейн, р. 218
Ринс-оф-Галловей 240
Роздейл 199
Рона, р. 162

Саладо 219
Саравак 164, 165
Саскачеван, провинция 210, 211
Саут-Дургам 143
Саутерндаун 185, 186
Себунгве 49
Северная Дакота, штат 210
Северная Каролина, штат 40, 42
Северное море 117, 139, 163, 194
Серлс, оз. 218, 260
Сицилия, о-в 222
Скай, о-в 186
Скалистые горы 62
Сомерсет 175
Средиземное море 256
Срединная долина Шотландии 139
Среднеатлантический хр. 255
Стерлинг 135—137, 139, 140
Стип-Рок, оз. 62, 64, 69

Тагфорд 34, 41
Теннесси, штат 110, 115
Техас, штат 208, 216, 218
Толсис 175
Ту-Крикс 63
Тюрингия, ист. обл. 215

Уайтклиф-Бей 196
Уилд, оз. 80, 82, 252
Уиндермир, оз. 68
Уитби 215
Уошито, горы 230, 231
Упсала 68
Уэлш-Бордерс 41
Уэльс 30, 142, 145, 147, 150, 167, 173, 176, 181
Уэнслидейл 125

Файф 139, 159
Филд-Бедс 81
Финсеватн 65
Флакеватн 65
Флорида, п-ов 171, 192
Фордона 220
Фор-Корнерс 212

Хелмен-Хед 81
Хоуик 52

Цюрихское оз. 74

Черное море 200, 204, 256

Швабия, ист. обл. 186
Швейцария 40, 43
Швейцарские Альпы 188
Швейцарское плато 41
Шеффилд 141, 251
Шотландия 15, 71—73, 79, 125, 126, 133—136, 138, 139, 141, 159, 160, 203, 229, 240
Шпицберген, о-ва 40—42
Шропшир, графство 31, 32, 34, 40, 41

Элко 169
Эльзас, ист. обл. 221

Южная Австралия, штат 70
Южно-Шотландская возвышенность 229, 230
Юта, штат 110, 212

Ямпи-Саунд 201

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Предисловие авторов. *Перевод Г. Ф. Ульмишека* 9

Глава 1. Введение. Перевод *Г. Ф. Ульмишека* 11

Глава 2. Циклы во флювиальном режиме. *Перевод Т. Ф. Ульмишека* . . . 30

Глава 3. Циклы в озерных режимах. *Перевод И. Т. Дубовского* 58

Глава 4. Переходные режимы. 1. Северная Америка. *Перевод Г. Ф. Ульмишека* 90

Глава 5. Переходные режимы. 2. Европа. *Перевод Г. Ф. Ульмишека* . . . 125

Глава 6. Обстановки осадконакопления в эпиконтинентальных морях. I. *Перевод И. Т. Дубовского* 166

Глава 7. Обстановки осадконакопления в эпиконтинентальных морях. II. *Перевод И. Т. Дубовского* 193

Глава 8. Обстановки осадконакопления в эпиконтинентальных морях. III. *Перевод И. Т. Дубовского* 208

Глава 9. Флиш. *Перевод И. Т. Дубовского* 224

Глава 10. Циклы осадконакопления и фаунистические изменения. *Перевод И. Т. Дубовского* 242

Глава 11. Общие выводы. *Перевод И. Т. Дубовского* 250

Литература 262

Предметный указатель 279

Географический указатель 282

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 39

П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон

Цикличность осадконакопления

Редактор *М. В. ФЕДОРОВА*

Художественный редактор *В. М. Варлашин* Технический редактор *Н. А. Иовлева*

Корректор *И. С. Соколова*

Сдано в набор 25/III 1971 г. Подписано к печати 3/IX 1971 г.

Бумага книжн.-журн. 70×108$^{1}/_{16}$=8,88 бум. л. 24,85 печ. л. Уч.-изд. л. 23,68. Изд. № 5/5678

Цена 2 р. 77 к. Зак. 547

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

11-я типография Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР Москва, Нагатинская ул., д. 1.

5763