

Д. П. Найдин В. П. Похиалайнен
Ю. И. Кац В. А. Красилов

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Палеогеография
и палеоокеанология



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Биолого-почвенный институт

Д. П. Найдин В. П. Похиалайнен
Ю. И. Кац В. А. Красилов

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Палеогеография
и палеоокеанология

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ



МОСКВА НАУКА 1986



4608

Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. Найдин Д. П.,
Похиалайнен В. П., Кац Ю. И., Красилов В. А. — М.: Наука, 1986.

Освещается одна из основных особенностей мелового периода — широкое развитие в позднем мелу в результате эвстатического повышения уровня Мирового океана эпиконтинентальных бассейнов. Предпринято сравнение физико-географических условий и обстановок осадконакопления в глубоководных океанических и мелководных эпиконтинентальных бассейнах. В качестве последних предлагаются моря запада Евразии. В отдельном разделе рассмотрена палеобиогеография мела северо-востока и севера Евразии. Обсуждаются возможные механизмы эвстазии, развития трансгрессий и регрессий. Излагаются некоторые сведения о климате мелового периода, о развитии и смене органического мира в конце периода. В заключительном разделе обобщены имеющиеся данные о нефтегазоносных бассейнах, связанных с отложениями меловой системы, и выясняются причины, приведшие к грандиозному меловому нефтегазонакоплению.

Табл. 5, фототабл. 4, ил. 50, библиогр. 689 назв.

Рецензенты:

О. Г. Кусакин, Ю. Д. Захаров

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой вниманию читателя книге рассмотрены некоторые основные особенности геологических и биологических событий и явлений мелового периода. Книга представляет собой вторую часть монографии. В первой ее части [2] предпринята попытка дать общую схему развития геобиологических событий, происходивших в меловом периоде, и проследить причинные связи между ними.

Еще до начала работы над обеими книгами авторы отдавали себе отчет в том, что охватить все аспекты меловой истории земного лика и тем более хоть сколько-нибудь в полном объеме привлечь все имеющиеся материалы по меловому периоду (системе) в одной-двух книгах — задача в настоящее время просто невыполнимая. Меловой интервал истории нашей планеты в силу присущих ему уникальных черт уже издавна привлекал к себе внимание геологов и палеонтологов. В последние годы в результате получения обильных новых материалов (главным образом по океаническим акваториям) тематика проблем по меловой истории существенно расширилась, что, естественно, привело к пополнению круга исследователей мела специалистами самого различного профиля. Поэтому в настоящее время число ежегодных публикаций, в которых так или иначе затрагивается меловой период (система), огромно, а поток информации непрерывно растет. Здесь вполне уместен афоризм Козьмы Пруткова: "Никто не обнимет необъятного".

В данной книге из "необъятного" прежде всего освещаются проблемы, возникающие при сопоставлении физико-географических параметров и связанных с ними условий осадконакопления и расселения организмов в глубоководных и мелководных бассейнах. Именно в конце мезозоя получили необычайно широкое развитие мелководные эпиконтинентальные бассейны, с одной стороны, а с другой — уже несомненно существовали глубоководные океаны. Из мелководных бассейнов в орбиту сравнения в книге включены эпиконтинентальные моря, занимавшие запад Евразии в позднемеловую эпоху (разделы I—V).

Семьдесят лет тому назад А. П. Павлов [4], оценивая предпринятое А. Д. Архангельским [1] привлечение океанографических материалов для выявления физико-географических условий накопления нижнемастрихтских отложений Поволжья, писал следующее: "Это сочинение является прекрасным примером того, как много может дать изучение современных морей для уяснения истории морей исчезнувших. Ясно, что здесь открыто обширное поле исследований, на котором предстоит поработать еще многим поколениям геологов [4, с. 228].

Современное поколение геологов стремится следовать этой реко-

мендации. Действительно, лишь после получения данных по океанам стало возможным расширить наши знания о роли ряда факторов (в частности, условий стагнации, явления растворения карбонатов, обстановки образования подводных перерывов и т.д.) в формировании меловых толщ так широко распространенных на континентах.

Ныне мысль А.П. Павлова необходимо расширить: и при изучении глубоководных отложений и оценке условий их образования большое значение имеют сведения, полученные при изучении континентальных разрезов (например, при оценке условий кремнеаккумуляции, образования пещерного мела и близких к нему разностей и т.п.).

Однако нельзя не заметить, что и до сих пор в силу ряда причин так называемые "морские геологи" (т.е. исследователи, непосредственно владеющие материалами по океанам и морям) и геологи "сухопутные" все-таки иногда действуют разобщенно. У первых (в значительной степени вследствие того, что "морская геология" зачиналась как геология самых верхних, преимущественно четвертичных осадков) геолого-геофизические материалы иногда истолковываются с позиций формального актуализма и не всегда должным образом аргументированы историко-геологически. А вторые, вооруженные методом историко-геологических исследований, в необходимом объеме не используют поток информации, получаемый при изучении океанов и морей. Как нам представляется, одна из важнейших задач дальнейших исследований меловой истории (а в более общей форме — истории мезозоя и кайнозоя) заключается во в з а и м о п р о н и к а ю щ е м использовании материалов по глубоководным и мелководным бассейнам.

Полученные к настоящему времени материалы по глубоководным и мелководным бассейнам блестяще подтверждают гениальное заключение Э. Зюсса о роли м а с с ы в о д ы в истории Земли. Именно таков лейтмотив ряда разделов (II—V, VII) книги — показ огромного значения массы воды как геологического фактора, определяющего изменения уровня Мирового океана, развитие эвстатических трансгрессий и регрессий и тем самым в значительной мере контролирующего развитие основных черт палеогеографии земной поверхности.

Предлагаемая в разделе VII модель развития меловых трансгрессий и регрессий (впрочем, применимая и к другим периодам) несомненно оригинальна прежде всего стремлением увязать данные общей геодинамики с палеонтологическими, геохимическими и биогеохимическими материалами.

В книге рассмотрена история развития морей, заливавших некоторые регионы современного евразийского материка. Это поздне меловые эпиконтинентальные моря запада Евразии (разделы I—V) и меловые моря севера и востока материка (раздел VI). В частности, раздел VI представляет собой обстоятельную сводку данных биостратиграфического и палеогеографического характера, полученных за последние годы интенсивного изучения меловых отложений Северо-Востока СССР. Эти данные сопоставлены с материалами по другим регионам развития меловых отложений севера Евразии и Северной Америки. Тем самым существенно дополнены представления как о палеогеографии обширных морей Бореального пояса, так и об их своеобразной биоте.

Не обойдены вниманием проблемы палеоклимата мелового периода и развития органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. Конечно же, не забыты динозавры, судьба которых в самые последние годы столь живо заинтересовала ученых самого различного профиля.

Наконец, в последнем разделе книги получила освещение одна из важнейших особенностей отложений меловой системы — их исключительное богатство нефтью и газом. Обширное нефтегазонакопление в меловом периоде, очевидно, обусловлено своеобразным сочетанием тектонических, палеогеографических и палеобиологических событий. Трактовка этих событий в разделе, составленном В.А. Красиловым, естественно, перекликается с основными выводами первой книги.

Читатель, конечно, заметит противоречия авторов обеих книг, особенно серьезные там, где речь идет о дрейфе континентов, перемещениях полюсов, причинах эвстазии и о ряде других вопросов общей геодинамики. Сгладить эти противоречия — значило бы создать ложное представление о достижении единства взглядов и о завершенности исследований. Цель обеих книг — расширить спектр мнений и, не скрывая противоречий, дать возможно более точное и сбалансированное представление о происходившем. Авторы, каждый опираясь преимущественно на опыт собственных исследований, не пытались навязать ни друг другу, ни читателю авторитарные суждения — "только так и не иначе" (подобное навязывание характерно для некоторых современных концепций глобального синтеза). Только откровенное признание существующих трудностей может определить направления дальнейших исследований.

Остались не "причесанными" под одну гребенку и некоторые терминологические вопросы (за которыми, впрочем, почти всегда кроются различия принципиального характера). Так, например, в первых разделах книги говорится об эпиконтинентальных морях, тогда как автор раздела VII оперирует терминами "шельф", "шельфовое море". Возможен ли перенос представлений о современном шельфе на все мелководные моря и их участки, существовавшие в прошлом?

Несколько различно в различных разделах книги понимаются термины палеобиогеографического районирования.

Ранг, иерархия и номенклатура палеогеографических и палеобиогеографических подразделений — отнюдь не просто формальная сторона палеогеографических и палеобиогеографических исследований. За применяемыми терминами часто стоят различия в принципах и методах проведения этих исследований, в подходе к выявлению соотношения выделяемых по различным признакам подразделений.

Особо остро вопросы палеобиогеографического районирования стоят сейчас в связи с появлением данных глубоководного бурения и разработкой мобилистских геодинамических реконструкций.

Из стратиграфических терминов к числу различно понимаемых относится прежде всего "сенон".

В разделах VI—VIII эта надъярусная единица принимается в объеме коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Однако читатель должен отчетливо себе представлять, что многие исследователи ограничивают сенон коньяком, сантоном и кампаном и,

кроме того, существуют и иные варианты понимания этого термина. Поэтому автор разделов I—V вслед за Н.П. Михайловым [3, с. 115] считает этот термин не только излишним и архаичным, но и вредным в современной стратиграфии, стремящейся к возможно более дробным и точным разбивкам.

Авторы воздерживались от пересказа обзорных работ и стремились в основном использовать публикации, содержащие конкретную информацию. Разумеется, в книгу не удалось в полном объеме включить все известные авторам литературные источники, что прежде всего связано с требованием издательства не слишком раздувать библиографический аппарат. Поэтому вполне вероятно, что очень узкий специалист по какому-либо разделу или подразделу обнаружит в библиографии лакуны. В частности, при анализе геондной эвстазии в разделе VII, вероятно, следовало бы сослаться на появившиеся в самое последнее время работы Н. — А. Мёрнера (Стокгольм) по этому вопросу. Однако заметим, что в упомянутом разделе весьма рельефно показана роль отечественных исследователей в развитии представлений о механизме эвстазии: к некоторым очень важным выводам они пришли десятки лет тому назад.

"Предисловие" к книге составлено В.А. Красиловым и Д.П. Найдиным, "Введение" и разделы I—V — Д.П. Найдиным. Раздел VI написан В.П. Похиалайненом, раздел VII — Ю.И. Кацем, раздел VIII — В.А. Красиловым.

Литература к "Предисловию"

1. *Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России. — В кн.: Материалы для геологии России. СПб.: Изд-во Минерал. о-ва, 1912, т. 25. 631 с.
2. *Красилов В.А.* Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 239 с.
3. *Михайлов Н.П.* Верхнемеловые аммониты юга европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 143 с. (Тр. Ин-та Геологич. наук; Вып. 129).
4. *Павлов А.П.* Геология настоящего времени. — В кн.: История нашего времени (современная культура и ее проблемы). ПТГ: Изд-во Братьев А. и И. Гранат и К^о, 1914, вып. 21, с. 215—240; вып. 22, с. 241—299.

ВВЕДЕНИЕ

В истории Земли меловой период занимает особое место. Его уникальность отмечалась рядом исследователей уже давно, а в последние годы подтверждена разнообразными геолого-геофизическими материалами по океанам. Многие важнейшие геологические и биологические события (некоторые из которых будут рассмотрены далее) происходили на протяжении всего периода. В современных тектонических построениях, как фиксистских, так и мобилистских, ряд важнейших событий связывают с этим отрезком земной истории. Некоторые пункты "диагноза" этого интервала земной истории отмечены В.А. Красиловым в первой книге "Мелового периода" [7].

Наиболее важные особенности мелового периода (системы) следующие.

Меловые и особенно верхнемеловые отложения занимают огромные площади современных материков. В их сложении преобладают мелководные морские осадки. Широкое развитие писчего мела и близких к нему разностей в разрезах верхнего отдела системы, как известно, послужило основанием для наименования всей системы. Среди различных генетических типов континентальных образований мелового периода (коры выветривания и др.) особое внимание привлекают осадки огромных озер.

Бурение в океанах показало, что не только на материках осадки меловой системы пользуются чрезвычайно широким распространением. В океанах осадки верхнего отдела меловой системы, по-видимому, отсутствуют только в пределах осевых участков срединно-океанических хребтов. В целом оказывается, что отложения верхнего мела после четвертичного покрова являются наиболее распространенными породами на земной поверхности.

Указанные две особенности распространения меловых отложений отражают своеобразие палеогеографической и палеоклиматической обстановки конца мезозоя. В частности, обширные эпиконтинентальные бассейны — одна из характернейших черт позднемеловой эпохи.

С меловым периодом связывают одну из мощнейших вспышек гранитоидного магматизма, крупнейшее рудообразование, максимум (в позднемеловую эпоху) флишеобразования [103 в литературе к разделам II—V]. Колоссальные излияния базальтов на дне океанов — еще одна особенность мелового периода.

И по палеомагнитным данным мел выделяется среди остальных периодов: на протяжении большей его части преобладала прямая полярность.

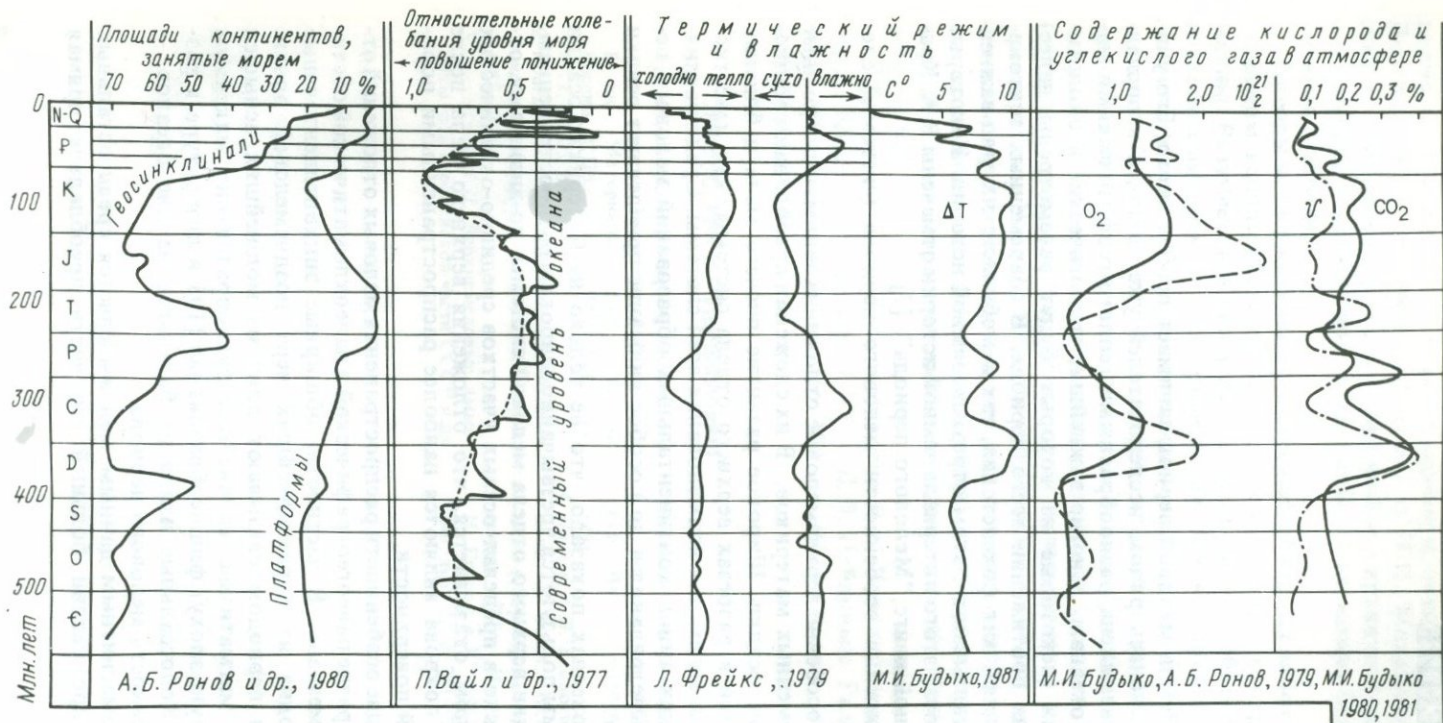


Рис. 1. Изменения некоторых основных параметров физико-географических условий в фанерозое

Площади современных континентов, которые были заняты морем по А. Б. Ронову и др. [276].

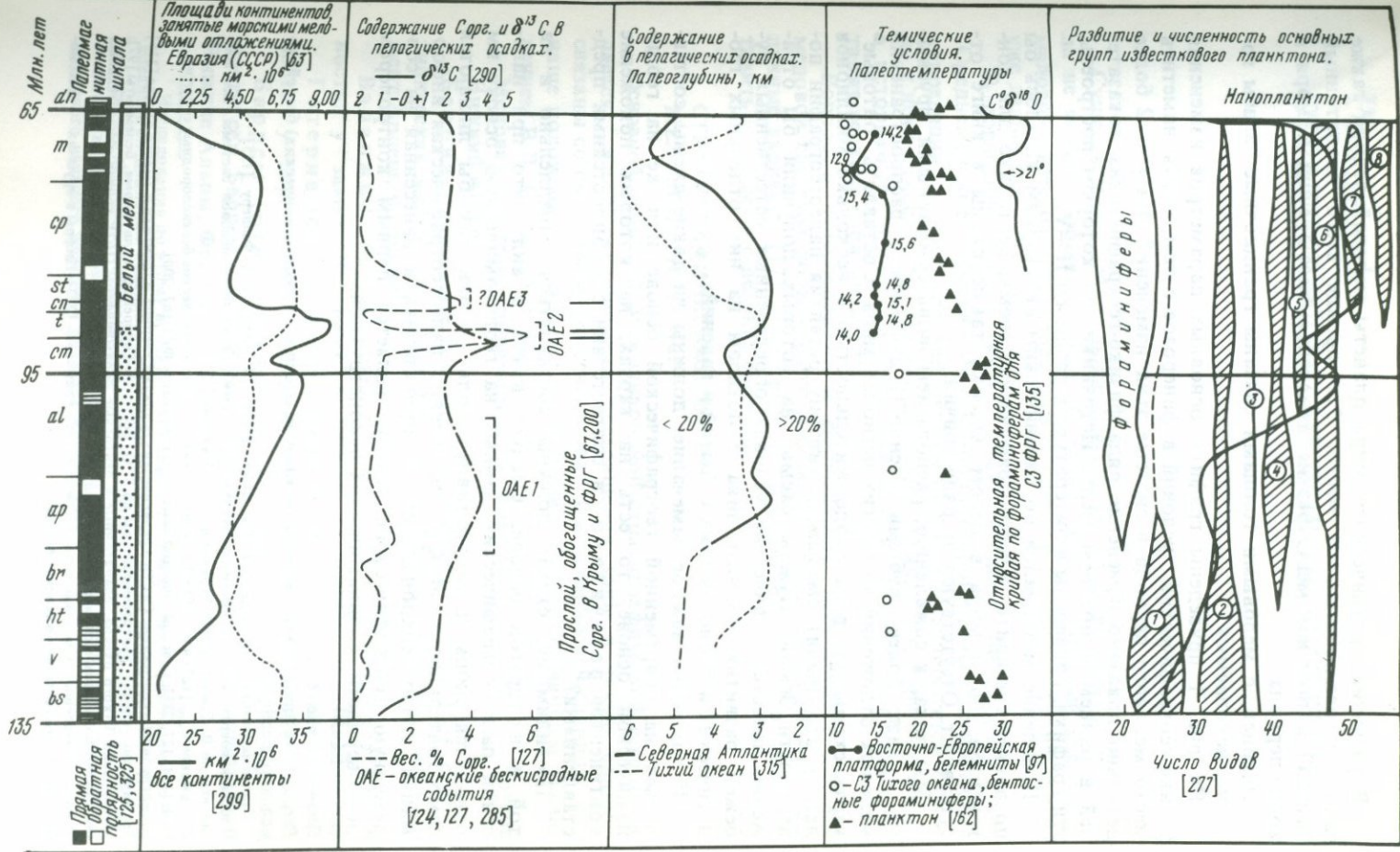
Относительные колебания уровня моря (океана) по П. Р. Вейлу и др. [321].

Термический режим и влажность по М. И. Будыко [11, 12] и Л. Фрейксу [178].

ΔT — разность средней температуры воздуха у земной поверхности и современной средней температуры.

Содержание кислорода и углекислого газа в атмосфере по М. И. Будыко [12] и М. И. Будыко и А. Б. Ронову [13].

Для кислорода расчет проведен двумя способами. На графике изменения концентрации углекислого газа кривая ν представляет колебания массы вулканогенных пород (10^{21} г/млн. лет)



В развитии органического мира планеты меловой период также занимает исключительное место. Это прежде всего планктонный "взрыв" в позднем мелу, резкие изменения биоты суши и моря в конце периода.

Наконец, с меловыми толщами связаны грандиозные запасы горючих ископаемых.

На рис. 1 приведены графики основных параметров изменения физико-географических условий в фанерозое с тем, чтобы наметить место мелового периода в системе этих изменений. На рис. 2 более детально показано изменение ряда физико-географических показателей в раннем и позднем мелу. Источники, по которым построены эти графики, приведены в литературе к разделам II—V.

Появление материалов по океаническим акваториям казалось бы позволяет составить палеогеографические схемы не только для континентов, но и мира в целом. Однако также схемы в книге отсутствуют. Отсутствуют по ряду причин.

Мы пока, к сожалению, располагаем лишь суммарными, ярусными и даже более грубыми ("сенон"!) данными о распространении меловых отложений во многих регионах мира. Составлять "оптовые" карты-схемы для века продолжительностью в несколько миллионов лет — это значит смазывать картину развития палеогеографии поверхности Земли. Нужны схемы, на которых получили бы отражение палеогеографические условия определенных естественных рубежей развития земного лика с показом на них отдельных геологических и биологических событий и явлений.

И еще одно важное замечание: должны ли такие схемы составляться на современной географической основе или же на геодинамической основе, то есть на картах, на которых положение континентов рассчитано в соответствии с мобилистскими представлениями?

По-видимому, схемы должны составляться параллельно и на той и на другой основе. Следует иметь в виду, что при нанесении палеогеографических данных на геодинамическую основу им отводится лишь иллюстративная роль — они как бы лишаются самостоятельности. Между тем именно палеогеографическая информация, точно геохронологически привязанная и нанесенная на современную географическую основу, является первым контролером достоверности геодинамических реконструкций.

Подпись к рис. 2

Рис. 2. Некоторые физико-географические показатели морских (океанических) бассейнов мелового периода

Палеомагнитная шкала по И.Е. Ван Хинте [325] и М. Артуру и А. Фишеру [125]

Площади современных континентов, занятые морскими отложениями меловой системы. Все континенты по В. Слитеру [299], Евразия по Д.П. Найдину [63]

Содержание S_{org} [127] и $\delta^{13}C$ [290] в пелагических осадках; океанические бескислородные события — ОАЕ [124, 127, 285]; прослой, обогащенные S_{org} в Крыму и ФРГ [67, 200].

Палеоглубины и содержание $CaCO_3$ в пелагических осадках Северной Атлантики и Тихого океана [315]

Термические условия: палеотемпературы по $\delta^{18}O$, Восточно-Европейская платформа, белемниты [97]; северо-запад Тихого океана, планктонные и бентосные фораминиферы [162]; кривая относительных температур по фораминиферам, северо-запад ФРГ [135]

Развитие и численность основных групп известкового планктона [277]. Цифры в кружках — таксономические подразделения кокколитофорид

Раздел I

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Существующее официальное деление меловой системы на два отдела не является общепринятым. Средний мел, понимаемый как отдел меловой системы, выделялся рядом авторов (особенно французских) уже давно, еще в XIX в.

В последние годы в связи с исследованиями по проекту N 58 "Среднемеловые события" Международной программы геологической корреляции¹ термин "средний мел" очень широко используется. Обычно к нему относят альб, сеноман, турон и коньяк; в некоторых регионах в историко-геологическом аспекте к "среднему мелу" присоединяют также верхние горизонты апта.

Вопрос о целесообразности формального трехчленного деления меловой системы должен быть специально обсужден: возможны различные варианты [17]. Нам представляется наиболее правильным оставить двухчленное деление системы.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Основной единицей Международной стратиграфической шкалы является ярус, а попытки превращения зоны в такую единицу связаны со смешением понятий основной и наименьшей единицы. Это наше положение совпадает с обоснованно сформулированным заключением В.Л. Егояна [5, с. 44].

Меловая система понимается в объеме следующих ярусов.

Нижний отдел

Берриас (sous-étage Berriasien De Malbos et Dumas, 1864; стратотипическая местность: у сел. Берриас близ г. Ларжантьер, департамент Ардеш, Франция).

Валанжин (étage Valanginien Desor, 1853; стратотипическая местность: у замка Валанжин в районе г. Невшатель, Швейцария).

Готерив (étage Hauterivien Renevier, 1873; стратотипическая местность: у дер. Готерив (Отрив) близ г. Невшатель, Швейцария).

Баррем (étage Barremien Coquand, 1862; стратотипическая местность: сел. Баррем на одном из притоков р. Дюранс, департамент Нижние Альпы, Франция).

¹ Исследования по этому проекту завершены и предварительные результаты опубликованы в специальном издании, содержащем обширный список литературы [42]. Попутно укажем, что подробная библиография публикующихся во всех странах мира работ по всем аспектам изучения мелового периода (системы) включается в каждый выпуск международного научного журнала *Cretaceous Research* [48].

Апт (étage Aptien d'Orbigny, 1840; стратотипическая местность: окрестности г. Апт, департамент Воклюз, Франция).

Альб (étage Albien d'Orbigny, 1842—1843; стратотипическая местность: верхнее течение р. Об (Aube, латинизированное Alba) — правого притока Сены, департамент Об, Франция).

Верхний отдел включает следующие ярусы.

Сеноман (étage Cénomancien d'Orbigny, 1847; стратотипическая местность: окрестности г. Ле-Ман, департамент Сарта, Франция).

Турон (étage Turonien d'Orbigny, 1842; стратотипическая местность: Турень — смежные районы департамента Эндр и Луара и департамента Луар и Шер, Франция).

Коньяк (étage Coniacien Coquand, 1857; стратотипическая местность: г. Коньяк, его пригороды и окрестности в департаменте Шаранта, Франция).

Сантон (étage Santonien Coquand, 1857; стратотипическая местность: окрестности г. Коньяк).

Кампан (étage Campanien Coquand, 1857; стратотипическая местность: Шарантская Шампань к ЮЮВ от г. Коньяк, а также г. Обтер на р. Дронн, департамент Шаранта, Франция).

Маастрихт (système maestrichtien Dumont, 1849; стратотипическая местность: гора Санкт-Питерсберг (Сен-Пьер) к югу от г. Маастрихт, карьер ENCI, Голландия).

Здесь мы останавливаемся на схеме расчленения верхнего мела, так как данная книга в основном освещает события поздне меловой эпохи, а материалы по стратиграфии нижнего отдела меловой системы можно найти в первой книге "Мелового периода" [7].

СХЕМА БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

В качестве хронозон ярусов верхнего мела предлагаются подразделения биостратиграфической шкалы для востока Европейской палеобиогеографической области (табл. 1).

Европейская палеобиогеографическая область (ЕПО) охватывает огромные пространства от атлантического побережья Европы (Франция и севернее) на западе до Аральского моря на востоке [43]. Восточно-Европейская платформа и значительная часть Крымско-Кавказской области входят в пределы ЕПО, крайним востоком которой является Закаспий (Мангышлак, Устюрт, Приаралье, запад Копетдага).

Верхнемеловые отложения пользуются исключительно широким распространением в пределах ЕПО.

В данном разделе изложены лишь обобщения в виде двух таблиц и очень краткого текста по стратиграфии верхнего мела, главным образом восточных регионов ЕПО. Применявшиеся принципы и методика освещены в предыдущих публикациях [10, 15, 18 и др.]. Более развернутую фаунистическую характеристику предлагающихся биостратиграфических подразделений можно найти в ряде работ автора раздела [13—18, 43, 44].

Таблица 1

Схема зонального расчленения верхнего мела востока Европейской палеобиогеографической области [15, 16]

Ярус, подъярус		Зона, подзона, индекс			
Маастрихт	Верхн.	Neobelemnella kazimiroviensis		m_2	
	Нижн.	Acanthoscaphites tridens	Belemnella sumensis Belemnella lanceolata Belemnella licharewi	m_1^3 m_1^2 m_1^1	
Кампан	Верхний	Belemnitella langei	Belemnitella langei najd in i Belemnitella langei langei Belemnitella langei minor	cp_2^4 cp_2^3 cp_2^2	
		Belemnitella mucronata mucronata и Hoplitoplacenti-ceras coesfeldiense		cp_1^1	
	Нижний	Gonjoteuthis quadrata gracilis и Belemneliocamax mammillatus		cp_1^3	
		Gonjoteuthis quadrata quadrata и Belemnitella mucronata alpha		cp_1^2	
		Actinocamax laevigatus и Belemnitella praecursor mucronatiformis. Перьевые слои Восточно-Европейской платформы		cp_1^1	
Сантон	Верхн.	Gonjoteuthis granulata и Inoceramus patotensis. На Мангышлаке и в Крыму – Uintacrinus (внизу) и Marsupites		st_2	
	Нижн.	Inoceramus cardisoides В основании Inoceramus undulaticatus		st_1	
Коньяк	Верх- ний	Inoceramus involutus		cn_2	
	Ниж- ний	Inoceramus schoenbachi		cn_1	
Турон	Верхний	Inoceramus costellatus и Inoceramus striatocentricus		t_2^2	
		Inoceramus lamarcki В основании Inoceramus apicalis		t_2^1	
	Ниж- ний	Inoceramus labiatus и Inoceramus hercynicus Praeactinocamax plenus triangulus		t_1^2 t_1^1	
Сеноман	Верхний	Sciponoceras gracile. На Мангышлаке – слои с Inoceramus pictus bohemicus и Praeactinocamax plenus plenus		cm_3^3	
		Eucalycoceras pentagonum		cm_3^1	
	Средний	Inoceramus cripsii	Acanthoceras jukesbrownei		cm_2^3
			Turrilites acutus		cm_2^2
			Turrilites costatus		cm_2^1
Mantelliceras mantelli и Schloenbachia varians			cm_1		
Ниж- ний					

Общие замечания. Как уже неоднократно отмечалось [15, 18, 43], в пределах ЕПО распространены одни и те же комплексы фауны, что позволяет проследить на всей площади развития верхнего мела ЕПО одни и те же стратиграфические уровни.

Стратотипам ярусов в современной стратиграфии придается большое значение. Стратотип яруса является носителем качественной характеристики яруса, но не мерилем его объема [10, с. 70]. Кроме того, ярусный стратотип закрепляет название яруса. Стратиграфический объем яруса определяется суммой хронозон.

Все стратотипы ярусов верхнего отдела меловой системы расположены на западе ЕПО. Исторически в силу различных причин зональное деление ярусов верхнего мела ЕПО было разработано в основном за пределами стратотипической местности ярусов [10, с. 72].

На площади ЕПО хронозоны и их стратиграфические эквиваленты в других палеобиогеографических областях должны быть прослежены методами корреляции с привлечением всех возможных групп ископаемых; при этом особенно большее значение имеют микро- и нанофоссилии. Границы выделяемых по различным группам биостратиграфических единиц (зон, слоев с ...) не обязательно должны совпадать [1, с. 123].

"Аммонитовый стандарт" не может быть основой зонального деления Международной стратиграфической шкалы (стандартной шкалы) [18, с. 103; 14, с. 31] верхнего мела. Хронозоны — части ярусов верхнего отдела меловой системы — в пределах ЕПО целесообразно выделять: для сеномана — по аммонитам и иноцерамам, для турона и коньяка — по иноцерамам, для сантона — по иноцерамам и белемнитам, для кампана и маастрихта — по белемнитам и аммонитам (см. табл. 1).

Решающее значение в определении положения ярусных границ имеет их единообразное понимание, основанное на сложившемся зональном делении и конечно учитывающее стратотипы как носителей качественной характеристики ярусов [10, с. 70; 14, с. 34]. Следовательно, границы должны быть предметом согласования между стратиграфами различных стран.

Границы ярусов. Границу альб/сеноман целесообразно проводить по кровле зоны *Stoliczkaia dispar* и по массовому появлению *Schloenbachia* и *Mantelliceras* [38, 39, 41 и многие другие авторы]. Отметим, что последние представители *Stoliczkaia* встречаются еще в основании сеномана.

Для сеномана всей ЕПО следует принять хронозоны схемы В. Кеннеди и Д. Ханкока [38, 39]. На востоке ЕПО хорошо прослеживаются хронозоны для нижнего сеномана и основания среднего сеномана до зоны *Turrillites costatus* включительно. Более высокие части среднего подъяруса, а также верхнего сеномана и нижние горизонты нижнего турона на значительных участках востока ЕПО либо отсутствуют, либо пока не установлены достоверно палеонтологически. Только в разрезе Аксыиртау (Мангышлак) прослежены слои с *Inoceramus pictus bohemicus* Leonhard и *Praeactinocamax plenus plenus* (Bluv.), которыми завершается сеноман.

Граница сеноман/турон на протяжении многих десятилетий является объектом дискуссии, что связано с рядом причин. К этому рубежу приурочены либо терригенные фации и ряд перерывов (на большей части Восточно-Европейской платформы), либо маломощные конденсированные карбонатные отложения (некоторые районы платформы), либо, наконец, отмечается почти полное отсутствие макрофауны в визуально непрерывных карбонатных разрезах (Крым). Немалую путаницу в определении границы вносят попытки связать ее положение с так называемой зоной *Actinoscapha plenus* ("Plenus Marls", "Plenus Beds"), стратиграфический объем которой не очень определен, а белемниты в ряде стран Европы встречаются исключительно редко. Как оказывается, единичные ростры *Praeactinoscapha plenus* (Blv.) также весьма редко встречаются и за пределами ЕПО, восточнее Мангышлака: на восточном Копетдаге и даже еще восточнее — в бассейне р. Кафирниган в Таджикистане. Таким образом, значение этих белемнитов не только для расчленения, но и для сопоставления удаленных, расположенных в различных палеобиогеографических областях разрезов, несомненно. Поэтому необходимо определить объем "пленусовой зоны" с привлечением микропалеонтологических материалов.

Наиболее приемлемым представляется проведение границы сеноман/турон по кровле зоны *Sciponoceras gracile* [38, 39 и ряд других авторов]. Практически это положение границы соответствует частому появлению на обширных пространствах мира представителей линии *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* Schloth. [18, 14, 31, 49, 53], хотя первые формы этой линии — *I. (M) submytiloides* (Seitz) — появляются, возможно, уже в зоне *Sciponoceras gracile* [36, 37]. Выделявшаяся на Восточно-Европейской платформе подзона *Praeactinoscapha plenus triangularis* [18], вероятно, отвечает нижним зонам (до зоны *I. labiatus* s.s.) нижнего турона в понимании Э. Кауффмана [36, 37] и К.-А. Трёгера [53].

Границу турон/коньяк предлагается проводить по подошве зоны *Inoceramus schloenbachi* (= *Inoceramus deformis*) [14, 43, 53]. Подобное положение границы было обосновано несколько десятилетий назад В.П. Ренгартеном [43, с. 500]. Заметим, что в схемах немецких авторов зона *Inoceramus schloenbachi* традиционно всегда относилась к верхнему турону. Ныне как в ФРГ [49], так и ГДР [53] от этой традиции отказались: указанная зона относится к нижнему коньяку.

Рубеж коньяк/сантон нужно проводить по основанию зоны *Inoceramus undulatoPLICATUS* западной части ЕПО [28, 31, 32, 50]. *I. undulatoPLICATUS* обнаружен в Крыму, на Кавказе и Мангышлаке. В этой зоне появляются иноцерамы группы *I. cardissoides* (*I. cardissoides* Goldf., *I. pachti* Arkh.). На Восточно-Европейской платформе основание сантона было совмещено А.Д. Архангельским [2] с нижней границей зоны *Inoceramus pachti*, затем [3] названной им зоной *Inoceramus cardissoides*.

Сантонский ярус — наименее биостратиграфически обоснованный интервал верхнего мела ЕПО, что связано с действием трех причин: 1) отложения этого интервала обычно плохо обнажены, 2) полные, непрерывные разрезы отложений яруса встречаются редко и 3) сантонские отложения, как правило, бедны органическими остатками.

Таблица 2

Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела востока Европейской палеобиогеографической области по фораминиферам. По В.Н. Беньямовскому и Л.Ф. Копаевич [15, 16]

Индекс	Слои с фораминиферами	
m ₂	с <i>Hanzawaia ekblomi</i> , <i>Anomalinoidea pinguis</i> , <i>Gavelinella danica</i> , <i>Stensioeina pommerana</i> (вторичное появление), <i>Pseudotextularia elegans</i>	XXVI
	с <i>Brotzenella praecuta</i> , <i>Cibicides kurganicus</i> , исчезновение <i>Stensioeina pommerana</i>	XXV
m ₁ ³	с <i>Gavelinella midwayensis</i> , <i>Coleites crispus</i> , <i>Bolivina incrassata crassa</i> , <i>Bolivinoidea draco draco</i>	XXIV
m ₁ ²	с <i>Brotzenella complanata</i> , <i>Stensioeina caucasica</i> , <i>Gavelinella welleri</i> , <i>Anomalinoidea ukrainicus</i> , <i>Bolivinoidea pettersoni</i>	XXIII
m ₁ ¹	с <i>Angulogavelinella gracilis stellaria</i> , <i>Neoflabellina reticulata</i> , <i>Cibicidoides bembix</i> , <i>Osangularia navarroana</i> , <i>Bolivinoidea delicatulus</i>	XXII
cp ₂ ³⁻⁴	с <i>Brotzenella taylorensis</i> , <i>Neoflabellina praereticulata</i> , <i>Bolivina incrassata incrassata</i>	XXI
	с <i>Bolivina kalinini</i> , <i>Gemellides orcinus</i> , <i>Bolivinoidea draco miliaris</i>	XX
cp ₂ ²	с <i>Cibicidoides veltzianus</i> , <i>Globorotalites emdyensis</i> , <i>Gavelinella clementiana laevigata</i> , <i>Orbignyna sacheri</i>	XIX
cp ₂ ¹	с <i>Brotzenella monterelensis</i> , <i>Br. menneri</i> , <i>Orbignyna sacheri</i> , <i>Or. ovata</i>	XVIII
cp ₁ ²⁻³	с <i>Cibicidoides aktulagayensis</i>	XVII
	с <i>Cibicidoides temirensis</i>	XVI
	с <i>Bolivinoidea decoratus decoratus</i> , <i>B. granulatus</i>	XV
cp ₁ ¹	с <i>Gavelinella clementiana clementiana</i> , <i>G. dainae</i> , <i>Neoflabellina rugosa</i> , <i>Stensioeina pommerana</i> , <i>Reussella pseudospinulosa</i>	XIV
	с <i>Gavelinella stelligera</i> , <i>Ataxophragmium orbignynaeforfmis</i> , <i>Bolivinoidea strigillatus</i>	XIII
st ₂	с большим количеством <i>Osangularia</i> : <i>Os. whitei whitei</i> , <i>Os. whitei crassa</i> , <i>Gavelinella gr. stelligera</i>	XII
st ₁	с <i>Stensioeina granulata perfecta</i> , <i>St. gran. incondita</i> , <i>St. exculpta gracilis</i> , <i>Gavelinella infrasantonica</i>	XI
cn ₂	с <i>Stensioeina exculpta exculpta</i> , <i>Gavelinella infrasantonica</i> , <i>G. umbilicatulata</i>	X

Таблица 2 (окончание)

Индекс	Слои с фораминиферами	
сп ₂	с <i>Stensioeina granulata granulata</i> и <i>Gavelinella infrasantonica</i> , <i>G. thalmanni</i> , <i>Spiroplectammina embaensis</i> , <i>Bolivinita eleyi</i> , <i>G. costulata</i>	IX
сп ₁	с <i>Gavelinella praeinfrasantonica</i> , <i>G. kelleri</i> , <i>G. costulata</i> , <i>Cibicoides praeeriksdaensis</i> , <i>Stensioeina granulata</i> , <i>Reussella kelleri</i>	VIII
t ₂	с <i>Atalophragmium nautiloides</i> , <i>Gavelinella gr. costulata</i> , <i>Globorotalites mishelinianus</i>	VII
t ₁	с <i>Gavelinella moniliformis</i> , <i>Spiroplectammina praelonga</i> , <i>Gaudryina variabilis</i> , различные <i>Marssonella</i> , <i>Globotruncana lapparenti</i>	VI
t ₁ ²	с <i>Globorotalites hangensis</i> , <i>Gyroidina nitida</i> , <i>Gavelinella vesca</i> , <i>Cibicoides apprima</i>	V
t ₁ ¹	с крупными <i>Hedbergella</i> : <i>Hedbergella holzli</i> , <i>H. portsdowmensis</i> , <i>H. brittonensis</i>	IV
см ₃	с <i>Brotzenella berthelini</i> , <i>Gavelinella vesca</i> , <i>Cibicoides apprima</i>	III
см ₂	Отсутствуют или палеонтологически пока не доказаны в некоторых разрезах (Аксыйтау, Коксыйтау)	
см ₁	с <i>Gavelinella cenomanica</i> , <i>G. cenomanica concava</i> , <i>G. baltica</i> , <i>Lingulogavelinella globosa</i> , <i>Cibicides polyrraphes polyrraphes</i> , <i>Thalmaninella appenninica</i>	II
al ₃	с большим количеством <i>Hoeglundina</i> : <i>Hoeglundina dainae</i> , <i>H. dorsoplana</i> , <i>Gavelinella cenomanica</i> , <i>G. intermedia</i> , <i>Lingulogavelinella gr. globosa</i>	I

Нижний сантон в объеме зоны *Inoceramus cardissoides* нашей схемы отвечает нижнему и среднему сантону трехчленной схемы деления яруса ФРГ (где разработано наиболее детальное в границах ЕПО деление яруса по белемнитам, иноцерамом и иглокожим) [26, 27, 31, 32, 50].

Верхний сантон востока ЕПО соответствует верхнему сантону ФРГ, ГДР, Англии. В Крыму и в Закаспии верхний сантон распознается на основе находок остатков морских лилий: *Uintacrinus socialis* Grinnell внизу и *Marsupites testudinarius* (Schloth.) сверху.

Границу сантон/ кампан мы проводим по основанию зоны *Goniotethis granulataquadrata* ФРГ [26, 31, 32]. По-видимому, основание этой зоны почти точно совпадает с кровлей слоев с *Marsupites* верхнего сантона. О. Зейтц [50, с. 141] и Г. Эрнст [26, с. 195; 27, с. 139] отмечают, что подобное положение границы следует рассматривать как предварительное, до выяснения "пограничных вопросов" в стратотипах ярусов. Сложившееся зональное деление сантона и кампана, как и других ярусов верхнего мела (вероятно, за исключением сеномана), по иноцерамам, белемнитам, фораминиферам и другим ископаемым разрабо-

тано за пределами стратотипических районов этих ярусов. Поэтому "пограничные вопросы" вряд ли могут быть решены только с помощью стратотипов, ибо положение самих стратотипов в последовательности слоев верхнего мела оценивается существующим зональным членением [10]. Следовательно, в определении ярусных границ решающее значение имеет их единообразно понимание, основанное на сложившемся делении. Такой единообразно понимаемой границей для ЕПО могла бы быть и граница сантон/кампан в указанном выше смысле [17, с. 49; 19, с. 13].

Птериевые слои Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ней северных участков палеозойд Азии составляют основание нижнего кампана (см. табл. 1). Они никоим образом не могут считаться стратиграфическим эквивалентом марзупитовых слоев, как это предлагается в унифицированных стратиграфических схемах для платформы [21, 22].

Материалы по распространению бентосных фораминифер позволяют более точно соотнести марзупитовые слои Мангышлака и птериевые слои юго-востока Восточно-Европейской платформы (Прикаспий). Они разделены очень небольшим промежутком (2—4 м), который отвечает верхней части слоев с *Gavelinella stelligera* (табл. 2).

Граница между кампанским и маастрихтским ярусами на огромных пространствах ЕПО выражена весьма резко: массовые находки *Belemnella gr. langei*, можно сказать, внезапно даже в разрезах, лишенных видимых следов перерывов, сменяются массовыми находками ростров примитивных белемнелл (*Belemnella gr. licharewi*) [1, 18, 43]. Подчеркнем: первые белемнеллы появляются уже в верхнем кампане. Так что речь идет именно о массовых находках представителей этого рода.

Впервые ланцеолятовые слои (зона *Belemnella lanceolata*) были выделены на Восточно-Европейской платформе А.Д. Архангельским [2, 4] и отнесены им к нижнему маастрихту. Затем белемнитовое деление кампанского и маастрихтского ярусов после работ Ю.А. Елецкого [35 и др.] было применено и на западе ЕПО [31, 32].

Данные распространения белемнитов в разрезах Западного Казахстана (Прикаспий, Аральское море) привлекались А.Д. Архангельским для составления схем расчленения кампана и маастрихта. В частности, маастрихт А.Д. Архангельский [4] делил на нижний (зона *Belemnella lanceolata*) и верхний (зона *Belemnella americana*). Границу между нижним и верхним маастрихтом мы предлагаем совмещать с появлением *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skořozdr.) (= *Belemnella americana* (Mort.) Arkh.) и форм переходных между *Belemnella sumensis* Jel. и *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skořozdr.). От выделения зоны *Belemnella junior* в верхнем маастрихте следует воздержаться, вследствие неопределенности ее стратиграфического объема не только на востоке, но и на западе ЕПО [1].

Рубеж маастрихт/даний выражен крайне резко по многим группам макрофауны, что давно известно. Именно эта граница принимается за рубеж между меловой и палеогеновой системами, или в более общем плане — между мезозойской и кайнозойской группами.

Положение границ ярусов меловой системы было предметом обсуж-

дения специального международного симпозиума, проходившего осенью 1983 г. в Копенгагене. Материалы симпозиума опубликованы [25]. Особый интерес представляют предложения Т. Биркелунд и других западноевропейских стратиграфов по ярусным границам системы [24].

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ДАТСКОГО ЯРУСА

Датский ярус (*étage danien* Desor, 1846; стратотипическая местность: окрестности г. Факсе и береговые обрывы мыса Стивнс на о. Зеландия (Дания), окрестности г. Мальме (Швеция), как и подавляющее большинство современных авторов, мы относим к палеоцену. Подобное его положение в шкале общих стратиграфических подразделений давно принято подавляющим числом исследователей как у нас, так и за рубежом [9]. Вот основные пункты обоснования отнесения дания к палеоцену.

Подразделения международной шкалы фанерозоя выделяются на биостратиграфической основе в последовательности морских отложений.

Макро- и микропалеонтологические наполнения маастрихта и дания резко отличны друг от друга. Находки в отложениях датского яруса отдельных видов или даже остатков некоторых групп организмов мелового облика и, наоборот, появление в верхних горизонтах маастрихта палеогеновых элементов не меняют общей картины. Биостратиграфические "ядра" (термин В.Л. Егояна [6]) ярусов — маастрихта и дания — принципиально различны, что давно уже было установлено.

Также давно было отмечено [9], что макрофаунистические различия между маастрихтским и датским ярусами требуют их разъединения в шкале и перенесения дания в палеоген. Дальнейшие исследования по микро- и нанопланктону полностью подтвердили это заключение. Было показано, что изменение органического мира между маастрихтом и данием одно из самых резких в фанерозое. Особенно резким оказывается исчезновение очень многих меловых форм, с чем связано представление о так называемом "великом мезозойском вымирании".

При определении нижней границы датского яруса необходимо иметь в виду следующее.

В огромном большинстве разрезов к пограничью маастрихт/даний приурочен перерыв, обычно стратиграфически небольшой, вполне достаточный для абсолютно точного фиксирования границы при картировании, а также при проведении других видов геологических исследований.

Достоверно (т.е. палеонтологически документированные) непрерывные разрезы пограничных отложений маастрихт/даний пользуются значительно меньшим распространением.

В непрерывных разрезах интервал между маастрихтским и датским "ядрами" физически ничтожен: это десятки сантиметров, первые метры.

В непрерывных карбонатных разрезах обычно отмечается очень четкое литологическое различие между маастрихтом и данием.

В последние годы в ряде непрерывных карбонатных разрезов (как континентов, так и океанов) в интервале перехода прослежен "глинистый прослой", часто с повышенными концентрациями иридия [см. 61, 68, 115, 183, 236, 301 и др. в литературе к разделам II—V].

Таким образом, и в непрерывных разрезах проведение границы маастрихт/даний для практических целей не представляет никаких затруднений.

Требуются дальнейшие исследования для определения точного положения рубежа маастрихт/даний в пределах упомянутого выше незначительного интервала между маастрихтским и датским "ядрами" Биостратиграфически этот рубеж должен быть выражен в зональных категориях. Согласования требует выбор групп, пригодных для зонального членения пограничных отложений. Ими могут быть организмы, представители которых широко распространены как в маастрихте, так и в дании. Этому условию отвечают фораминиферы, динофлагеллаты, известковые нанофоссилии и другие подобные группы, пользующиеся массовым распространением.

Несколько замечаний о делении по планктонным фораминиферам. По-видимому, в качестве верхней зоны маастрихта нужно принять зону *Hanzawaia* по бентосу, см. табл. 2). Нижней зоной дания очень многие зарубежные и некоторые отечественные авторы считают зону "*Globigerina*" *eugubina*, выделенную 20 лет назад [40]. Мощность отложений зоны незначительна (десятки сантиметров, не более 1,5—2 м), и она просто выпадает в не совсем полных разрезах. В качестве нижней зоны дания в СССР предлагается зона *Globogotia taurica* [20]. В Дании нижняя зона датского яруса — зона *Eoglobigerina danica*. И. Банг [23], предложившая эту зону, отмечает, что в разрезах Дании комплекс фораминифер, характерный для зоны *eugubina* (так называемый *Løpegur Assemblage*), встречается в самых верхах маастрихта вместе с аммонитами. Вообще нижнее ограничение зоны *eugubina* пока не представляется вполне определенным. В разрезах Вассерфальграбен (Баварские Альпы, ФРГ) и Эль-Кеф (Тунис) ниже зоны *eugubina* выделяется зона *Globigerina fringa* [34, 36], а в разрезе Гредеро (Испания) — зона *Guembelitra cretacea* [47, 51] (см. рис. 20 и 21). Мощность отложений, относимых к этим зонам, порядка 10—25 см!

Таким образом, положение границы маастрихт/даний "зажато" в крайне узкие рамки. Вероятно, для трассирования этой границы в непрерывных разрезах нужно привлечь "глинистый прослой", совмещающийся в некоторых разрезах с основанием зоны *eugubina*, зонами *fringa* и *cretacea*. Есть основания считать его изохронным уровнем и принимать за границу маастрихт/даний. Однако это предложение требует более убедительных доказательств и в первую очередь полученных на отечественных материалах.

В разрезах континентальных отложений граница мел/палеоген, совмещаемая с основанием зоны "*Globigerina*" *eugubina*, должна быть прослежена всеми возможными приемами корреляции.

Роль наземных организмов (и прежде всего позвоночных и флоры) в познании развития и смены органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя, конечно, огромна, но граница между группами должна быть установлена по мелким морским организмам.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПРОСЛЕЖИВАНИИ ХРОНОЗОН

Как отмечалось ранее, в прослеживании хронозон на площади ЕПО и за ее пределами большое значение имеют данные о пространственном и вертикальном распространении микро- и нанофоссилий.

Укоренилось представление о ведущей роли планктонных форм (планктонные фораминиферы, кокколитофориды) при проведении удаленных стратиграфических сопоставлений. Действительно, их значение при корреляциях (особенно глобальных) огромно. Однако исследования, которые проводили в последние годы В.Н. Беньямовский и Л.Ф. Копаевич [15, 16] на востоке ЕПО, показали, что бентосные фораминиферы, во-первых, распространены на одних и тех же стратиграфических уровнях не только в ЕПО, но и за ее пределами и, во-вторых, по комплексам бентосных фораминифер, отдельные компоненты которых составляют филогенетические ряды, возможно проводить более дробное расчленение разрезов, чем по планктону. По данным указанных исследователей, карбонатные толщи верхнего мела востока ЕПО разделяются на 26 слоев с бентосными фораминиферами (см. табл. 2), тогда как по глоботрунканидам этот же интервал в Карпатах, Крыму и на Кавказе разделяется на 10 зон [8].

ГЕОХРОНОМЕТРИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭПОХИ

Несколько замечаний о продолжительности позднемеловой эпохи и ее веков. Многие зарубежные авторы в качестве "стандарта" для мелового периода рассматривают радиометрическую шкалу И.Е. Ван Хинте [54], в которой рубеж альб/сеноман оценивается в 100 млн. лет, а рубеж маастрихт/даний — в 65 млн. лет. Критические замечания, касающиеся этой шкалы, были недавно опубликованы [11, 12].

Более обоснованной, опирающейся на результаты пересмотра имеющихся радиометрических датировок по всем геохронометрам (преимущественно по глауконитам) и достаточно точную увязку с биостратиграфическими разбивками, является шкала Ж.С. Одена [45], в которой начало и окончание позднемеловой эпохи определяются в 95 и 65 млн. лет. Английские авторы [33] предложили третий вариант шкалы (табл. 3), в котором радиометрические датировки начала позднего мела 97,5 млн. лет, а окончания — 65 млн. лет. Следовательно, продолжительность позднемеловой эпохи по Одену 30 млн. лет, по Харланду и его соавторам — 31,5 млн. лет, а по Ван Хинте — 35 млн. лет.

Как мы полагаем, совершенствование радиометрической шкалы возможно на основе использования осадочных геохронометров с привлечением седиментометрических материалов.

В приложении к полным (или почти полным) карбонатным и доста-

Таблица 3

Различные геохронометрические шкалы (в миллионах лет)

Эпоха	Век	И. Е. Ван Хинте [54]		Ж. С. Оден, В. Д. Кеннеди [45]		В. Харланд и др. [33]	
		Начало	Продолжительность	Начало	Продолжительность	Начало	Продолжительность
Палеоцен	Даний	65		65±1— 1,5	6	65	4,8
Поздний мел	Маастрихт	70	5	72±1	7	73	8
	Кампан	78	8	83±1	11	83	10
	Сантон	82	4	(86)	3	87,5	4,5
	Коньяк	86	4	88±1	2	88,5	1
	Турон	92	6	91±1—2	3	91	2,5
	Сеноман	100	8	95±1	4	97,5	6,5
Ранний мел	Альб	108	8	107±1	12	113	15,5
	Апт	115	7	112±2	5	119	6
	Баррем	121	6	114±2	2	125	6
	Готерив	126	5	119±3	5	131	6
	Валанжин	131	5	(126±4)	7	138	7
	Берриас	135	4	130±3	4	144	6

точно дробно биостратиграфически расчлененным разрезам верхнего мела уже имеется некоторый опыт дополнения радиометрических данных седиментометрическими материалами [11, 15, 18, 29, 30, 52].

Ф. Беттенштедт [135 в литературе к разделам II—V] по соотношению значений мощностей отложенных ярусов верхнего мела на севере ФРГ предположил значительно большую продолжительность кампанского века сравнительно с остальными веками позднемеловой эпохи. Длительность кампанского века Г. Эрнст и Г. Крейцер [29, 30] на основании изучения почти полных разрезов верхнего мела севера ФРГ, выраженных в фации пясчег мела и близких к нему разностях, оценили примерно в 11,5 млн. лет; причем ранний кампан, по их данным, составляет лишь немногим больше 1/3 указанного значения. Такое соотношение продолжительности раннего и позднего кампана подтверждается и полными разрезами карбонатных толщ верхнего мела Западного Казахстана [15].

Намечается различная продолжительность подразделений более дробных, чем век, также и для сантона и маастрихта. Так, сантонский ярус на Мангышлаке и в ФРГ по палеонтологическим данным делится на две части: нижнюю (нижний подъярус Мангышлака, соответствующий нижнему и среднему сантону ФРГ) и верхнюю (верхний подъярус Мангышлака и ФРГ), соотношение мощностей которых позволяет разделить интервал сантонского века в 3 млн. лет далеко не равным образом между ранним сантоном (в ФРГ — ранний + средний) — около 2,5 млн. лет — и поздним сантоном — примерно 0,5 млн. лет.

Ранний маастрихт значительно продолжительнее позднего, что уста-

навливается по многим разрезам буровых скважин Восточного Прикаспия и по ряду естественных обнажений Мангышлака [15]. Если радиометрически определенную продолжительность маастрихтского века принять равной 7—8 млн.лет, то на долю позднего маастрихта приходится цифра порядка 2 млн.лет и во всяком случае не больше 3 млн.лет. Заметим, что Т. Ворзли [55] по данным океанских разрезов рассчитал, что продолжительность позднего маастрихта изменяется от 0,5 до 2,5 млн.лет при общей продолжительности маастрихтского века в 7 млн.лет. По огрубленной оценке Ворзли, продолжительность позднего маастрихта около 1 млн.лет.

Литература к "Введению" и разделу I

1. *Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Гладкова В.И.* и др. Бентосные фораминиферы и белемниты кампана и маастрихта Восточного Прикаспия. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 1, с. 113—126.
2. *Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России. — В кн.: Материалы для геологии России. СПб.: Изд-во Минералова, 1912, т. 25. 631 с.
3. *Архангельский А.Д.* Обзор геологического строения Европейской России. Ч. 2. Средняя Россия. Пг.: Изд-во Геолкома, 1922. 465 с.
4. *Архангельский А.Д.* Обзор геологического строения Европейской России. Ч. 1. Юго-восток Европейской России и прилегающей части Азии, вып. 2. М.-Л.: Госиздат, 1926. 245 с.
5. *Егоян В.Л.* Реальность и абстракция в процессе становления общей стратиграфии. — В сб.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 38—47.
6. *Егоян В.Л.* Проблема границы в стратиграфии (на примере границ ярусов нижнего отдела меловой системы). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 2, с. 72—87.
7. *Красилов В.А.* Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 239 с.
8. *Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 165 с.
9. *Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена. — В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с. 225—257.
10. *Найдин Д.П.* О стратотипах ярусов верхнего мела (на примере маастрихтского яруса). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 3, с. 56—77.
11. *Найдин Д.П.* Геохронология мелового периода. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 1, с. 51—72.
12. *Найдин Д.П.* Новая радиометрическая шкала фанерозоя. — Вестник МГУ. Серия 4, Геология, 1983, N 6, с. 12—19.
13. *Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Разрез отложений сеноманского яруса между речья Качи и Бодрака (Крым). — Геология и разведка, 1980, N 4, с. 11—25.
14. *Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф.* Фауна туронских отложений между речья Качи и Бодрака (Крым) и граница сеноман-турона. — В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 22—40.
15. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф.* Методы изучения трансгрессий и регрессий (на примере позднемеловых бассейнов Западного Казахстана). М.: Изд-во МГУ, 1984. 163 с.
16. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф.* Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области. — Вестник МГУ. Серия 4, Геология, 1984, N 5, с. 3—15.
17. *Найдин Д.П., Иванников А.В.* (ред.). Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса. — Киев: Наук. думка, 1980. 108 с.
18. *Найдин Д.П., Копеевич Л.Ф.* О зональном делении верхнего мела Европейской палеобиогеографической области. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 92—112.
19. *Папулов Г.Н., Найдин Д.П.* (ред.). Гра-

- ница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 118 с.
20. Решение XV пленарного заседания Палеогеологической комиссии. — В кн.: Постановления Межведомственного стратиграфического комитета СССР и его постоянных комиссий. Л.: МСК, 1983, вып. 21, с. 42—44.
 21. Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1955.
 22. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М.: Гостоптехиздат. Ленингр. отд-ние, 1962. 90 с.
 23. *Bang I.* Foraminifera from the type section of the eugubina Zone and Cretaceous/Tertiary boundary localities in Jylland, Denmark. — In: Cretaceous-Tertiary boundary events: Symp. Copenhagen, 1979, vol. 2, p. 127—130.
 24. *Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B.* et al. Cretaceous stage boundaries — proposals. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1984, vol. 33, pt 1/2, p. 3—20.
 25. Cretaceous stage boundaries. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1984, vol. 33, pt 1/2, p. 1—238.
 26. *Ernst G.* Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der BelemnitenGattung Goniotheuthis aus dem nordwestdeutschen Santon/Campan. — Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1964, Bd 7, S. 113—174.
 27. *Ernst G.* Fauna, Ökologie und Stratigraphie der mittelsantonen Schreibkreide von Lägerdorf (SW-Holstein). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1966, H. 35, S. 115—150.
 28. *Ernst G.* Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide — Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). — Mitt. Geol.-paläontol. Inst. Univ. Hamburg, 1974, H. 43, S. 5—60.
 29. *Ernst G.* Forschungsfortschritte in der Oberkreide von NW-Deutschland. — In: Intern. Symp. Dt. Kreide: Kurzfassungen der Vorträge, Münster, 1978, S. 72—73.
 30. *Ernst G., Kreuzer H.* Calibration of stratigraphic methods in the boreal Cretaceous of Germany. — In: 25th Intern. geol. congr. Canberra, 1976, abstr. vol. 1, p. 267—268.
 31. *Ernst G., Schmid F.* The Upper Cretaceous of central and eastern Lower Saxony. — In: Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc. A-69, 26th Intern. geol. congr. Paris: 1980, p. 83—114.
 32. *Ernst H., Schulz M.-G.* The white chalk quarries of Lägerdorf and Krons Moor. — In: Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc. A-69, 26th Intern. geol. congr. Paris: 1980, p. 75—82.
 33. *Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G.* et al. A geologic time scale. Cambridge: Univ. press, 1982. 131 p.
 34. *Herm D., Hillebrandt A. von, Perch-Nielsen K.* Die Kreide/Tertiär-Grenze im Lattegebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — Geol. Bavarica, 1981, Bd 82, S. 319—344.
 35. *Jeletzky J.A.* Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastriht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens. — Beih. Geol. Jb., 1951, H. 1, S. 1—142.
 36. *Kauffman E.G.* British middle Cretaceous inoceramid biostratigraphy. — Ann. Mus. hist. natur. Nice, 1976, t. 4, p. IV1—IV12.
 37. *Kauffman E.G.* An outline of middle Cretaceous marine history and inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia. — Ann. Mus. hist. natur. Nice, 1976, t. 4, p. XIII1—XIII12.
 38. *Kennedy W.J., Hancock J.M.* Towards a correlation of the Cenomanian sequences of Japan with those of North-West Europe. — Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap., 1977, N 21, p. 127—141.
 39. *Kennedy W.J., Hancock J.M.* The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. — Ann. Mus. hist. natur. Nice, 1976, t. 4, p. VI—V72.
 40. *Luterbacher H.P., Premoli Silva I.* Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale. — Riv. ital. paleontol., 1964, vol. 70, N 1, p. 67—128.
 41. *Marcinowski R., Naidin D.P.* An Upper Albian ammonite fauna from Crimea. — Acta geol. pol., 1976, vol. 26, N 1, p. 83—119.
 42. Mid-Cretaceous events: Report on results, 1974—1983/Comp. by R.A. Reymont, P. Bengtson. Uppsala: Paleontol. Inst., 1985. 132 p.
 43. *Naidin D.P.* Vergleichende Stratigraphie der Oberen Kreide der Russischen Tafel und West-Europas. — In: Aspekte der Kreide Europas. IUGS. Ser A, 1979, S. 497—510.
 44. *Naidin D.P.* The Russian Platform and the Crimea. — In: Aspects of Mid-Cretaceous regional geology. L.: Acad. press, 1981, p. 29—68.

45. *Odin G.S., Kennedy W.J.* Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. — C.r. Acad. sci. D, 1982, t. 294, p. 384—386.
46. *Perch-Nielsen K., He Q., McKenzie J.* Precision bio- and isotope-stratigraphy and the "catastrophic" extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. — In: Conf. on large body impacts and terrestrial evolution Snowbird, Utah, 1981. 45 p.
47. *Romein A.J.T., Smit J.* The Cretaceous-Tertiary boundary: Stable isotopes and nannofossils. — Proc. Nederl. Akad. Wetensch. B, 1981, vol. 84, p. 295—314.
48. *Schöbel J.* Bibliographia Cretacea: Cretaceous research, 1980—1985. Vol. 1—6.
49. *Seibertz E.* Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. — Newslett. Stratigr., 1979, vol. 7, N 3, p. 166—170.
50. *Seitz O.* Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. 3. — Beih. Geol. Jb., 1967, H. 75, S. 1—171.
51. *Smit J.* Discovery of a planktonic foraminiferal association between the Abathomphalus mayaroensis Zone and the "Globigerina" eugubina Zone at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): A preliminary report. — Proc. Nederl. Akad. Wetensch. B, 1977, vol. 80, p. 280—301.
52. *Thierstein H.R.* Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. — Mar. Micropaleontol., 1976, vol. 1, p. 325—362.
53. *Tröger K.-A.* Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropas. — Newslett. Stratigr., 1981, vol. 9, N 3, p. 139—156.
54. *Van Hinte J.E.* A Cretaceous time scale. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 4, p. 269—287.
55. *Worsley T.R.* The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 20, p. 94—125.

Раздел II

ОКЕАНЫ В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

В ходе проводящегося с 1968 года по программе DSDP, а затем IPOD¹ глубоководного бурения получены важнейшие материалы для познания геологической истории океанов. Будучи сопоставлены с давно известными данными по континентам, материалы океанского бурения позволяют более обоснованно подойти к глобальным реконструкциям физико-географических условий прошлого. С другой стороны, результаты, полученные в океанах, заставляют пересмотреть некоторые давно сложившиеся представления и позволяют распознать в разрезах морских толщ современных континентов ряд особенностей, ускользавших ранее от внимания геологов.

Возможность привлечения океанских данных для историко-геологических интерпретаций разрезов эпиконтинентальных отложений интересует нас прежде всего. Именно в таком аспекте в этой главе рассмотрены некоторые результаты глубоководного бурения в океанах.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В следующем ниже тексте очень кратко и в самом общем виде дана характеристика осадочной толщи океанов. Рассмотрены только образования, располагающиеся в пределах участков с так называемой океанической корой (континентальное подножье, ложе океана), но не осадочные породы погруженных участков континентальной коры (континентальная ступень, континентальный склон).

Вот основные пункты характеристики осадочной толщи океанов:

Наиболее древние отложения, вскрытые бурением лишь местами, — среднеюрские. Далее по мере передвижения вверх по разрезу в целом растет степень распространенности все более молодых членов стратиграфической шкалы.

Древние горизонты осадочной толщи тяготеют к окраинам Атлантического и Индийского океанов; в Тихом океане верхнеюрские отложения развиты в его западной части, сменяясь более молодыми в восточном направлении к центральным районам океана.

В распределении мощностей толщи в целом намечается вполне определенная закономерность: они наибольшие (по сейсмическим данным — многие километры) в зоне континентального подножия и на прилежащих участках ложа; мощности уменьшаются (почти до полного

¹ DSDP — Deep Sea Drilling Project (до 1975 г.), IPOD — International Phase of Oceanic Drilling (с 1976 г.).

исчезновения осадков) к срединно-океаническим хребтам. Порядок мощностей отложений мезозоя, вскрытых бурением в пределах ложа, — метры, десятки метров, до первых сотен метров. В целом мощности отложений океанов (подчеркнем: только вскрытых бурением) меньше одновозрастных образований континентов, причем не только геосинклиналей, но, что весьма существенно, ряда платформенных структур. Так, например [212], наибольшие мощности верхнего мела океанов порядка 400—500 м (DSDP, рейс 40, скв. 361; рейс 41, скв. 368), тогда как мощность верхнемеловых карбонатных отложений Датской впадины около 1700 м, из которых только на долю маастрихта приходится 680 м [305].

В.Т. Фролов [102] различает следующие генетические ряды морских отложений: вулканогенно-осадочный, хемобиогенный, механогенный и подводно-элювиальный. По нашему мнению, хемобиогенный ряд следует разделить на два самостоятельных: биогенный и хемогенный. Весьма широким распространением в океанах пользуются осадки, принадлежащие первому ряду, а среди них — планктогенные осадки — как карбонатные, так и кремнистые, сложенные скелетными остатками фораминифер, кокколитофорид, радиолярий, диатомовых водорослей и других представителей микро- и нанопланктона.

По разрезам скважин, расположенных в районах современных больших глубин (4,5 и более километров), снизу вверх отмечаются две общие закономерности:

а) мелководные отложения сменяются все более и более глубоководными (что, в частности, выражается в снижении содержания CaCO_3 вплоть почти до полного его исчезновения); нередко в основании морского разреза предполагаются субаэральные образования;

б) уменьшается степень литификации (в карбонатных разрезах: от известняков, через различные вариации мела к илам).

Осадочная толща верхней юры, мела и кайнозоя океанов содержит многочисленные хиатусы, охватывающие не только ярусы, но и отделы и даже системы. Количество перерывов в первом приближении зависит от темпа осадконакопления (для планктогенных осадков темп их накопления определяется биопродуктивностью верхних горизонтов пелагиали): чем он выше, тем меньше перерывов и наоборот. Намечаются некоторые интервалы разреза осадочной толщи (например, рубеж мезозой/кайнозой), с которыми связано много перерывов, прослеживаемых на огромных пространствах.

Помимо хорошо известного "сухопутным" геологам механизма образования перерывов, связанного с эрозией, размывом течениями, в океанах установлены и другие факторы, приводящие к возникновению прерывистых разрезов: отсутствие осадконакопления (nondeposition) при равновесном балансе между приносом и адвективным выносом взвешенного материала; смыв только что накопившихся осадков (а не размыв отложений); растворение CaCO_3 (в меньшей степени кремнезема) с образованием "фаций растворения" и конденсированных горизонтов [212], сложенных в основном хемогенными образованиями (цеолитами и др.), почти лишенными органических остатков.

Соотношение осадочных пород мезозоя и кайнозоя с базальтами

в океанах различно: осадки либо лежат на базальтах, либо переслаиваются с ними, либо интродуцированы базальтовыми силлами.

Большой интерес в плане сравнения с данными по мезозою и кайнозой континентов имеет последний пункт о соотношении вулканогенных и осадочных образований в океанах, а также явления стагнации и растворения карбонатов в океанах. На этих трех вопросах мы остановимся несколько более подробно.

ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНОВ

Геолого-геофизические данные и особенно материалы глубоководного бурения говорят о необычайно широком распространении вулканических пород в океанах. Вулканические породы прежде всего участвуют в строении так называемого 2-го слоя океанов мощностью от 1 до 2,5 км, который образован сложным сочетанием пиллоу-базальтов, массивных базальтов, базальтовых брекчий, прослоев осадочных пород [73]. По своей природе 2-й слой представляет собой платобазальты [9]. Но вулканогенные породы присутствуют и в верхнем, 1-м слое океанов. По-видимому, вряд ли существенно резко различаются, с одной стороны, 1-й и 2-й слои, а с другой — 2-й и 3-й слои океанов.

Очень коротко о соотношении базальтов с осадочной толщей мезозоя и кайнозоя океанов.

Прежде всего бурение обнаруживает прорывание осадочной толщи силлами, часто многократно внедрявшимися. Так, скв. 446 (рейс 58 "Гломар Челленджер", северо-западная часть Филиппинского моря) вскрыла 23 силла мощностью от 0,3 до 22 м в эоценовой толще мощностью около 270 м [212, vol. 58]. Силлы базальтов, прорывающие меловые отложения, установлены в различных структурных зонах океанов. Так, в Северной Атлантике скв. 10 (рейс 2, восток Северо-Атлантической котловины в основании западного фланга Срединно-Атлантического хребта, глубина воды 4712 м, глубина скважины 459 м) вскрыла кампанский мел, прорванный на глубине 451—459 м силлом толеитовых базальтов, возраст которых 16 млн. лет [212, vol. 2]. В скв. 368 (рейс 41, поднятие островов Зеленого мыса, глубина воды 3366 м, глубина скважины 984,5 м) в интервале 951—972 м "черные глины" альба—турона (см. подраздел "Условия стагнации") прорваны тремя силлами: нижний силл мощностью около 15 м, два остальных — мощностью несколько десятков сантиметров; возраст базальтов от 16,3 до 19 млн. лет [212, vol. 41].

Таким образом, магматизм, происходивший в миоцене и "поражавший" осадки мелового возраста, охватывал огромные площади разнородных структур Атлантического океана.

Также обычны прослои осадочного материала в существенно вулканогенном субстрате, пройденном рядом скважин на глубины в несколько сотен метров. Известны скважины, углубившиеся в вулканогенный субстрат до 1 км. Возраст базальтового субстрата изменяется от юры по периферии океанов до позднего кайнозоя в зонах срединно-океанических хребтов. Независимо от возраста субстрата в нем нередко регистрируются прослои осадочного материала. Прослои оса-

дочного происхождения (карбонатные осадки, осадочные брекчии и т.п.) обнаружены как в верхнекайнозойских базальтах срединно-океанических хребтов, так и в более древних базальтах. Большой интерес представляет разрез скв. 462 (рейс 61, котловина Науру, Тихий океан, глубина воды 5177 м, глубина скважины 1068,5 м). Скважиной ниже 570 м пройден базальтовый комплекс (потоки и силлы), в котором заключены осадочные прослои; самый нижний, расположенный под толщей базальтов мощностью около 450 м, представлен красновато-коричневыми глинами с радиоляриями, агглютинирующими фораминиферами и остатками рыб; его возраст — апт—альб [212, vol. 61; 248].

Наблюдается не только переслаивание, но и пространственное замещение осадочных пород базальтами. Особенно четко такое замещение прослеживается при движении от котловин к срединно-океаническим хребтам. В этом направлении отложения сменяются вулканогенными породами.

Осадочные породы под воздействием базальтовых инъекций, несомненно, подвергаются в различной степени выраженному по вертикали и на площади изменению. В.В. Белоусов [9, с. 151] отмечает, что во 2-ом слое океанов осадочные породы могут подвергаться метаморфизму и даже могут впаляться в базальты. Коренное преобразование осадочных пород океанов базальтами допускают И.А. Резанов и И.А. Зотов [80].

Примеры интенсивного вулканизма, охватывавшего различные структурные элементы океанов, происходившего на протяжении мезозоя и кайнозоя как до, так и после накопления осадков, можно многократно умножить.

Все это доказывает справедливость представлений ряда геологов о колоссальном по своей интенсивности подводном вулканизме в океанах (рис. 3). В известной монографии, посвященной геологии Тихого океана, Г.У. Менард [55] на основании огромного фактического материала пришел к выводу о том, что только в юго-западной части океана вулканизм был во много раз более активным, чем на материках; самые грандиозные подводные излияния лав здесь происходили в позднем мезозое и раннем кайнозое. Это заключение Менарда в последнее время подтверждается [212, vol. 17, vol. 33; 286, 335]. С. Шлангер и др. [286] на основании данных глубоководного бурения заключают, что особенно интенсивный внутриплитный вулканизм в Тихом океане происходил на протяжении 40 млн. лет с апта (110—115 млн. лет тому назад) до маастрихта (70 млн. лет). Предполагается, что наибольший пик вулканизма был в апте—альбе (100—115 млн. лет) и несколько меньший — в кампане (72—78 млн. лет) [248].

По Е.Е. Милановскому [57], объем базальтов 2-го слоя (при его мощности 1—1,5 км) оценивается в $300 \cdot 10^6$ км³.

По подсчетам А.Б. Ронова и его соавторов [84], объем толеитовых базальтов 2-го слоя океанов $500 \cdot 10^6$ км³, что в 20 раз больше синхронных вулканитов материков ($25 \cdot 10^6$ км³) и почти в 5 раз больше объема вулканогенных толщ всего фанерозоя материков ($104 \cdot 10^6$ км³). В составе 2-го слоя доля верхнемеловых базальтов по площади распространения и по объему наибольшая (см. рис. 3). Если учесть абсолютную

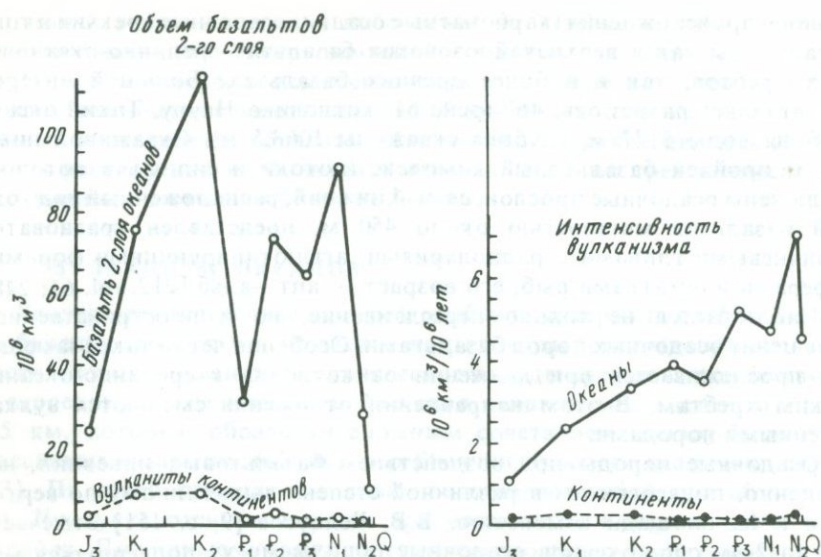


Рис. 3. Вулканизм континентов и океанов в мезозое и кайнозое по А.Б. Ронову и др. [84].

продолжительность эпох и периодов, то в океанах намечается общая тенденция возрастания интенсивности вулканизма начиная с поздней юры с тремя крупными максимумами прироста базальтов (м/млн.лет): в палеоцене — 207, в плиоцене — 542 и в четвертичное время — 1113. На рис. 3 сравнительная интенсивность вулканизма континентов и океанов дана в $10^6 \text{ км}^3 / 10^6 \text{ лет}$.

РАСТВОРЕНИЕ КАРБОНАТОВ

В конце мезозоя уже существовали бассейны, глубины которых составляли несколько километров. Это подтверждается данными океанского бурения.

Изучение содержания CaCO_3 в типично пелагических осадках меловой системы показало значительные колебания критической, или компенсационной глубины накопления карбонатов (КГНК) на протяжении периода, что связано как с действием региональных факторов, так и с колебаниями палеоглубин, несомненно, океанического масштаба. Колебания КГНК и палеоглубин на протяжении мелового периода и затем кайнозоя происходили на фоне их общего возрастания.

Не подтверждается высказанное Г. Тэппен [310] и Т. Ворзли [341] предположение о необычайно высоком, достигавшем даже фотической зоны положении КГНК в самом конце мелового периода. На этом предположении они основывали возможность почти полного прекращения карбонатакопления на акватории океанов на рубеже мела и палеогена и связывали с ним развитие кардинальных изменений пелагической биоты океанов на этом рубеже. В северо-западной Атлантике поведение КГНК было совсем иным: на протяжении

большей части позднего мела она располагалась на уровне 2,5—3 км, в позднем маастрихте ее уровень понизился до 5,5 км, а в палеоцене повысился до 4—4,5 км [320].

Глубины впадин позднемелового Атлантического океана оцениваются в 3—5 км [293, 323, 324, и др.]. При этом, по представлениям авторов реконструкций палеоглубин, в соответствии со стадией спрединга Атлантика в позднем мелу была значительно уже современной.

Данные по КГНК и глубинам меловых океанов содержатся в работах многих авторов [59; 124; 212, vol. 40, 41, 62; 293; 313; 315; 320; 323; 324]; особенно интересные результаты по КГНК получены В. Бергером [130 и другие его работы].

Геологи, работающие на континентах, обычно не замечают эффекта действия КГНК на карбонатные толщи.

Однако еще А. Гейм [199] 60 лет назад привлек явление растворения карбонатов на больших глубинах, открытое экспедицией "Челленджера" 1872—1876 гг., для истолкования явления конденсации в разрезах триасовых и юрских отложений Альп. Только в самое последнее время появилось несколько работ, авторы которых вслед за Геймом некоторые особенности разрезов мезозоя Альпийско-Карпатского региона объясняют с учетом возможного действия КГНК [189, 203, 218, 285].

Очень интересны наблюдения Б.В. Пояркова [78], обнаружившего признаки подводного растворения карбонатов в девонских отложениях Южной Ферганы.

Процессы избирательного растворения карбонатов, несомненно, развивались и в позднемеловых эпиконтинентальных морях (см. далее).

УСЛОВИЯ СТАГНАЦИИ

В разрезах меловой толщи океанов достаточно широким распространением пользуются так называемые "черные сланцы", или более правильно "черные глины".

В основном это глины или, вернее, аргиллиты с монтмориллонитом и иллитом, часто с клиноптилолитом; весьма обычен пирит; количество зерен кварца может составлять 10—30%; карбонаты резко редуцированы, часто до почти полного их отсутствия (поэтому, как правило, остатки планктона и нанопланктона ничтожны); аргиллиты тонкослоистые, без следов биотурбации; преобладает черный цвет, но могут быть темные оттенки серого и зеленого цвета.

Самая важная особенность аргиллитов — содержание в них $S_{орг}$ от 1—4% до нескольких десятков процентов. Однако прямой зависимости между содержанием $S_{орг}$ и черным цветом нет, ибо темная окраска определяется в основном тончайше рассеянным пиритом [59; 212, vol. 41, vol. 43; 320]. Отмечается также некоторое обогащение $S_{орг}$ глинистых мергелей, а в Тихом океане даже известняков [212, vol. 62].

Органическое вещество "черных глин" двух основных типов: существенно гумусового, возникающего в результате преобразования растительного материала, снесенного с суши (некоторые прослои

аптских "черных глин" у берегов Африки заключают растительный детрит, а в скв. 361 — обломок древесины длиной 18 см) [212, vol. 40] и существенно сапропелевого, образованного за счет планктоногенного материала.

Важной особенностью толщи "черных глин" ("формации черных глин" И.О. Мурдмаа [59]), во всяком случае большей ее части, является ее полосчатое строение, выражающееся в чередовании только что описанных прослоев, в той или иной степени обогащенных $S_{орг}$, и прослоев лишенных $S_{орг}$, существенно карбонатного состава, с остатками микро- и нанопланктона, биотурбированных, как правило, различных оттенков серого и зеленого цвета, часто с сидеритом; характерны также прослой с остатками радиолярий.

Циклическое строение толщи "черных глин" (ее мощность достигает 150—300 м), заключающееся в колебаниях содержания $S_{орг}$, толщины прослоев, их окраски, содержания карбонатов и радиолярий и т.д., имеет принципиальное значение для объяснения условий ее накопления.

Цикличность "черных глин" отвергает наиболее распространенные гипотезы их возникновения: модель "замкнутых бассейнов" (обычный пример — современное Черное море) и модель кислородного минимума, возникающего на континентальном склоне (в качестве примеров привлекаются северо-запад Индийского океана и континентальная окраина востока субтропической части Тихого океана) [127, 176, 282, 285, 303, 314]. Обе эти модели предполагают развитие достаточно длительно устойчивых, но не периодически меняющихся условий эвксинизации.

Циклическое строение толщи не укладывается и в две другие гипотезы ее генезиса: накопление "черных глин" на начальной стадии открытия еще мелководного Атлантического океана [10] и образования их в условиях стагнации донных вод при плотностной стратификации, возникавшей в результате инъекции в океаны рассолов из окраинных бассейнов — "лагун" [126, 277, 315, 318]. Заметим, что авторы инъекционной гипотезы циклическое строение "черных глин" объясняют периодически возникающей плотностной стратификацией. Нам же представляется многократное "вспрыскивание" в океаны тяжелых соленых вод механизмом весьма сомнительным. Подобный механизм, как и "модель Черного моря", предполагает, так сказать, одноразовое действие: они могут объяснить возникновение длительных условий эвксинизации и накопление более или менее однородной колонны осадков, почти лишенных карбонатов и содержащих в тех или иных дозах $S_{орг}$.

Все перечисленные гипотезы не могут быть применимы и к огромным открытым пространствам Тихого океана, где прослой, обогащенные $S_{орг}$, установлены [212]: на подводных возвышенностях Шатского (рейс 32, скв. 305; верхний баррем), Хесса (рейс 32, скв. 310; рейс 62, скв. 465 и 466; верхний альб—нижний сеноман), Манихики (рейс 33, скв. 317; баррем—апт), на Центрально-Тихоокеанском поднятии (рейс 62, скв. 463; нижний апт) и в ряде других пунктов. Любопытно, что в Тихом океане прослой с повышенными концентрациями $S_{орг}$ развиты не во впадинах, а на вершинах поднятий. Кроме того, в

Тихом океане такие концентрации в основном приурочены к мало-мощным прослоям; собственно термин "толща", вероятно, применим лишь к верхнеальбско—нижнесеноманским темнооливковым тонкослоистым известнякам и вулканокластическим породам, в которых на юге подводной возвышенности Хесса (скв. 465 и 466) в интервале нескольких десятков метров содержание $C_{орг}$ достигает 5—8% [212, vol. 62].

Несомненно циклическое строение толщи "черных глин" отражает чередование окислительных условий и условий недостатка или даже полного отсутствия кислорода у поверхности раздела осадок—вода, что, в свою очередь, может быть связано с колебаниями в доставке O_2 процессами глубоководной циркуляции и колебаниями как биопродуктивности поверхностных вод, так и поставки органического вещества с суши. Эти колебания не сезонные, а значительно более продолжительные — тысячи и десятки тысяч лет — могут быть климатической природы [212, vol. 41, 43, 62; 320]. Это объяснение согласуется и с тем, что "черные глины", будучи распространены главным образом на больших глубинах (на уровнях близких к КГНК и глубже), встречаются и на относительно небольших глубинах (например, в альбе у северо-западных берегов Африки [212, рейс 41, скв. 369].

И.О. Мурдмаа [59], в целом склоняясь к только что приведенному объяснению американских исследователей, добавляет к нему два очень важных пункта: 1) для накопления органического вещества не всегда обязательны даже временные анаэробные условия придонных вод, так как восстановительная среда со свободным сероводородом развивается и в современных гемипелагических осадках, не очень сильно обогащенных органическим веществом и при наличии свободного кислорода и 2) одним из факторов, содействующих сохранению органического вещества в осадке, может быть кратковременное ускорение осадконакопления.

Фактический материал и изложение представлений об условиях формирования "черных глин" океанов содержатся прежде всего в отчетах по глубоководному бурению [212; в частности, в томах 11, 14, 25, 27, 32, 33, 36, 40, 41, 43, 44, 47, 51—53, 62), а также в работах многих авторов [10, 59, 125, 127, 164, 176, 219, 246, 277, 282, 285, 290, 314, 323, 324].

Проблема формирования "черных глин" океанов не может рассматриваться в отрыве от эпиконтинентальных толщ мела: прослой в той или иной мере обогащенные $C_{орг}$ известны и в разрезах мела континентов. Поэтому материалы по этим разрезам мы рассмотрим здесь до изложения характеристики палеогеографических условий позднемеловых эпиконтинентальных бассейнов.

Р. Гейнц [200] уже давно описал два "черных сапропелевых слоя" из основания турона и из нижнего коньяка ФРГ (см. рис. 2). Р. Гейнц приводит даже результаты анализов сапропелевых слоев! "Черные прослой" основания турона ныне описаны из ряда пунктов ФРГ [169, 288].

Недавно Г. Дженкинс [219] опубликовал сводку данных по "бескислородным событиям", запечатленным в разрезах меловых отло-

жений континентов. Дженкинс разделил разрезы на три группы: океанские фации, фации континентальной окраины и эпиконтинентальные фации. Обзор Дженкинса очень интересен, но далеко не полон. В нем, в частности, отсутствуют работы Гейнца и из него полностью выпадают данные по СССР. Между тем в разрезах верхнего мела СССР "черные прослои" также развиты [67].

Так, в карбонатной толще Крыма в очень узком интервале мощностью всего несколько метров перехода сеноман/турон имеется несколько тонких (до 5—6 см) прослоев темно-серых, почти черных пиритизированных известняков с остатками рыб и с повышенным содержанием $S_{орг}$, до 6—6,5% [67].

На том же стратиграфическом уровне почти черные известняки и мергели прослежены на Кавказе и в Копетдаге. Данные по Крыму говорят о том, что прослои с повышенными концентрациями $S_{орг}$ формировались в эпиконтинентальном бассейне в условиях периодически возникавшей полной или частичной стагнации донных вод, связанной, вероятно, с фазами возрастания биопродуктивности поверхностных горизонтов водной толщи и с изменчивым характером донной циркуляции. При этом условия стагнации, очевидно, не были одновременными в регионе, а могли скользить от участка к участку. Э. Кауфман [224] также допускает миграцию бескислородных условий на дне меловых бассейнов, отнюдь не полностью застойных. К этому еще следует добавить, что и на тех участках дна, на которых развивалась стагнация, она далеко не всегда означала полное отсутствие кислорода (см. ранее приведенное объяснение И.О. Мурдмаа).

Возникновение "черных прослоев" в эпиконтинентальных разрезах нужно рассматривать на фоне общего строения заключающих их отложений. Если обратиться к сеноману, то оказывается, что на огромных пространствах (Крым, Западная Европа, США) он представлен ритмично построенной известняково-мергельной толщей [67]. Поэтому мы думаем, что объяснение как циклического строения "черных глин" океанов, так и появления "черных прослоев" в ритмично построенных эпиконтинентальных разрезах есть часть более общей проблемы происхождения цикличности осадочных толщ. Это в значительной степени проблема периодитов [163].

Теперь о времени возникновения условий, благоприятствовавших накоплению осадков с повышенными концентрациями $S_{орг}$.

Возникали ли эти условия в какие-то определенные интервалы мелового периода и проявлялись глобально, или же они отражали особенности лишь регионального развития?

Ряд авторов склоняются к первой точке зрения. Так, предполагается, что в течение мелового периода было по крайней мере три фазы развития "бескислородных событий" в океанах (ОАЕ — oceanic anoxic events) (см. рис. 2); ОАЕ1 — поздний баррем—альб, ОАЕ2 — рубеж сеноман—турон и ОАЕ3 — коньяк—сантон — менее четко выражена, чем первые две [219] (см. рис. 2).

Фазы ОАЕ связываются с трансгрессиями [126, 176, 219, 285]. При трансгрессиях возрастал смыв с суши растительного мусора. Дженкинс [285] предполагает, что в середине мелового периода океаны

были буквально завалены плавающей древесиной: это приводило к увеличению гумусовой компоненты "черных глин". Но кроме того (и это более существенно) при трансгрессиях значительно расширились акватории эпиконтинентальных морей, что обеспечивало расцвет планктона и нанопланктона — в результате увеличивалась сапропелевая компонента "черных глин". Одно из доказательств накопления отложений, обогащенных $C_{орг}$, именно во время трансгрессий Дженкинс видит в более позитивном значении $\delta^{13}C$ пелагических и эпиконтинентальных карбонатов, формировавшихся во время ОАЕ1 и ОАЕ2 [290] (см. рис. 2): предполагается, что при интенсивном накоплении растительного материала (т.е. $C_{орг}$), который, как известно, сложен преимущественно легким изотопом углерода ^{12}C , вода, в которой происходило образование карбонатов, обогащалась тяжелым изотопом ^{13}C .

Данные по рубежу сеноман/турон в разрезах ФРГ, Крыма, Копетдага [67, 169, 200, 288], к которым нужно добавить прослеживаемые в основании турона "Black band" Англии [197, 216] и "Bonarelli level" Северных Апеннин [125], как будто бы подтверждают возможность, если не глобального, то во всяком случае широко регионального одновременного или почти одновременного появления условий, благоприятствовавших эвксинизации, что соответствует фазе ОАЕ2. Широкое распространение в Атлантическом океане "черных глин" на рубеже сеноман/турон доказано обобщением материалов по многим скважинам глубоководного бурения.

С другой стороны, фаза ОАЕ1 (см. рис. 2) растянувшаяся на несколько десятков миллионов лет от баррема до альба, никоим образом не отражает сплошной и повсеместной эвксинизации океанов. Эта фаза охватывает разновременно проявлявшиеся в разных регионах импульсы стагнации.

Так же стратиграфически расплывчата фаза ОАЕ3. Однако интересным является то, что и в эпиконтинентальных разрезах, по-видимому, действие ее прослеживается (например, 2-й сапропелевый слой нижнего коньяка ФРГ Гейнца, см. выше).

Б. Тучолке и П. Фогт [320] также отмечают очень большой стратиграфический разброс "черных глин" в океанах. Так, на юге Атлантического океана (из бассейна Атлантического океана известно наибольшее число разрезов с "черными глинами" мела) накопление "черных глин" закончилось в середине альба — раньше, чем в Северной Атлантике, а в Карибском море "черные глины" накапливались в туроне—сантоне.

Д. Воплз [334] полагает, что развитие аноксии в Северной Атлантике на протяжении от баррема до турона контролировалось главным образом локальными условиями, хотя воздействие на эти условия глобальных факторов (климат, океаническая циркуляция) не исключается.

Скептически относятся к возможности проявления кратковременных глобальных фаз ОАЕ Г. Айнселе и Й. Видманн [164], Д. Саузгем и др. [303].

Однако, по-видимому, все-таки в океанах и эпиконтинентальных морях в прошлом в отдельные интервалы времени возникали условия,

благоприятствовавшие развитию стагнации донных вод. Подчеркнем при этом: стагнация не повсеместной и одновременной и не обязательно всегда полной. Подобные условия должны были возникать скорее при эвстатическом повышении уровня, нежели при понижении уровня Мирового океана, при трансгрессиях, но не при регрессиях. При трансгрессиях увеличивались морские пространства за счет расширения акватории эпиконтинентальных морей, резко возрастала продуктивность планктона, устанавливались условия относительно равномерного климата, температурные градиенты (пространственный и вертикальный) были небольшими, конвекция водной толщи становилась вялой (возникали обстановки, отвечающие политаксонным эпизодам развития биоты А. Фишера и М. Артура [176]), а в результате местами и временами развивалась плотностная стратификация водной толщи, приводившая к формированию местами и временами дефицита O_2 .

Как полагает Э. Хэллем [104], модель Ф. Геккела хорошо объясняет возникновение плотностной стратификации воды эпиконтинентального бассейна именно во время трансгрессий. Во время трансгрессий глубина моря становилась достаточной для развития термоклина, разделявшего верхний слой воды с ячейми вертикальной циркуляции и нижний, в котором развивался дефицит кислорода.

Плотностная стратификация водной толщи морей и океанов в фанерозое возникла неоднократно. Ближайший к меловому периоду пример — ранняя юра, "черная юра" немецких стратиграфов, точнее тоар. Ранний тоар — время большой трансгрессии и широкого распространения в Европе битуминозных сланцев [104, 192].

Некоторые исследователи полагают, что для развития стагнации в океанах совсем не обязательна плотностная стратификация и что стагнация может формироваться в условиях активной термогалинной циркуляции. Так, Д. Саузгем и др. [303], как и Й. Тиде и Т. Ван Андел [314] полагают, что обогащенные $C_{орг}$ слои могут накапливаться на тех участках континентального склона, которые пересекаются зоной кислородного минимума в колонне воды. Именно в этой зоне, к которой приурочены максимальные содержания углерода и фосфора, развивается аноксия. Согласно представлениям Д. Саузгема и его коллег, застойные явления в Черном море постепенно развивались не снизу, не со дна, как это обычно принимается, а сверху, из колонны воды.

Наконец, еще одно замечание в связи с "черными глинами" океанов и "черными прослоями" эпиконтинентальных бассейнов. Сложившееся у геологов представление о ничтожном коэффициенте фоссилизации в океанах органического вещества ныне после получения материалов глубоководного бурения в корне пересматривается. Высказываются предположения о том, что в меловых толщах континентов и океанов углерод аккумулировался в количествах, превышающих все известные запасы углеводородов [127, 219, 282, 319]. При этом подпускается, что значительная часть $C_{орг}$, возможно, образовывалась в условиях эвксинизации меловых бассейнов.

Раздел III

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ИСТОРИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ (на примере бассейнов восточно-европейской платформы)

Одна из важнейших особенностей позднего мела — широкое распространение эпиконтинентальных морей, заливавших докембрийские платформы и палеозойды. Особенно обширными эти моря были в западной части Евразии. Огромная часть эпиконтинентальных морей Евразии входила в пределы Европейской палеобиогеографической области (ЕПО), широкой полосой охватывавшей палеозойды Европы, север Крымско-Кавказской зоны, большие пространства центра и юга Восточно-Европейской платформы и прилегающие к ней с востока области Азии (Мангышлак, Устюрт, Приаралье, Западный Копетдаг). Положение этой области (которую более правильно классифицировать как палеозоогеографическую, а не палеобиогеографическую) в системе палеобиогеографического районирования территории СССР показано на рис. 4.

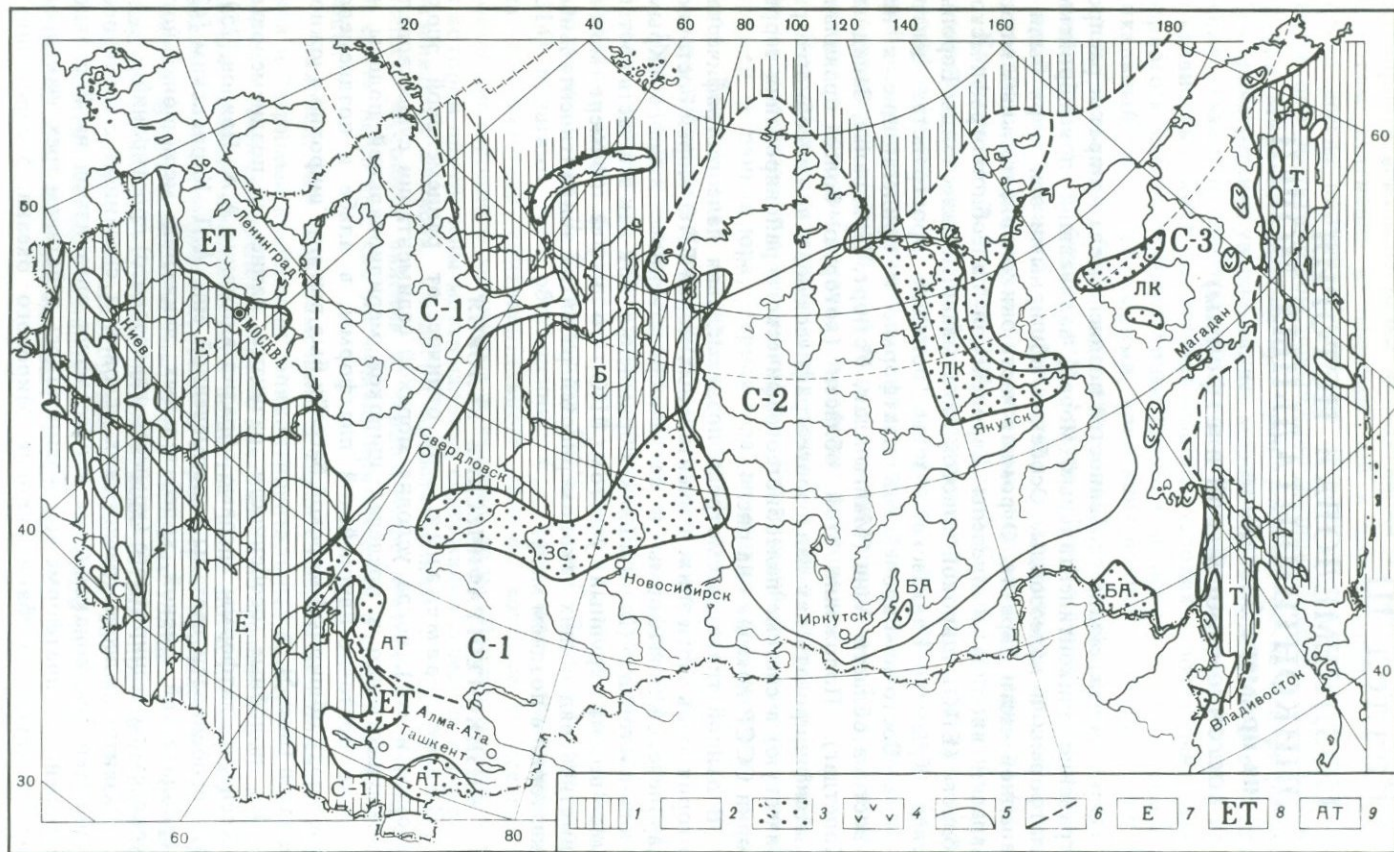
В данной главе рассмотрена позднемеловая палеогеографическая история лишь части эпиконтинентальных морей ЕПО: морей Восточно-Европейской платформы и ее непосредственного южного (Крым) и юго-восточного (Мангышлак) обрамления. Так как эта часть составляет весьма крупный участок ЕПО, то на ее примере можно наметить ряд общих закономерностей развития эпиконтинентальных акваторий в позднем мелу.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Общие замечания. В отличие от раннемеловой эпохи (неоком и апт), когда условия морской седиментации существовали преимущественно в пределах широкой меридиональной полосы на востоке Восточно-Европейской платформы, в альбе и позднемеловую эпоху обширный морской бассейн был вытянут широтно в южной ее части (рис. 5).

На подобные особенности развития ранне- и позднемеловых бассейнов платформы впервые обратил внимание А.А. Павлов [259]. Эти особенности связаны с подмеченной еще А.П. Карпинским [42] периодической сменой колебательных движений меридионального (уральского) и широтного (крымско-кавказского) простираний.

Развитие палеогеографических условий и связанных с ними особенностей осадконакопления и расселения организмов на Восточно-Европейской платформе контролировалось действием трех факторов: эвстатических колебаний уровня Мирового океана, эпейрогении и климата.



Поздне меловой этап эволюции палеогеографических условий земного лика связан с развитием начавшейся еще в альбе плавной эвстатической трансгрессии, которая в конце эпохи сменилась быстрой регрессией, также эвстатической природы [70, 252, 299, 321].

В эту глобальную схему в целом укладывается и эволюция поздне меловой палеогеографии Восточно-Европейской платформы. Однако на общем фоне единой эвстатической волны развивались события меньшего масштаба. Часть из них, очевидно, также была обусловлена эвстатическими колебаниями уровня океана, а другая (по числу проявления — наибольшая) вызывалась либо эпейрогенной, либо обмелением моря в результате засыпания его осадками [70, 252].

Осадки. В различных участках единого бассейна платформы существовали несколько различные условия осадконакопления, возникновение которых определялось климатической зональностью, характером прилегающей суши, глубиной моря, направлением и силой течений, а также рядом других факторов.

Наиболее характерными осадками эпиконтинентального бассейна платформы были кокколитовые и фораминиферовые илы, накапливавшиеся преимущественно в центральных участках бассейна на глубинах порядка 100—200 м, иногда больших или меньших. Эти илы затем превратились в широко распространенные на платформе писчий мел и мелоподобные мергели, а также другие карбонатные породы.

Для карбонатных толщ платформы и ЕПО в целом весьма характерно развитие своеобразных перерывов типа "твердого дна" (hardground).

Следующую группу осадков поздне мелового моря платформы составляли различные илы, сложенные остатками кремневых организмов планктона, главным образом диатомовых водорослей и радиолярий, в дальнейшем преобразовавшиеся в различные первичные силициты. Значительно меньшая роль в сложении силицитов принадлежит донным обитателям — кремневым губкам. Непосредственно у берегов кремнистые осадки существенно разбавлялись терригенным материалом.

Третью группу осадков эпиконтинентального моря платформы составляют песчаные фации — преимущественно пески, обычно глауконитовые, накапливавшиеся, как правило, в прибрежной зоне моря или же в центральных участках бассейна во время его обмеления.

←
Рис. 4. Палеогеография СССР в поздне меловую эпоху (сеноманский век):

1 — море; 2 — суша; 3 — области накопления континентальных осадков — озера и др.; 4 — вулканические образования; 5 — контуры Восточно-Европейской и Сибирской платформ, включая Байкал; 6 — граница между Европейско-Туранской и Сибирской палеофлористическими областями.

Палеогеографическое районирование: 7 — Палеозоогеография морей; Б — Бореальная область, Е — Европейская область (ЕПО в тексте), С — Средиземноморская область (в ее пределах). С-1 — Среднеазиатская провинция; Т — Тихоокеанская область, 8 — Палеофлористические районы суши по В.А. Варшамееву [19]; ЕТ — Европейско-Туранская область, С — Сибирская область (ее провинции: С-1 — Уральская, С-2 — Восточно-Сибирская, С-3 — Тихоокеанская). 9 — Области лимнических малакофаун по Ч.М. Колесникову [44]: АТ — Арало-Тянь-Шаньская, ЗС — Западно-Сибирская, БА — Байкало-Амурская, ЛК — Лено-Колымская

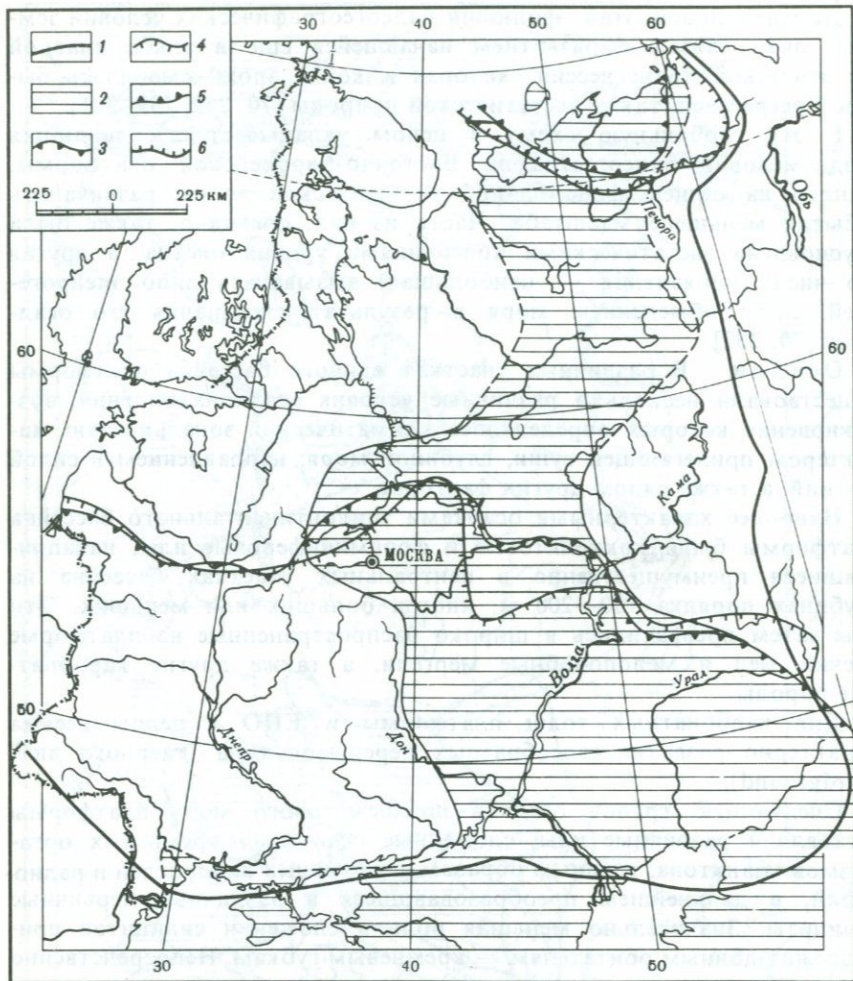


Рис. 5. Области морского осадконакопления на Восточно-Европейской платформе в ранне-меловую эпоху (включая аптский век) и альбе — позднем мелу

1 — границы Восточно-Европейской платформы. 2 — области морского осадконакопления в апте. 3 — северная граница распространения морских отложений альба в центральной части платформы. 4 — то же для сеноманских и туронских отложений. 5 — предполагаемый контур распространения морских отложений альба на севере платформы. 6 — то же для сеноманских и туронских отложений

Весьма специфичны для ряда участков и стратиграфических уровней платформенного верхнего мела горизонты и рассеянные желваки фосфоритов.

Вся толща достаточно разнообразных пород, образовавшихся из накапливавшихся в эпиконтинентальном море платформы осадков, может быть отнесена к формации писчего мела. Это глауконитово-меловая формация Н.С. Шатского, парагенез которой "мел, мелоподобные мергели, опоки, глауконитовые породы, фосфориты, сероцветные терригенные осадки" [105, с. 110].

Образовалась она в течение единого эвстатического цикла, во время которого происходила сначала медленная трансгрессия, а затем в конце мелового периода — быстрая регрессия. Этот цикл определяет общее принципиальное строение формации: в ее основании преобладают глауконитовые пески и песчаники (сеноман—нижний турон); главный объем формации составляют карбонатные породы (из которых наиболее характерны различные типы писчего мела), замещающиеся в пространстве и по разрезу силицитами и терригенными фациями (турон—нижний маастрихт); завершается формация регрессивными образованиями — песками, песчаниками, сильно песчанистыми карбонатными породами (верхний маастрихт).

В подобном образом понимаемый объем формации включаются и "опоковая формация" Г.А. Каледы [41], и "формация писчего мела и мелоподобных мергелей" (образовалась в условиях теплого климата) В.Е. Хаина и др. [103], и "формация глауконитовых песков, глин и опок" (образовывалась при понижении температуры) тех же авторов.

Н.С. Шатский — основоположник учения о формациях — в своих последних работах выделял целый ряд платформенных формаций: глауконитово-опоковую, терригенно-глауконитовую, глауконитово-меловую и т.д. в конце концов в основном по их литологическому составу. Такое раздробление единого генетического тела не представляется оправданным. Наиболее приемлемыми названиями для этого генетического тела — огромной формации верхнего мела платформы — могут быть либо "меловая формация" В.Н. Соболевской [92], либо "формация писчего мела" Н.М. Страхова [93]. Хотя Н.С. Шатский и возражает против последнего термина (вернее, он считает неудачной попытку Н.М. Страхова выделить и описать эту формацию), мы предпочитаем его всем остальным. Именно писчий мел, невзирая на все разнообразие его замещений по вертикали и горизонтали, придает совершенно особую специфику всей верхнемеловой толще платформы.

Распространение пород различного состава, полнота разрезов и мощности верхнемеловых отложений платформы определялись, во-первых, контролируемые эвстазией этапами развития бассейна платформы в целом, во-вторых, структурным положением отдельных участков платформы¹ и, в-третьих, действием различных физико-географических факторов, из которых важнейшим был климатический.

Для антеклиз, как правило, характерно неполное развитие карбонатных фаций. Но в отдельные моменты широкого развития морских условий на антеклизях (и даже на щитах!) отлагались карбонатные осадки. В некоторых случаях детали литологической характеристики пород того или иного разреза определяются локальными структурами—валами, куполами и т.п.

Наиболее полные разрезы и относительно большие мощности верхнего мела приурочены к впадинам, принадлежащим двум типам.

¹ Карту-схему структурного районирования Восточно-Европейской платформы в конце мезозоя можно найти в работе П.А. Герасимова и др. [26, рис. 1].

К впадинам первого типа относятся погружения, полностью расположенные в пределах платформы (Днепровско-Донецкая впадина, Ульяновско-Саратовский прогиб и др.). Они охватывают обширные площади и развиваются преимущественно как унаследованные прогибания по отношению к герцинскому плану строения платформы. Максимальные мощности верхнемеловых отложений в подобных впадинах — несколько десятков метров и не более первых сотен метров.

Второй тип составляют впадины, расположенные в зоне сочленения платформы и обрамляющих ее палеозойских складчатых структур. Это краевые, или опоясывающие впадины В.Н. Соболевской [92]. В пространстве такие впадины относительно узкие, линейно вытянутые и асимметричные в поперечном сечении: их платформенные крылья пологие, противоположные, лежащие на палеозоидах, относительно крутые. Мощности верхнемеловых толщ в них весьма велики, достигая местами 2000 м [305]. К краевым впадинам относятся Причерноморская впадина и Польско-Литовская синеклиза.

Палеобиогеографическое районирование. Расселение организмов, как и осадконакопление на платформе и в ЕПО в целом, определялось глубиной бассейна и течениями. Но ведущая роль в контроле биогеографии принадлежала климатической зональности. Именно этим фактором обусловлено субширотное простирание границы между двумя палеобиогеографическими провинциями ЕПО — юго-западной и северо-восточной, а также субширотная ориентировка границ распространения позднемеловых белемнитов.

Юго-западная провинция охватывает Причерноморскую впадину, Днепровско-Донецкую впадину, прилежащие южные участки Воронежской антеклизы, а также большую часть Польско-Литовской синеклизы.

Провинция характеризуется относительно частыми находками морских ежей, брахиопод и аммонитов, рострами белемнитов гониотейтис, белемнителла и белемнелла; достаточно разнообразны двустворчатые моллюски (устрицы, иноцерамы, пектиниды и др.); разнообразны кокколитофориды; в составе фораминифер преобладают бентосные формы над планктонными. Весьма широко распространены писчий мел и другие карбонатные породы, часто заключающие конкреции кремней, подчиненное значение имеют обломочные осадки; первично-кремнистые образования развиты в нижней части толщи верхнего мела.

Северо-восточная провинция включает Прикаспийскую синеклизу, Рязано-Саратовский и Ульяновско-Саратовский прогибы, часть Воронежской антеклизы, Белорусскую антеклизу, северные участки Польско-Литовской синеклизы (западные области Белоруссии, Литва), Московскую синеклизу (Смоленская, Калужская, Московская, Ярославская области), Приуралье (Башкирская АССР, запад Свердловской области).

Эта провинция характеризуется почти полным отсутствием морских ежей и аммонитов, незначительным разнообразием брахиопод, наоборот, широким распространением белемнитов, представленных

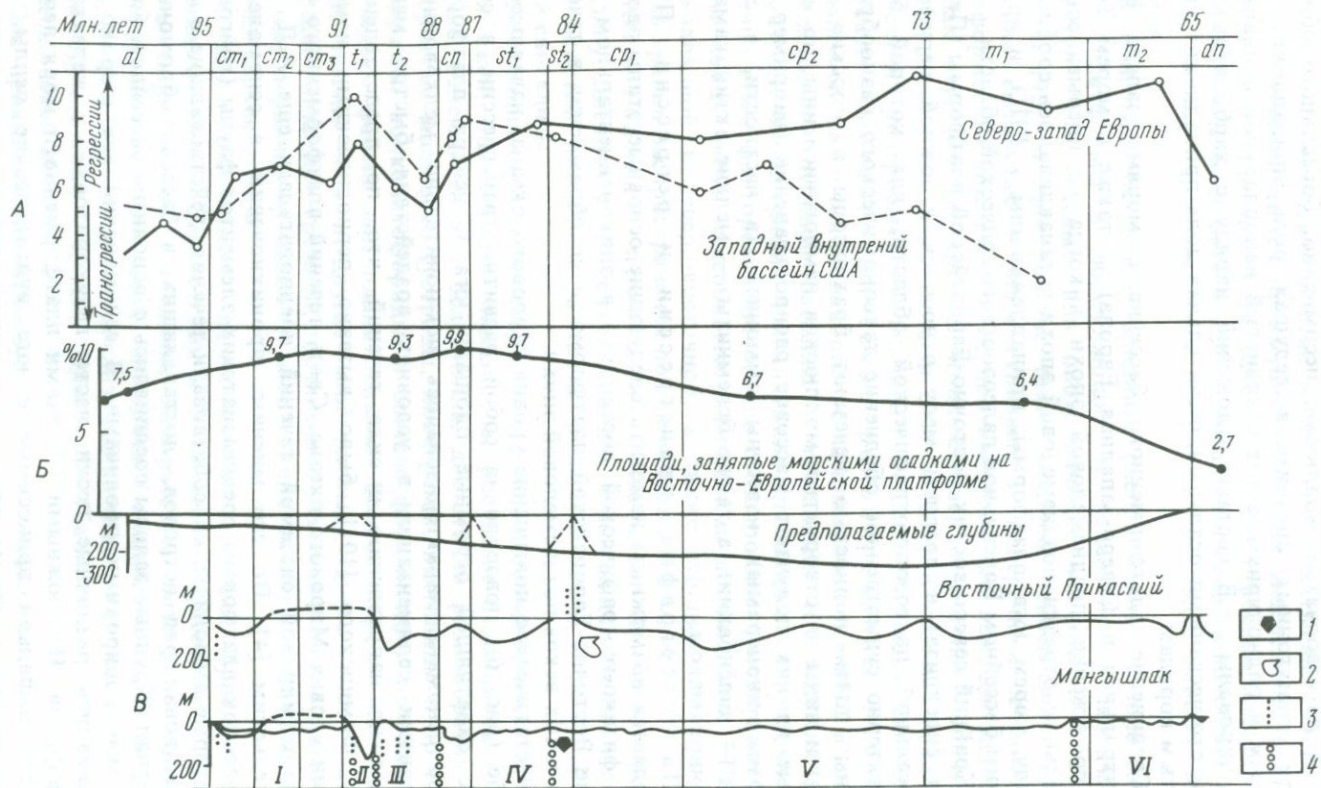
актинокамаксами, гоникамаксами, белемнеллокамаксами, белемнителлами, белемнеллами; достаточно обычны иноцерамы и некоторые другие двустворчатые моллюски, несомненно, бореального облика; среди планктонных организмов ведущая роль принадлежит диатомеям и радиоляриям, а известковистый нанопланктон и планктон редуцированы. В составе отложений наряду с карбонатными и глинисто-песчаными осадками значительная доля принадлежит кремнистым породам.

Соединение платформенного бассейна с морями запада ЕПО (Центральная и Северо-Западная Европа), а также с морем Тетис на протяжении позднемеловой эпохи никогда не прерывалось. В отдельные отрезки позднемеловой эпохи устанавливалось сообщение между морем юга платформы, принадлежавшим к ЕПО, и арктическим бассейном Бореальной палеозоогеографической области.

Крайний северо-восток Восточно-Европейской платформы (Печорская синеклиза) в позднем мелу относился к южной периферии Бореальной палеозоогеографической области, для которой было характерно существенное обеднение таксономического разнообразия фауны: почти полностью исчезают брахиоподы и морские ежи; роды и виды двустворчатых моллюсков немногочисленны, но некоторые из них получают массовое распространение (например, окситомы, иноцерамы); известны аммониты (в частности, в сеномане — шлёнбахии), а также белемниты — мелкие актинокамаксы и гониокамаксы.

Палеогеография, трансгрессии и регрессии. Представляется возможным наметить следующие основные этапы эволюции физико-географической обстановки в эпиконтинентальном бассейне Восточно-Европейской платформы и ее обрамления в течение отдельных веков позднемеловой эпохи.

Эвстатическое повышение уровня Мирового океана, начавшееся в альбе (рис. 6), повлекло за собой развитие трансгрессии, в сеномане охватившей огромные площади юга и центра платформы. Море сеномана характеризовалось исключительно мелководными условиями седиментации в условиях воздействия быстро менявшихся по направлению и силе течений, что, по представлениям В.И. Фоминского [101], было вызвано периодическими изменениями уровня Мирового океана. Связь течений платформенного бассейна с мировой системой течений предполагалась еще А.Д. Архангельским [4]. По его мнению, проникновению в сеномане на юго-восток платформы среднеазиатских элементов фауны (тригонии, некоторые аммониты) способствовали течения, действовавшие с юга. Существовал ряд островов, доставлявших в бассейн обломочный материал. Крупные заливы соединялись с основным бассейном более или менее широкими проливами. В сеноманский век широко накапливались различные пески, часто глауконитовые, с желваками фосфоритов. Над южными участками платформенного моря периодически выпадали приносимые с юга вулканические пеплы, что доказывается наличием прослоев пирокластики в сеноманских отложениях юго-востока платформы [45].



На юго-востоке платформы, а также на Украинском щите в альбе и сеномане местами накапливались континентальные пески и глины с остатками флоры. Очевидно, на значительных участках Украинского щита образовывалась кора выветривания: предполагается, что бейделитовые глины, прослой которых обнаружены в сеноманских отложениях Приднестровья, представляют продукты разрушения этой коры [32].

На значительной площади платформы средне- и верхнесеноманские, а также нижнетуронские отложения сохранились лишь локально. К рубежу сеноман/турон приурочены горизонты стратиграфической конденсации ("иноцерамовый известняк" Волыно-Подольи, "сурка" и фосфориты центра платформы, "песчанистый мел" Поволжья).

Природа этих горизонтов различна. Горизонты конденсации и многочисленные перерывы в разрезах песчаных фаций связаны, по всей видимости, с локальными регрессиями — местными обмелениями моря, вызванными либо частными тектоническими поднятиями, либо просто засыпанием моря осадками [70; 252, Fig. 10].

Не исключено действие и более масштабных причин. Так, некоторые особенности строения альбско-сеноманского интервала на платформе (перерывы и т.д.) можно связать с действием альпийской фазы европейского орогенеза. Выпадение верхней части сеномана и нижнего турона на многих участках платформы, очевидно, можно объяснить региональными поднятиями. В целом развитие палеогеографии большей части платформы на рубеже сеноман/турон не укладывается в развитие эвстатической трансгрессии, регистрируемой в других регионах. Уже для юго-западной периферии платформы наибольшие глубины отмечаются для раннего турона. По Ю.Н. Сенковскому [89], питонелловые (олигостегиновые) известняки юго-запада платформы формировались на глубинах 600—700 м и более. С.И. Пастернак и В.И. Гаврилишин [76] резкое таксономическое обеднение фауны в нижнетуронских отложениях этой части платформы объясняют большими глубинами (в нижнем туроне 9 видов моллюсков по сравнению с 105 видами в сеномане и 29 в верхних горизонтах турона).

Заметное углубление моря в позднем сеномане и раннем туроне происходило также в Крыму и Средней Азии [70, рис. 4, 5] и во многих других регионах мира. Очевидно, происходило не только

Рис. 6. А. Колебания уровня Мирового океана в позднем мелу (шкала условных единиц, установленная на основе суммирования мощности толщи соответствующих карбонатных осадков на стабильных массивах и глубины их накопления) по Д. Ханкоу [193] и Д. Ханкоу и Э. Кауффману [196]

Б. Соотношение между площадью, занятой ныне отложениями ярусов верхнего мела на Восточно-Европейской платформе (в процентах от общей площади платформы), и предполагаемыми глубинами позднемеловых морей по Д.П. Найдину и др. [70]

В. Обобщенные кривые колебания глубин позднемеловых бассейнов Восточного Прикаспия и Мангышлака

1 — марзупитовые соли, 2 — птериевые слои, 3 — желваковые фосфориты, 4 — границы литологических толщ I—VI Мангышлака (см. рис. 7)

углубление моря, но и некоторое расширение его акватории. Так, на юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы (р. Стрыпа в Тернопольской области) известняки самых верхних горизонтов сеномана и нижнего турона лежат на нижнем девоне [75, рис. 16].

Д. Ханкок по материалам Западной Европы и Э. Кауффман по данным, полученным в Северной Америке [194, 196], одну из крупнейших глобальных позднемеловых трансгрессий относят к раннему турону, а с поздним туроном, наоборот, связывают значительную регрессию.

Во вторую половину туронского века на значительной части платформы происходило расширение морских условий. В это время море, по-видимому, заливало большую часть Украинского щита и Донецкого складчатого сооружения. Доказательства подобного предположения можно видеть в наличии разрозненных останцов морского турона в некоторых пунктах щита, а также в отсутствие прибрежных фаций в верхнетуронских отложениях непосредственного обрамления щита и складчатого карбона Донбасса.

Расширение морских условий в позднем туроне отмечается также и в других районах платформы. Так, в Ульяновском Поволжье, где отсутствуют отложения сеномана, широко развит верхнетуронский белый грубый мел, трансгрессивно перекрывающий более древние горизонты мезозоя. Большой интерес представляют находки в Саратовском Поволжье (г. Вольск) позднетуронских морских ежей (*Conulus subrotundus* Mant., *Micraster corbovis* Forb. и др.), достаточно часто встречающихся на южных и юго-западных участках платформы и обычных на Северном Кавказе и в Крыму. По всей видимости, в позднем туроне на северо-западе Прикаспийской синеклизы и в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба существовали условия (созданные течениями?), благоприятные для проникновения к северу южных форм.

Принос пеллового материала в туроне продолжался, о чем свидетельствуют обычные для туронских отложений бентонитовые прослои [43].

В коньякский век сохранялись физико-географические условия, сложившиеся в туроне. Коньякские отложения тесно литологически связаны с туронскими, с которыми они составляют единый естественный комплекс. Однако следует отметить некоторое сокращение акватории моря. Это сокращение ясно выступает в разрезах окраинных частей синеклиз и на антеклизах. Отложения турона и коньяка во многих районах платформы размывались в "эпоху предсантонских поднятий, отвечавших субгерцинской фазе складчатости Западной Европы... Предсантонские поднятия, несмотря на ясность и резкость, не останавливают, однако, развития трансгрессии и являются лишь незначительным эпизодом на фоне продолжавшихся опусканий" [6, с. 85].

Приведенная цитата отражает укоренившееся в умах геологов представление о неременной связи трансгрессий и регрессий с опусканиями и поднятиями, с колебательными движениями земной

коры, с эпейрогенией. Отрицать влияние субгерцинского орогенеза на развитие палеогеографических условий в ЕПО, конечно, нельзя: после илседской фазы — первой фазы субгерцинского орогенеза, происходившей в позднем коньяке, — существенно изменился как режим трансгрессий и регрессий, так и общий характер осадконакопления на западе ЕПО (рис. 7). Но при всем этом нельзя отрицать, что мелкие эвстатические колебания уровня также вносили свою лепту в развитие палеогеографии ЕПО. По-видимому, в позднем коньяке—сантоне палеогеографическая обстановка в ЕПО была беспокойной. На западе ЕПО, в ФРГ сантонские отложения лежат резко трансгрессивно на различных горизонтах мезозоя [169]; выделяется несколько последовательных импульсов трансгрессии; с основанием трансгрессивных пачек, в частности, связаны горизонты конгломератов и остаточных железных руд, переотложенных из нижнего мела. На южном склоне Балтийского щита (Южная Швеция) в сантоне, по всей видимости, было не менее двух коротких трансгрессий [133].

Марзупитовые слои — т.е. верхняя часть верхнего сантона — один из наиболее резко выраженных трансгрессивных членов в толще севера ФРГ. По Г. Эрнсту и Ф. Шмиду, "марзупитовая" трансгрессия развивалась одновременно со второй фазой субгерцинского орогенеза — вернигеродской фазой [169, Fig. 31, 33]. Э. Фогт [329] по обнажениям обрамления Гарца установил, что остатки марзупитов содержатся как в отложениях, накапливавшихся до поднятий, вызванных вернигеродской фазой, так и в трансгрессивно вышележащих послевернигеродских осадках. Следовательно, вернигеродская фаза была очень скоротечной.

Удивительным является то, что и на Мангышлаке в середине марзупитовых слоев, мощность которых не превышает 2—3 м, прослеживается перерыв!

В пределах Европейской части СССР сантон также трансгрессивен: в Поволжье губковый слой основания нижнего сантона срезает подстилающие отложения верхнего мела; в Ростовской области сантон лежит на докембрии юго-восточного погружения Украинского щита. На востоке платформы, как и в ФРГ, сантонская трансгрессия развивалась импульсами, что хорошо прослеживается по окраине бывшего моря в бассейнах верховий Илека и Эмбы. В Восточном Прикаспии с коньякским веком связывается обмеление, сменяющееся с началом сантона углублением (см. рис. 6). Наконец, в юго-западной части Горного Крыма марзупитовые слои лежат трансгрессивно на более древних горизонтах верхнего мела.

В сантонский век начинают проявляться, становящиеся все более ощутимыми в кампане и маастрихте, различия в характере движений, охватывавших, с одной стороны, восток и юго-восток, а с другой — запад и юго-запад Восточно-Европейской платформы. Эти различия заключались в более интенсивном прогибании восточной части платформы по сравнению с ее западной частью. Следствием этого прогибания, дополненного эвстатическим повышением уровня океана, по-видимому, было установление сообщения между бассейном ЕПО

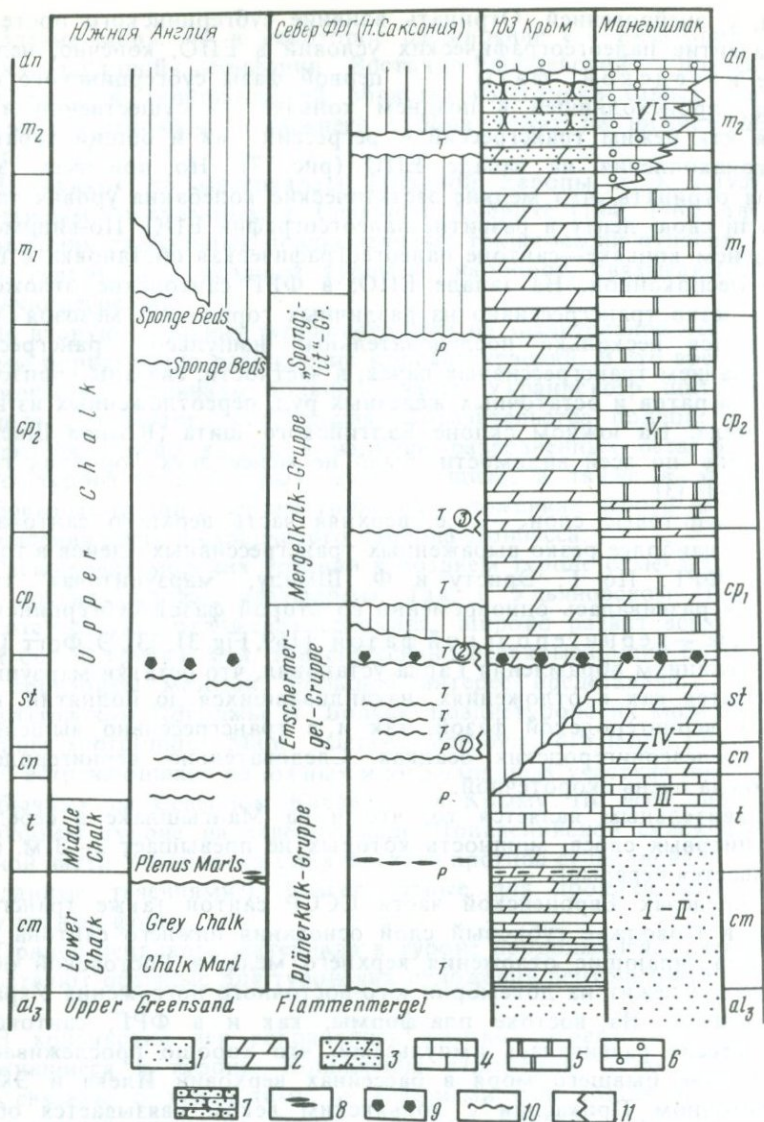


Рис. 7. Сопоставление литологических комплексов верхнего мела некоторых регионов ЕПО

Южная Англия — по Р. Равзону и др. [271]; ФРГ, Нижняя Саксония по Г. Эрнсту и Ф. Шмиду [169].

Преобладающие типы отложений:

1 — пески, песчаники, глины; 2 — мергели; 3 — песчаные мергели; 4 — известняки; 5 — мел; 6 — органично-детритовые известняки; 7 — известковистые песчаники; 8 — "черные прослои". Другие знаки: 9 — остатки марзупитов, 10 — перерывы и горизонты "твердого дна" (т — трансгрессии, р — регрессии), 11 — тектонические фазы (1 — илседская, 2 — вернигеродская, 3 — пейнерская). I—VI — толщи Мангышлака

и морем Бореальной палеозоогеографической области. Существование подобного сообщения намечается находками следов морских отложений с *Oxutoma tenuicostata* Roem. в ряде пунктов вдоль западного склона Урала. За время существования пролива в Приуралье на юг проникли такие бореальные формы как *O. tenuicostata* и некоторые актинокамаксы.

Доказательства более интенсивного прогибания восточной части платформы во вторую половину позднего мела можно также усмотреть в факте медленно развивавшейся в течение кампана и маастрихта трансгрессии моря в сторону герцинского Урала. Так, в западных разрезах Южного Приуралья на палеозойских породах с галечником в основании лежат нижнекампанские пески. Далее к востоку самыми древними слоями верхнего мела оказываются отложения зоны *Belemnitella langei* верхнего кампана. Наконец, на Мугуджарах и восточном склоне Урала на палеозойских, а местами и на докембрийских породах лежат верхнемаастрихтские отложения (см. далее).

Весьма резко на Восточно-Европейской платформе проявляется трансгрессивное залегание птериевых слоев основания кампана — знаменовавшее начало раннекампанской трансгрессии. В Поволжье птериевые слои местами лежат на коньякских отложениях. В Восточном Прикаспии несогласие в основании птериевых слоев принимает угловую форму. На юге платформы (например, в Конкско-Яльнской впадине) отмечено залегание кампанских отложений на докембрии. В начале кампанского века устанавливается соединение морского бассейна платформы с арктическим морем. Несомненно, это была трансгрессия эвстатической природы.

В толще кампана платформы, кроме перерыва в основании птериевых слоев, имеются перерывы и на других стратиграфических уровнях.

На западе ЕПО, в ФРГ, местами (Ганновер, Брауншвейг) отсутствуют отложения нижних зон нижнего кампана, а местами (Гольштейн) в толще чистого белого мела на границе сантона и кампана развита семиметровая пачка грубого мела, переполненного обломками призм иноцерамов и раковинами мелких устриц. В основании пачки заключены пластинки марзупитов — это терминальный сантон, а остальная часть пачки относится к базальному кампану [173]. Образование пачки грубого мела связывают с обмелением, вызванным поднятием, происходившим во время вернигеродской фазы [173, 329].

Выше по разрезам Ганновера и Брауншвейга Г. Эрнст и Ф. Шмид [169, Fig. 31] выделяют: *pilula*-трансгрессию (ее следы установлены в отложениях зоны *Offaster pilula*); *micronata*-трансгрессию на рубеже sr_1 и sr_2 (совпадает с так называемой пейнерской фазой, проявляющейся на соляных куполах); *polylocum*-регрессию (намечается по признакам обмеления — спонголитовым известняком — в верхней части верхнего кампана). На юге Балтийского щита (Южная Швеция) в кампане существовали условия мелководного моря с архипелагом небольших низменных островов [309]. По-видимому, на западе ЕПО морские условия были распространены очень широко

в позднем кампане и раннем маастрихте (см. график для северо-запада Европы на рис. 6). Подобного же мнения придерживаются и другие авторы [154, 272, 309].

В центральных районах Прикаспия, где на протяжении позднего мела морские условия были наиболее стабильными для платформы, по литологическим и микропалеонтологическим данным, наибольшие глубины для позднего мела можно предположить в раннем кампане и первой половине позднего кампана, хотя акватория моря была, вероятно, меньшей, чем в позднем туроне, коньяке и раннем сантоне (см. рис. 6).

Широкое распространение нижнемаастрихтского пясчег мела — несомненное доказательство существования типичного эпиконтинентального бассейна на огромных пространствах ЕПО. Причем местами нижний маастрихт был трансгрессивен. Однако акватория раннемаастрихтского моря была меньше, чем в кампане. Мел и мелоподобные мергели нижнего маастрихта с примитивными белемнеллами (см. табл. 1, m¹) в разрезах осевых участков впадин (например, Днепровско-Донецкой впадины, Ульяновско-Саратовского прогиба и др.) без перерыва сменяют отложения кампана. Однако за пределами осевых участков впадин в основании маастрихта прослеживаются следы размыва. На северных окраинах Донбасса нижний маастрихт залегает несогласно на различных горизонтах кампанского яруса. В Поволжье отмечено залегание нижнего маастрихта на альбе, а в Литве — даже на юре.

Во многих разрезах Мангышлака в основании маастрихта отмечается перерыв; в разрезе Сулукапы даже выпадает почти весь нижний маастрихт.

В развитии общей эвстатической трансгрессии рубеж кампан/маастрихт, очевидно, был еще одним сдвоенным импульсом (как и рубежи коньяк/сантон и сантон/кампан): кратковременное эвстатическое понижение уровня Мирового океана (кратковременная регрессия, размыв), сменилось продолжающимся общим повышением уровня, приведшим к продолжению трансгрессии.

В позднем маастрихте акватория моря ЕПО существенно сокращается: только на юго-востоке платформы, в Прикаспии и на ее юго-западной окраине, в Львовской мульде накапливались карбонатные илы. В Саратовской и Пензенской областях, где он впервые был открыт А.Д. Архангельским, верхний маастрихт выражен регрессивными фациями. Несомненно, общий регрессивный характер имеет верхний маастрихт в Крыму — накапливаются опесчаненные мергели и песчаники и на Мангышлаке накапливаются мелководные органогенно-детритовые известняки (см. рис. 7). Для Средней Азии поздний маастрихт представляется регрессивной стадией [70, рис. 4, 5; 252, Fig. 6, 7].

Регрессивной, очень сложной в деталях была картина развития палеогеографических условий в конце мелового периода в Южной Франции и Испании [177, 261, 262]. В Северной и Западной Африке окончание маастрихта характеризовалось сокращением эпиконтинентального моря [273].

Однако регрессия в конце мела в ряде районов ЕПО и прилегающих участков Средиземноморской палеобиогеографической области не укладывается в простую схему.

В ряде карбонатных разрезов Восточного Прикаспия по литологическим признакам намечаются признаки некоторого углубления в конце маастрихта. Так, в разрезе Актулагай нижнемаастрихтские мергели и мел, несколько опесчаненные, сменяются верхнемаастрихтским чистым белым мелом. По отношению планктон/бентос для ряда разрезов Восточного Прикаспия (Актулагай, Уил и др.) и Мангышлака (Кызылсай) отмечаются признаки углубления в терминальном маастрихте [69].

Верхнемаастрихтские песчаные осадки на Мугуджарах и на восточных склонах Южного Урала лежат на палеозое и даже на докембрии [70], а в центральных Кызылкумах — на палеозое [1].

На западе ЕПО местами наблюдаются такие же условия залегания верхних горизонтов верхнего мела. В Бельгии нижний маастрихт и верхний маастрихт лежат на различных горизонтах кампана [151, 287]; на Брабантском массиве отмечается трансгрессивное залегание различных стратиграфических уровней верхнего мела вплоть до верхнего маастрихта ("туфы Маастрихта") на карбоне [242, p. 52; 264, Fig 10, 12].

В ряде районов ФРГ (Ганновер) нижний маастрихт отсутствует, и верхний маастрихт лежит несогласно на кампане — результат так называемой junior-трансгрессии [169, Fig. 31] (см. также рис. 7). Возможно, о некотором обмелении в терминальном маастрихте говорит разрез стратотипа датского яруса на мысе Стевнс (о. Зеландия, Дания). Здесь белый мел верхнего маастрихта венчается двумя следующими один за другим горизонтами "твердого дна" с ожелезнением, выше которых следует толща мощностью 2,5—3,5 м серого мела с очень большим количеством обломков мелких бентосных форм, особенно мшанок — это терминальный маастрихт [308].

Представляют интерес данные о соотношении маастрихта с подстилающими породами в некоторых районах Средиземноморской палеозоогеографической области. В Северной Болгарии нижний маастрихт, а местами, по-видимому, и верхний маастрихт лежат трансгрессивно на различных горизонтах нижнего мела [8, 33]; в Северной Италии (провинции Тренто и Больцано) маастрихт залегает на различных горизонтах мезозоя от лейаса и выше [175]. Причем в обоих районах маастрихт лежит не просто трансгрессивно, но и ингрессивно, заполняя долины, врезанные в более древние плоды. Резко трансгрессивен маастрихт на Корсике [119].

В целом мы предполагаем, что для ЕПО в маастрихте намечаются два импульса трансгрессии: 1) раннемаастрихтский, завершавший общую эвстатическую трансгрессию позднего мела, и 2) позднемаастрихтский, осложнявший эвстатическую регрессию конца эпохи; широкое пространственное распространение последствий этого осложнения, по-видимому, подтверждает его эвстатическое происхождение.

В датский век в ЕПО морские бассейны резко сократились.

На Восточно-Европейской платформе морские условия, по-видимому, сохранились лишь в Прикаспийской синеклизе, Причерноморской впадине и Польско-Литовской синеклизе. Более устойчивыми они были на севере Крымско-Кавказской области и в Закаспии.

Некоторые итоги по трансгрессиям и регрессиям. Общая картина развития палеогеографических условий в эпиконтинентальных бассейнах ЕПО, связанная с чередованием трансгрессий и регрессий, естественно, отражалась в эволюции осадконакопления в течение позднемеловой эпохи.

В целом можно выделить два крупных этапа в осадконакоплении.

Наиболее четко эти этапы прослеживаются на востоке ЕПО (Прикаспий, Мангышлак) [69]. В течение первого этапа, охватывавшего сеноман — ранний турон, здесь преимущественно накапливались терригенные отложения. На Мангышлаке этому этапу отвечают толщи I и II (см. рис. 7). Второй этап — поздний турон — маастрихт и далее даний — характеризовался почти исключительно карбонатным осадконакоплением. Намечаются две фазы: первая (поздний турон — большая часть сантона) — известняки и мергели (толщи III и IV Мангышлака) и вторая (началась в позднем сантоне) — преобладает мел и близкие к нему разности карбонатных пород (толщи V и VI).

На большей части Восточно-Европейской платформы второй, карбонатный этап осадконакопления начался несколько раньше (в конце сеномана); в ряде районов платформы карбонатные отложения замещались кремнистыми и терригенными осадками.

На западе ЕПО терригенные фации сменяются преимущественно карбонатными еще раньше — с начала сеномана. Но и здесь в карбонатном осадконакоплении можно наметить два этапа. В течение первого формировались достаточно фациально пестрые образования пленера ФРГ, а также Lower Chalk и Middle Chalk Южной Англии (примерно такая же картина характерна и для Северной Франции). Второй этап, как и на востоке ЕПО, отличался резким преобладанием карбонатов в общем балансе осадконакопления. Как и в восточных регионах ЕПО, в ФРГ можно выделить две фазы: первую, когда образовывались фации эмшерских мергелей и вторую, когда накапливались осадки, содержавшие значительно больше CaCO_3 (см. рис. 7).

Перелом в развитии позднемеловой палеогеографии, как мы полагаем, произошел на рубеже сантона и кампана. Перелом был подготовлен событиями, происходившими в коньяке и сантоне. В пределах современных континентов ведущим событием этого времени был субгерцинский орогенез, приведший к выпадению значительных порций коньякских и сантонских осадков в различных регионах ЕПО. В океанах, очевидно, также происходили какие-то события, но вот какие? Ю.А. Елецкий [217], принципиально отрицающий эвстатическое происхождение позднемеловых трансгрессий и регрессий, делает только два исключения. По его мнению, эвстатической была маастрихтская регрессия, и, возможно, такой же была регрессия

в конце сантона—начале кампана. Следовательно, по Ю.А. Елецкому, уровень Мирового океана на рубеже сантона/кампана возможно эвстатически понижался. Трансгрессивный характер марзупитовых слоев в ФРГ, поразительно широкое космополитное распространение марзупитов от Северной Америки до Австралии, приуроченное к очень-очень короткому интервалу времени как будто бы противоречат этому заключению. Привлекает внимание приводившееся выше свидетельство Э. Фогта [329] о том, что вернигеродская тектоническая фаза происходила очень быстро в марзупитовое время, что трансгрессивно лежащие послевернигеродские осадки содержат остатки марзупитов; это может говорить скорее о повышении уровня океана, чем о его понижении. Об этом же говорит необычайно широкое пространственное распространение марзупитов в стратиграфически очень узком диапазоне. Глобальный масштаб феномена несомненен.

Перелом заключался в том, что после быстро следовавших друг за другом импульсов общей позднемеловой трансгрессии ("марзупитового", "птериевого") в ЕПО длительное время существовали условия относительно устойчивой морской седиментации (вторая фаза второго этапа осадконакопления). В это время трансгрессии и регрессии были преимущественно эпейрогенического типа. Лишь два импульса — ранний и поздний маастрихт, — очевидно, были вызваны эвстазией.

Как и Т. Мацумото [243], мы полагаем, что не всегда должна быть полная синхронность регрессий и трансгрессий и особенно их максимумов на различных участках. Это прежде всего связано с затушевывающим влиянием локальных и региональных факторов. Заслуживает внимания также объяснение Н.-А. Мёрнером [250] "аномальных" трансгрессий, охватывавших один регион, но не прослеживаемых в других регионах, действием геоидальной эвстазии (трансгрессии и регрессии, возникающие вследствие изменения формы геоида в результате тяготения и вращения Земли). (См. также раздел VII).

Помимо этих возможных первичных причин, расшифровка трансгрессий и регрессий и особенно оценка их масштаба осложняется обычной при интерпретациях событий прошлого неполнотой геологической летописи. Так, в применении к турону Восточно-Европейской платформы возможно, что нижнетуронские осадки на огромных пространствах просто были удалены перед накоплением верхнего турона.

Импульсивный характер развития трансгрессий достаточно четко устанавливается в терригенных прибрежных фациях палеоморей, а для бассейнов с преобладающей карбонатной седиментацией прослежен в ФРГ (см. рис. 7). Здесь в сантоне выделено несколько следовавших один за другим трансгрессивных импульсов, из которых "марзупитовый" был наиболее резким. В различных регионах степень выражения результатов действия отдельных импульсов различна. Это еще одна из причин, осложняющих интерпретацию развития трансгрессий и регрессий.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В этом разделе рассмотрены некоторые особенности как верхне-меловой осадочной толщи Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, так и условий ее накопления.

Писчий мел. Одна из замечательных особенностей верхнего отдела меловой системы отражена в названии всей системы.

Проблема писчего мела посвящена огромная литература, фонды которой в последние годы существенно пополнились в связи с получением результатов океанского бурения, открытием крупных месторождений нефти, приуроченных к меловым толщам (Северное море), и развитием техники электронной микроскопии. Обзоры состояния проблемы (или точнее, ряда проблем) писчего мела можно найти в работах Г.И. Бушинского [15, 16], Г.И. Бушинского и С.И. Шуменко [17], О.В. Савчинской [85], Э. Хаканссона и др. [190], Д. Ханкока [194].

Наибольшее внимание исследователей уже давно привлекали условия образования писчего мела — прежде всего глубина. Уже более ста лет тому назад геологи спорили: глубоководен или мелководен осадок, превратившийся затем в писчий мел.

Разногласия были вызваны тем, что писчий мел, с одной стороны, несет несомненные черты сходства с современными глубоководными пелагическими осадками, а с другой — проявляет еще более несомненные признаки образования его на небольших глубинах.

Глубина образования мела — лишь часть более общего вопроса о физико-географических условиях формирования этой, казалось бы, очень простой породы, с которой мы знакомы с первого класса школы.

Прежде всего — очень кратко о вещественном составе писчего мела и о строении слагаемых им на континентах толщ.

Для породы, именуемой белым писчим мелом, характерны [17]:

Весьма высокая карбонатность (CaCO_3 до 95—99,8%), причем карбонат представлен низкомагнезиальным кальцитом (содержание MgO не более 0,1—0,4%), слагающим в своей подавляющей массе скелетные остатки нанопланктонных водорослей кокколитофорид—кокколиты; значительно меньшая роль принадлежит "сферам" (кальцисферулиды), раковинам фораминифер (обычно хорошей сохранности), остаткам макрофоссилий.

Тонкая дисперсность (частиц $< 0,01$ мм более 50%, нередко до 90%).

Большая пористость (до 45—55%), но при этом слабая проницаемость.

Слабая цементация, в результате чего мягкая порода пишет.

В целом породу можно назвать рыхлым биомикритовым известняком, состоящим преимущественно из целых кокколитов и их обломков [17].

Колебания указанных признаков, дополненные вариациями в содержании терригенных частиц и различных примесей, позволяют выделять ряд разновидностей мела [15, 85].

Одно лишь дополнительное замечание относительно пористости и слабой цементации писчего мела. Мел сохраняет эти свойства даже будучи погруженным под толщи мощностью в несколько километров [256, 289]. Это связано с действием ряда факторов, из которых основным является первичное сложение осадка, превратившегося затем в писчий мел [194, 195, 289]. Дело в том, что в литификации карбонатных осадков решающая роль принадлежит процессу превращения арагонита и высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный кальцит. В случае писчего мела этот процесс не проходил, так как первичный осадок уже был представлен низкомагнезиальным кальцитом. К тому же тонкозернистый характер осадка (кокколиты и их обломки) приводил лишь к ограниченной постседиментационной цементации.

Толщи белого писчего мела и мелоподобных пород развиты на огромных пространствах Евразии от Закаспия на востоке до Англии на западе, а также в Северной Африке, США и Австралии.

Для этих толщ характерны следующие особенности.

Они обычно почти полностью лишены слоистости. Это связано с перемешиванием еще на дне моря первичного осадка илоедами — червями и раками. Г.И. Бушинский [15] детально описал текстуры меловых толщ, возникающие в результате биотурбации, и предложил метод проявления скрытых ходов илоедов, который ныне применяется как у нас, так и за рубежом. Ненарушенные участки породы с сохранившейся слоистостью в меловых разрезах встречаются редко. Высокая степень биотурбации мела — показатель заселения осадка на дне моря бесскелетными (черви) и лишенными карбонатного скелета (раки) организмами, что в свою очередь является свидетельством благоприятных кислородных условий на дне.

Несмотря на интенсивное развитие биотурбации, свидетельствующей о высокой плотности придонной жизни, скелетные остатки бентосных моллюсков, брахиопод, иглокожих, кораллов, серпулид не очень часты, но обычны. Богатство коллекций органических остатков из писчего мела, хранящиеся в музеях, объясняется тем, что собирались они многие десятилетия. Относительная бедность писчего мела макробентосом связана с тем, что дно позднемеловых морей, сложенное мягким кокколитовым илом, не было подходящим субстратом для поселения организмов, обладавших скелетом. Относительно благоприятные условия для поселения прикрепляющихся форм возникали лишь спорадически при уплотнении участков поверхности илистого дна; при появлении специализированных форм, обладавших крупными раковинами (иноцерамы, устрицы и т.п.), на которых поселялись другие организмы; наконец, в результате инициативной колонизации мягкого ила мшанками [140, 224, 254, 255, 307]. Ростры белемнитов — представителей нектона — очень характерны для разрезов меловых толщ.

Присутствие фосфора, кремнезема, и глауконита — существенная черта писчего мела, еще ждущая своего всеобъемлющего освещения. Известны рассеянные конкреции и желваки фосфоритов, местами образующие скопления; отмечается также фосфатизация

отдельных участков мела ("фосфатный мел" Южной Англии и Северной Франции) [214]. Кремнезем представлен в толщах мелоподобных пород и писчего мела главным образом стяжениями кремней как одиночных, так и очень часто образующих выдержанные на значительные расстояния горизонты, а также пропластками кремня. Местами (преимущественно в основании разрезов) меловые породы "заражены" минералами группы глауконита.

Чистые разности писчего мела почти полностью лишены обломочных примесей, что свидетельствует о почти полном отсутствии поступления обломочного материала в бассейны седиментации. Обогащение (иногда значительное) обломочным материалом, а также глауконитом и фосфоритами наблюдается преимущественно в основании меловых разрезов. "Сурка" пограничья сеномана и турона центральных районов Восточно-Европейской платформы представляет хороший пример подобных разностей мела; при этом, несмотря на значительное содержание обломочных компонентов в "сурке", количество кокколитов остается очень значительным.

Тонкие прослои (мощностью всего несколько сантиметров) глин и глинистых мергелей достаточно обычны для меловых толщ. Они требуют дальнейшего детального изучения, ибо имеющиеся сведения говорят об их резко различном генезисе: известны прослои бентонитовых глин, в сложении которых участвует вулканогенный материал; часть прослоев возникла в результате подводного растворения карбонатов (см. подраздел "Глинистые прослои и растворение карбонатов"); наконец, местами и на определенных стратиграфических уровнях в карбонатных толщах присутствуют горизонты, в той или иной степени обогащенные C_{org} (см. ниже подраздел "Условия стагнации").

Важнейшей особенностью писчего мела, которая распознается лишь при особых условиях обнаженности, является наличие образований типа "твердого дна" (hardground). Они представляют уплотненные поверхности карбонатных пород, возникавшие в подводных условиях при кратковременных перерывах седиментации. Образования типа "твердого дна" развиты в меловых толщах как Западной Европы, так и СССР (см. ниже параграф "Перерывы седиментации").

Наконец, поразительными для верхнемеловых карбонатных толщ являются значительные колебания их мощностей от места к месту на небольших расстояниях: от нескольких десятков метров до сотен и даже тысяч метров (например, в Датской впадине мощность мела только одного маастрихта составляет 680 м [305] и это в визуально непрерывных разрезах сохраняющих номинативную полноту (т.е. все ярусы представлены в каждом из разрезов, независимо от их мощности). Подобные перепады мощностей в кажущихся непрерывными разрезах объясняются существованием скользких незначительных скрытых перерывов, возникающих в результате размыва, смыва и ненакопления (nondeposition) осадков в условиях сложного взаимодействия биопродуктивности и динамики бассейна осадконакопления при тектоническом контроле каждого участка. Возникают

своеобразные клиноформные тела, улавливаемые лишь при детальном микропалеонтологическом исследовании [69, рис. 39].

Особенности писчего мела и меловых толщ позволяют сделать следующие выводы о их происхождении.

Писчий мел был пелагическим планктоногенным (точнее — нано-планктоногенным) осадком — илом, накапливавшимся в обширных по акватории эпиконтинентальных бассейнах с низменными невысокими берегами и с глубинами от нескольких десятков метров до первых сотен метров. Вот предполагаемые некоторыми современными авторами глубины образования писчего мела: Г.И. Бушинский и С.И. Шуменко [17] — 300—500 м, грубый мел — 50—150 м; М. Блейк [138] — $180 \pm$ несколько десятков метров; В. Ханкок [194] — 100—600 м; Э. Хэллем [104] — 200—600 м; Д. Кеннеди и Р. Гаррисон [229] — 50—300 м; Г. Нестлер [253, 254] — 100—150 м.

Наиболее вероятными нам представляются значения, предлагаемые М. Блейком и Г. Нестлером. Следует добавить, что отсутствие в писчем мелу каких-либо следов донных водорослей говорит о том, что в целом типичный писчий мел формировался ниже фитали [138].

Кислород на дне нормально соленых бассейнов формирования писчего мела почти всегда был в достатке (интенсивное развитие бентоса, особенно бесскелетного); однако местами и временами развивались условия стагнации ($C_{орг}$, пиритизация; см. параграф "Условия стагнации").

Крайне важно для понимания условий происхождения писчего мела заключение об очень высоком темпе его формирования: по оценке Б.М. Фаннела [180], скорость его накопления достигала 150 см/1000 лет; темп накопления маастрихтского мела в Датской впадине 10—12 см/1000 лет. Заключение о высоком темпе накопления влечет за собой вывод об очень интенсивной биопродуктивности пелагиали позднемеловых морей.

В том, что климатическая обстановка накопления писчего мела была теплой, кажется, никто не сомневается. Но вот каковы были условия увлажнения прилегающей суши?

По Н.М. Страхову [94, с. 92], писчий мел — "формация, относительно глубокого моря гумидной зоны". По Д. Ханкоку [194, 195], крайне незначительный снос обломков в бассейны седиментации будущего писчего мела был обусловлен климатической обстановкой суши. Опираясь на данные о связи современного поступления обломков в моря с климатическими условиями, он предполагает, что в условиях равномерного климата (безразлично: тепло или холодно, сухо или влажно) при почти полном отсутствии сезонных колебаний эрозия суши почти прекращается. Для суши Евразии возможны два варианта несезонного климата: 1) климат сельвы — тропического леса с обильными дождями и 2) климат пустынь. Д. Ханкок [195] склоняется ко второму варианту.

Общее заключение о бассейнах седиментации писчего мела: на современном земном лике подобные бассейны не известны [64, 190, 195]. Ошибочные представления ряда исследователей о боль-

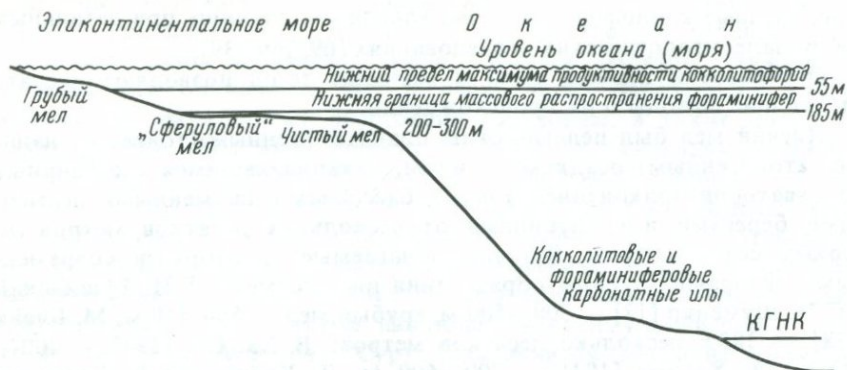


Рис. 8. Батиметрические различия в накоплении пелагических карбонатных осадков эпиконтинентального моря и океана. Использованы данные М. Блейка [138]
КГНК — критическая глубина накопления карбонатов.

ших, океанских глубинах бассейнов формирования песчого мела в значительной степени основывались на неверном отождествлении пелагических и глубоководных условий. Это отнюдь не синонимы.

Накопление мелководных пелагических осадков — одна из характернейших черт поздне меловых эпиконтинентальных морей. Их принципиальное отличие по батиметрическим условиям образования от похожих современных пелагических карбонатных илов, а также мелов верхнего мела и некоторых горизонтов кайнозоя несомненно (рис. 8).

Пункты сравнительной характеристики эпиконтинентального песчого мела и глубоководных карбонатных осадков помещены в табл. 4.

А. Икдейл и Р. Бромли [165] приводят следующие различия шельфового (т.е. эпиконтинентального) и глубоководного мела. Первый содержит остатки крупных фоссилий, конкреции кремней, поверхности пропуска (omission surfaces) и горизонты "твердого дна" (хардграунды) со следами сверлений; получают развитие ранне-диагенетические минералы (пирит, глауконит, фосфориты); в составе их фауны доминируют следы раков (главным образом талассиноидов), достаточно обычны следы червеобразных организмов (Chondrites, Planolites, Teichichnus, Trichichnus, Zoophycos). В глубоководном мелу их фауна менее разнообразна — преобладают следы Chondrites, Planolites, Zoophycos.

Кремненакопление. На Восточно-Европейской платформе кремнистые породы наряду с карбонатными пользуются широким распространением. Они представлены опоками, трепелами, диатомитами, радиоляритами, а также кремнистыми глинами и опоквидными мергелями мощностью не свыше первых десятков метров. Это "опоковая формация" Г.А. Каледы [41] и несколько подформаций "глауконитовомеловой формации" Ю.Н. Сеньковского [86]. Кроме того, в карбонатных толщах верхнего мела ЕПО в отдельных районах широко развиты пропластки и стяжения кремней, часто образующие многочисленные горизонты (турон—коньяк Донбасса, маастрихт Дании и т.д.).

Наиболее полно вопросы кремненакопления в меловых бассейнах

Таблица 4

Сравнение эпиконтинентального пясчег мела и глубоководных карбонатных осадков

Эпиконтинентальный пясчий мел (ПМ)	Глубоководные карбонатные илы и мелы (ГИ)
Кокколиты являются главным компонентом осадка; есть фораминиферы, но их меньше, чем в ГИ. Первичный осадок — кокколитовые илы.	Кокколиты и фораминиферы являются основными составляющими осадка. Первичный осадок — кокколито-фораминиферовые и фораминиферово-кокколитовые илы.
Фораминиферы представлены как планктоном, так и бентосными формами исключительно мелководного облика.	Фораминиферы представлены преимущественно планктонными формами; процент бентоса меньше, чем в ПМ; в составе бентоса имеются глубоководные формы
Кокколиты и раковины фораминифер хорошей сохранности; наблюдаются лишь следы растворения.	Кокколиты и раковины фораминифер несут в той или иной степени выраженные признаки растворения.
Остатки макрофоссилий обычны.	Остатки макрофоссилий очень редки; встречаются раковины птеропод, неизвестные в ПМ.
Очень сильно биотурбирован.	Обычно очень сильно биотурбирован.
На больших площадях своего распространения сохраняет выдержанный фациальный состав.	На очень значительных площадях своего распространения сохраняют выдержанный-фациальный состав.
Мощности накопленных толщ могут быть очень значительными (сотни метров, первые километры).	Мощности накопленных осадков меньше, чем толщ ПМ.

Восточно-Европейской платформы освещены в трудах У.Г. Дистанова (центр и восток платформы) и Ю.Н. Сеньковского (юго-запад платформы).

По представлениям У.Г. Дистанова и его соавторов [34, 35], основным источником SiO_2 в бассейнах платформы была суша, откуда кремнезем, возникавший при глубоком химическом выветривании в условиях теплого влажного климата, сносился в виде истинных растворов и взвеси реками, а также в небольших дозах переносился в моря ветром. Кремнистые осадки накапливались преимущественно в краевых частях бассейнов, причем у берегов они существенно разбавлялись песчаным материалом; при движении к центру бассейнов содержание аморфного кремнезема в осадках закономерно уменьшалось: диатомиты и опоки в сторону от берегов сменялись глинистыми опоками и кремнистыми глинами, а еще дальше — глинистыми и карбонатными осадками. Основными накопителями SiO_2 в морской воде были диатомеи, в меньшей степени радиолярии, еще меньше — губки. Глубины накопления кремнистых скелетов не превышали 150 м; кремненакопление проходило в условиях нормальной или несколько пониженной солености.

По У.Г. Дистанову [34, с. 262], условия глубокого химического выветривания, обеспечивавшего повышенный сброс SiO_2 в море, скла-

дывались в конце трансгрессивных фаз, когда суша была сильно сглажена, а климат был теплым и влажным. В частности, такой фазой были сантон и кампан, когда произошла "вспышка" в развитии диатомовых водорослей.

Подобной же схемы образования кремнистых осадков центральных участков платформы придерживались и некоторые другие исследователи.

Меловые силициты юго-запада платформы детально изучались Ю.Н. Сеньковским с применением новейших методов исследования [86 и др.], Ю.Н. Сеньковский пришел к выводу, что основным источником поступления SiO_2 в бассейн, занимавшие юго-западную периферию платформы на рубеже раннего и позднего мела, были глубинные холодные воды океана Тетис [87, 88, 89]. Кремнезем поступал из моря Карпатской геосинклинали в эпиконтинентальный бассейн в результате апвеллинга. Таким образом, поддерживается точка зрения, согласно которой главным источником кремнезема при образовании силицитов является резервуар Мирового океана, а вулканическому выносу и материковому сносу при этом отводится подчиненная роль [52].

По-видимому, нужно говорить о двух основных путях поступления SiO_2 в моря платформы. Вероятно, в моря центральных районов платформы значительные количества кремнезема приносились с суши. Однако вряд ли на суше существовали условия большого увлажнения, предполагаемые сторонниками континентального генезиса SiO_2 . Главные концентрации кремнезема, по-видимому, были связаны с внеплатформенными водами. Какая-то часть этих концентраций, возможно, доставлялась апвеллингом. Такой путь, следуя Ю.Н. Сеньковскому, можно допустить для юго-западной окраины платформы. Однако требуют дальнейшего изучения палеогеографические условия возникновения самого апвеллинга.

Большая часть внеплатформенного кремнезема, как мы полагаем, связана с морями Бореальной палеозоогеографической области.

Еще А.Д. Архангельский неоднократно отмечал, что развитие кремнистых пород на платформе связано с "влиянием холодных течений, шедших из области полярного океана, так как известно, что в высоких широтах известковый планктон сменяется планктоном кремнистым" [5, с. 111], что не только образование кремнистых пород, но и обогащение кремнеземом карбонатных пород на платформе было связано с "особенностями полярной фауны и флоры, проникавшей в Восточнорусскую впадину с севера" [6, с. 90].

Существование на востоке платформы мощного северного течения, позволявшего проникать на юг как бореальным видам моллюсков с карбонатным скелетом (окситомы, некоторые актинокамаксы), так и кремневым организмам, вполне реально. Наиболее благоприятные условия для развития потребляющих кремнезем планктонных организмов возникали, вероятно, в зонах схождения теплых и холодных вод.

Аргументом в пользу северного происхождения SiO_2 является хорошо документированная палеогеографическая история мезозоя и

кайнозой соседнего с платформой обширного региона — Западной Сибири. Моря этого региона, как и бассейны платформы, соединились с морями Бореальной палеозоогеографической области. На палеогеографических картах-схемах А.В. Гольберта и его коллег [31] хорошо прослеживается появление кремнистых осадков (диатомиты, трепела и др.) на севере региона в туроне и последующее последовательное расширение площади их распространения к югу.

Не исключен еще один источник поступления SiO_2 в поздне меловые бассейны платформы. Таким источником, возможно, был вулканизм. Так, С.И. Пастернак и др. [77], отводя глубинной океанической SiO_2 главную роль в кремненакоплении в морях Карпат, Скифской плиты и юго-запада Восточно-Европейской платформы, дополнительный источник привноса SiO_2 видят в вулканизме. Для некоторых интервалов мелового периода (например, для позднего альба—раннего сеномана) они отмечают совпадение повышения вулканической активности с усиленным развитием организмов с кремневым скелетом — кремневых губок, радиолярий, диатомей, хистрикосфер, силикофлагеллат.

Вероятно, и на остальной площади платформы какая-то часть кремнезема как силицитов, так и карбонатных толщ (кремни и другие формы нахождения кремнезема) могла быть вулканического происхождения. Об этом свидетельствуют бентонитовые прослои в меловых толщах и другие признаки "камуфлированного вулканогенного материала" [58]. Особенно возможным нам представляется участие вулканического кремнезема в сложении сеноманских и туронских силицитов, ибо в сеномане и туроне отмечалась повышенная вулканическая активность в непосредственной близости с платформой, что регистрируется прослоями пирокластики в отложениях этого возраста на самой платформе.

Заметим, что В.Н. Силантьев [90], подчеркивая пространственную и временную приуроченность кремнистых пород к вулканическим толщам, отмечает, что на Кавказе основной этап кремненакопления в меловом периоде был в сеномане и туроне.

Каким бы ни был первичный кремнезем в морях ЕПО, его подавляющая часть в осадок переводилась организмами.

Концентрации кремнезема в природных водах весьма далеки от насыщения. В воде при 10—20° и рН 6—8 может раствориться 100—120 мг/л SiO_2 ; однако в речных водах содержание SiO_2 порядка 10—20 мг/л, а в морях еще меньше — 0,5—3 мг/л [95]. Следовательно, химическое осаждение кремнезема "запрещено" (Страхов), и SiO_2 может извлекаться из воды лишь организмами.

Наконец, еще одно замечание о поздне меловом кремненакоплении. Кремнистые осадки на обширных участках центра, востока и северо-востока платформы, а также в Западной Сибири появляются в туроне. До этого, несмотря на то что бассейны и платформы, и Западной Сибири не утрачивали соединения с бореальными морями, кремнистые фации не накапливались.

Можно предполагать, что в туроне произошло существенное и быстрое изменение в характере кремненакопления, связанное, оче-

видно, с рядом причин: усилением приноса SiO_2 в Мировой океан в результате активизации вулканизма, расцветом организмов с кремнистым скелетом и т.д.

Фосфориты. С верхнемеловыми отложениями ЕПО связано накопление фосфата кальция в различной форме.

Существуют различные представления о времени проявления фосфатонакопления в истории Земли. Одни авторы различают глобальные эпохи фосфатонакопления, тогда как другие отвергают представления о подобных эпохах.

Содержание фосфатов в морских и океанических водах связано с биопродуктивностью этих вод. Подобная связь представляется нам бесспорной. Следовательно, вопрос о том, существовали или нет эпохи повышенного фосфатонакопления трансформируется в другой вопрос: существовали или нет эпохи повышенной биопродуктивности? На этот второй вопрос можно ответить утвердительно: да, существовали. Условия повышенной биопродуктивности возникали при расширении акваторий мелководных эпиконтинентальных морей. Именно такие условия были в позднем мелу. Поздний мел в целом был эпохой, благоприятной для фосфатонакопления. Реализация возможности образования фосфоритов в позднемеловую эпоху контролировалась конкретными региональными условиями и благоприятными фациями, но совсем не обязательно связана с узкими стратиграфическими горизонтами.

Обычно образование фосфоритов связывают с трансгрессиями. Действительно, в основаниях трансгрессивных серий часто наблюдаются желваковые фосфориты. Однако условия фосфатонакопления сложнее. А.Д. Архангельский [5, с. 114] указывал, что "массовое образование фосфоритов падает на моменты нарушения равновесия моря, на моменты трансгрессий и регрессий". Г.И. Бушинский [15, 16], отмечая известную закономерную связь фосфоритов с трансгрессиями, подчеркивает, что их формирование может быть приурочено и к регрессиям. А.Л. Яншин [107] замечает, что фосфориты могут быть связаны и с регрессивными толщами, которые выражены, как и трансгрессивные серии, благоприятными для фосфоритообразования фациями.

Детальные исследования В.И. Фоминского [100, 101] в центральных районах Восточно-Европейской платформы показали, что необходимо различать стадию образования фосфатов и стадию концентрации фосфоритовых конкреций и желваков: слоечки, сферы собственно конкреций наращивались при стабильном гидродинамическом режиме, когда поступление обломочного материала было минимальным; затем, как во время трансгрессий, так и во время регрессивных фаз происходило обогащение отложений конкрециями в результате вымывания терригенных компонентов. Формирование фосфатоносных осадков сеномана платформы, по В.И. Фоминскому, в большой степени определялось наличием трансплатформенных дислокаций, часть из которых простиралась от Прикаспия на северо-запад, пересекая всю платформу. Эти линейно вытянутые дислокации контролировали: а) размещение и контуры морских бассейнов, б) характер

рельефа их дна (в частности, образование палеорусел), в) особенности циркуляции морских течений, которые были связаны с глобальной системой течений. На протяжении сеноманского века в результате периодических изменений уровня Мирового океана сила и направление течений менялись, что вызывало пульсационное развитие биомассы планктона.

На Восточно-Европейской платформе и в Закаспии хорошо известны широко распространенные верхнемеловые желваковые фосфориты. Они приурочены к нижней части верхнего мела: от сеномана до нижнего кампана. К фосфоритам этого типа мы относим также фосфатизированные обломки пород (мел, известняки, песчаники) и фосфатизированные ядра макрофауны. Часто наблюдается переотложение желваков и обломков в базальных горизонтах литологических пачек; всегда присутствует глауконит.

Но известны и иные формы фосфатонакопления в верхнемеловых толщах ЕПО. Это прежде всего "зернистые фосфориты", под которыми понимаются достаточно разнообразные ассоциации пород и связанных с ними фосфатов. Так, в Западной Европе на различных стратиграфических уровнях развит так называемый "фосфатный мел" (от 5 до 19% P_2O_5): некоторые интервалы разреза турона и коньяка Южной Англии и Северной Франции; верхняя часть сантона — основание кампана Англо-Парижского бассейна; маастрихт Бельгии. Данные по "фосфатным мелам" Западной Европы недавно были обобщены [214].

На Мангышлаке к "зернистым фосфоритам" североафриканского типа, по-видимому, относится верхнемаастрихтская часть органогенно—детритовых известняков толщи VI [69]. Фторкарбонат-апатит здесь замещает мелкие зерна—копролиты (вероятно, морских ежей).

Наконец, известна еще одна форма концентрации фосфатов в разрезах верхнего мела ЕПО. Отмечается явление фосфатизации образований типа "твердого дна" (ТД) (см. ниже), широко распространенных в Западной Европе [142, 214, 229]. Кроме обычного скопления фосфатизированных обломков пород, фосидер и желваков фосфоритов над поверхностями ТД, процесс фосфатизации захватывает карбонаты самой кровли ТД. В некоторых разрезах Мангышлака также было обнаружено замещение карбонатов апатитом в стенках сверлений камнеточцев в кровле ТД [69].

Д. Ханкок [193], обобщая высказывания ряда исследователей (Л. Кайе, Н.М. Страхова) и фактический материал по Западной Европе, намечает следующую закономерность в фосфатонакоплении. Желваковые фосфориты накапливались почти исключительно только в альбе—туроне. Начиная с позднего турона в Западной Европе формировались преимущественно "зернистые фосфориты". В позднем туроне, имеющем, так сказать, переходный характер, образовывались фосфориты обоих типов.

Основным контролирующим фосфатообразование фактором, по Ханкоку, был климат: желваковые фосфориты накапливались в условиях гумидного климата, тогда как "зернистые фосфориты" возникали в условиях аридного климата.

На Восточно-Европейской платформе и в Закаспии в общем прослеживается такая же последовательность в фосфатонакоплении, но этап накопления желваковых фосфоритов продолжался дольше — до начала кампанского века.

Перерывы седиментации. Перерывы в верхнемеловых толщах ЕПО (Крым, Восточный Прикаспий, Мангышлак) недавно были описаны [67, 69].

По происхождению перерывы можно отнести к двум основным группам. Первую группу составляют перерывы, образующиеся в результате эрозии уже давно сформировавшихся толщ, размыва отложений (а не осадков), как правило, в результате поднятия региона и очень часто в субаэральных условиях.

Ко второй группе относятся перерывы, возникающие в процессе осадконакопления. Поэтому их изучение имеет большое значение для распознавания некоторых особенностей физико-географических условий бассейнов прошлого. Именно эта категория перерывов здесь кратко охарактеризована.

Р. Бромли [143] выделяет следующие виды поверхностей перерывов (*discontinuity surfaces*), различающиеся своим происхождением:

Поверхности пропуска (*omission surfaces*) — самые элементарные поверхности перерыва, отражающие временную приостановку накопления осадков (очень незначительное удаление накопленного материала возможно);

Поверхности полурастворения (*subsolution surfaces*) — поверхности цементированных карбонатных осадков дна моря, корродированные процессами растворения;

Твердое дно (*hardground*) — уплотненная поверхность, формирующаяся при остановке или замедлении осадконакопления;

Поверхности незначительной эрозии (*minor erosion surfaces*) — возникают в результате удаления некоторой порции осадка эрозией, если осадок уже затвердел, или смывом, если осадок еще мягкий.

Установить принадлежность того или иного перерыва к определенному генетическому типу не всегда возможно. Добавим, что могут быть и иные причины возникновения перерывов в процессе осадконакопления.

Все многообразие сингенетических перерывов мы пока сводим к двум типам: скрытым и явным перерывам.

К скрытым перерывам, не различающимся визуально, в первую очередь относятся поверхности контактов ритмично чередующихся пластов периодитов (например, пластов известняков и мергелей сеномана Крыма) [67].

Для карбонатных отложений присущи скрытые скользящие перерывы, отмеченные при характеристике толщи нижнего мела в параграфе "Писчий мел". Некоторые из этих перерывов, по-видимому, относятся к поверхностям пропуска Р. Бромли. Возникают клиноформные тела, существование которых устанавливается детальными микропалеонтологическими исследованиями. Но иногда подобные тела в карбонатных толщах наблюдаются и в обнажениях (напри-

мер, "седиментационные клинья" в известняках и мергелях турона Вестфалии) [294].

Явные перерывы можно различать простым глазом в обнажениях или в буровом керне.

Наиболее среди них распространенными в карбонатных толщах являются перерывы, связанные с образованием "твердого дна" (ТД). Под "твердым дном", или "твердым грунтом" (англ. — *hardground*, немецк. — *Hartgrund*) понимаются поверхности, возникающие на морском дне бассейна с преимущественно карбонатным седиментогенезом при остановке или замедлении осадконакопления. В таких условиях мягкие карбонатные осадки (илы) постепенно уплотняются, литифицируются на глубину нескольких десятков сантиметров: поверхность дна становится "твердой". Именно этот признак отражен в названии: "твердое дно". Название "*hardground*" первыми применили английские моряки при промерах глубин лотом для участков дна с уплотненными илами (лот в осадок не проникал) в отличие от участков дна с мягкими илами (лот в них погружался).

Впервые в геологическую литературу термин введен Л. Кайе в 1897 г. [143].

В последние годы образования ТД были описаны рядом исследователей [43, 142, 143, 145, 182, 184, 188, 225, 229, 267, 330, 331 и работы многих других авторов].

Э. Фогт [330] по морфологическим признакам выделил четыре основных типа ТД, с которыми связано возникновение перерывов *sensu* Р. Бромли.

Перерывы, приуроченные к ТД, в разрезах верхнего мела особенно хорошо прослеживаются в Западной Европе, а на востоке ЕПО — на Мангышлаке.

Под ТД понимаются в различной степени литифицированные апикальные участки карбонатных пород, в которых весьма часто прослеживаются биотурбационные текстуры — норы и ходы различных организмов. Мощность таких участков изменяется от 5—8 до нескольких десятков сантиметров. Выделяются: кровля ТД — наиболее отвердевшая его часть и поверхность ТД. В тех случаях, когда образования типа ТД сгущены по вертикали, хорошо различаются только поверхности ТД. Поэтому Р. Бромли и А. Гейл [145] под ТД понимают только его поверхность. Мы ТД понимаем более широко, включая в него всю литифицированную часть отложений.

Образования типа "твердого дна" возникают при нарушении равномерного процесса накопления карбонатных осадков. Главным фактором в их формировании, по-видимому, является продолжительность полной остановки или замедления осадкообразования при активном участии организмов. Продолжительность экспозиции на дне моря определяет степень изменения донных осадков: от едва заметного до полной их литификации; поглощение из морской воды различных элементов; характер донных организмов (роющие, сверлящие, ползающие, прикрепленные к субстрату и т.п.), поселявшихся на дне; глубина переработки осадка под действием биотических и абио-

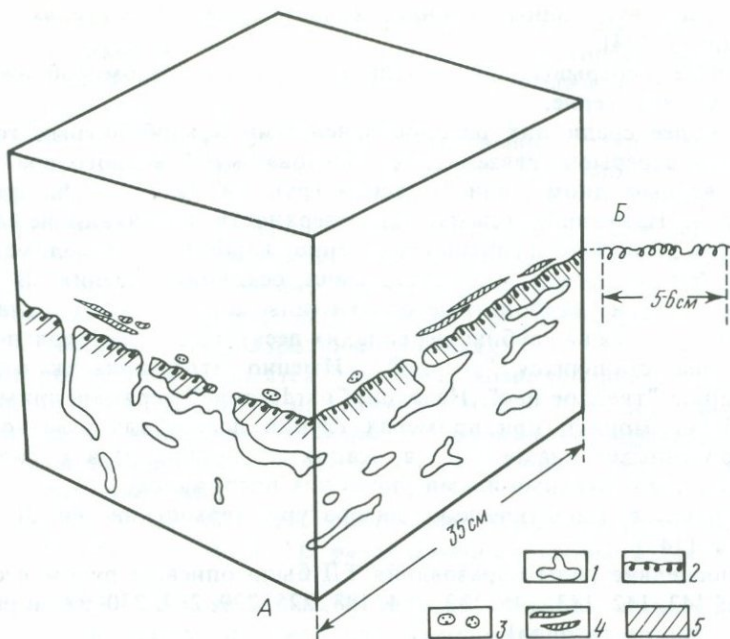


Рис. 9. Схема строения ТД ("твердого дна") зрелой стадии развития

А — общий вид, Б — деталь поверхности ТД с колбочками литофаг

1 — норы талассиноидных раков, 2 — поверхность ТД, иссверленная камнеточцами, 3 — обломки (плохоокатанные гальки) фосфатизированного мела, иссверленные камнеточцами, 4 — обломки створок иноцератов, 5 — железнение.

тических сил. Велика роль в возникновении ТД глубины бассейна и динамики воды в нем — в первую очередь течений.

В результате адвективного выноса находящегося в воде во взвешенном состоянии осадочного материала поступление его на дно либо полностью прекращается, либо существенно сокращается: возникают поверхности ненакопления. Такие поверхности сначала образуются локально, на изолированных участках дна, а затем распространяются на более обширные площади дна. Начинается литификация осадка. Это первая фаза развития ТД. Следующая фаза — появление талассиноидных раков. Этой фазой завершается начальная стадия развития ТД — осадки ТД этой стадии еще слабо литифицированы.

Для ТД зрелой стадии развития характерны дальнейшая их литификация и появление разветвленной системы нор талассиноидов (глубина проникновения нор 30—40 см); на поверхности ТД поселяются различные ползающие и прикрепленные организмы — черви, мшанки, иглокожие, двустворчатые моллюски; в кровле ТД оставляют колбочковидные сверления глубиной до 2—3 см двустворчково-литофаги (рис. 9, 10, табл. I—III). Заключительная фаза развития зрелой стадии ТД — размыв верхней части ТД. Осадки ТД зрелых стадий обычно окрашены в различные оттенки бурого и желтого цвета.

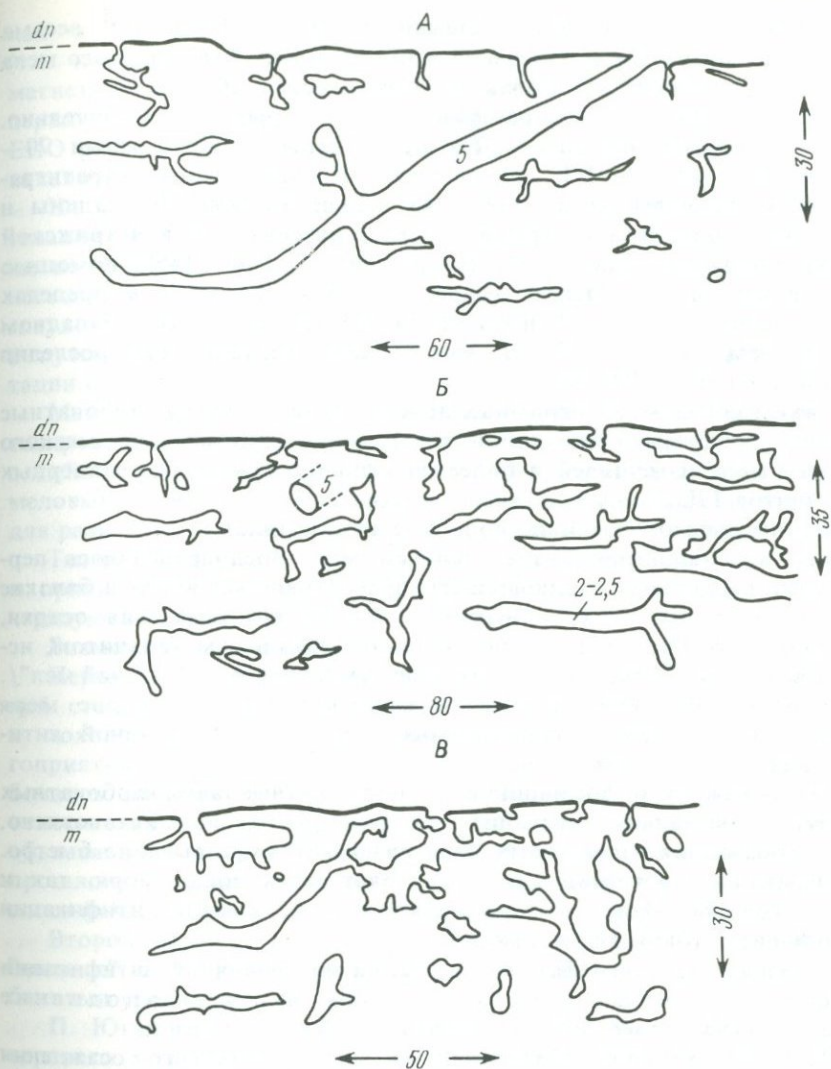


Рис. 10. Различные варианты "твердого дна" на контакте маастрихта (m) и дания (dn). Разрез Аксыртау (Мангышлак)

Норы галассиноидных раков в органогенно-детритовых известняках маастрихта. Цифры — размеры, см

По вещественному составу главным признаком ТД является более полное развитие в них кальцитового цемента в порах осадка, сравнительно с вмещающим мелом или мергелем. Этот признак часто дополняется несколькими другими: более высоким содержанием окислов железа и марганца в ТД, местами их частичной фосфатизацией, а по имеющимся данным [142, 229] — развитием глауконита.

В карбонатных толщах верхнего мела ЕПО распространены

ТД всех возможных фаз и стадий развития. Часто они весьма многочисленны. Так, в интервале мощности 100 м кампанского мела разреза Сулукапы (Мангышлак) насчитывается до 200 ТД.

Пространственное распространение некоторых ТД значительно. На Мангышлаке отдельные ТД прослежены на протяжении 70—80 км. Во Франции ТД, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням, установлены на западе Парижской впадины и прилегающей к ней части Армориканского массива [221], в Парижской и Аквитанской впадинах [179]. Р. Бромли и А. Гейл [145] с помощью ТД произвели корреляцию разрезов туронского мела в пределах значительной площади Южной Англии. За пределами ЕПО, в Западном Внутреннем бассейне США Д. Хэттин [198] отдельные ТД проследил на протяжении до 700 км.

Таким образом, на огромных пространствах развиты карбонатные толщи, представляющие собой чередование относительно мягкого писчего мела и мергелей и более литифицированных, более твердых горизонтов ТД.

Каким образом возникло подобное чередование?

Его возникновение в значительной мере предопределялось первичными свойствами осадков, затем превратившихся в мел и близкие к нему разности. В ходе непрерывного осадконакопления осадки, образованные преимущественно низкомагнезиальным кальцитом, испытывали ограниченную литификацию /см. параграф "Писчий мел"/. При остановках или замедлении осадконакопления на дне моря создавались условия, благоприятные для более интенсивной литификации.

Очень важную информацию о процессах литификации карбонатных осадков доставляют актуалистические наблюдения. Установлено, что литификация известковых илов развивается чрезвычайно быстро. Литификация протекает как в глубоководных зонах моря, так и на мелководье. Наиболее благоприятны для развития литификации небольшие глубины теплых морей.

Главным, ведущим фактором в развитии первичной литификации карбонатного осадка еще на дне моря является заполнение пор осадка хемогенным карбонатом кальция.

Так как наиболее благоприятны для химического осаждения CaCO_3 теплые воды, то именно этим обстоятельством объясняется более интенсивная цементация осадков в мелководных теплых морях. Карбонат кальция в зависимости от локальных условий, температуры и глубины осаждения может быть представлен различными модификациями: арагонитом и кальцитом различной степени магнезиальности. Известно, что арагонит и высокомагнезиальный кальцит являются неустойчивыми разностями CaCO_3 , в диагенезе переходящими в низкомагнезиальный кальцит. В ТД ЕПО карбонат кальция представлен низкомагнезиальным кальцитом. Какова была модификация CaCO_3 во время литификации — сказать трудно.

В мелководных зонах Персидского залива и Карибского моря известковые илы цементируются либо арагонитом, либо высокомагнезиальным кальцитом [229, 295]. На относительно больших глубинах

нах в Средиземном море отмечено, что богатые кокколитами (т.е. низкомагнезиальным кальцитом) илы цементируются высокомагнезиальным кальцитом [247]. Поэтому наиболее вероятно, что первичная литификация илов (в своей основе кокколитовых) в морях ЕПО развивалась в результате их цементации высокомагнезиальным кальцитом.

На западе ЕПО отмечено развитие глауконитизации и фосфатизации зрелых ТД [229]. Эти процессы идут на дне моря сразу же после развития цементации осадка. Глауконитизация начинается несколько раньше фосфатизации. Весьма важным является то, что и глауконит, и фосфаты осаждаются не непосредственно из раствора, а путем замещения CaCO_3 уже после основной фазы цементации осадка.

Мангышлакские ТД зрелой стадии развития несколько фосфатизированы, но глауконита в них мало, что, вероятно, связано с действием температурного фактора: температуры воды позднемеловых бассейнов Мангышлака, несомненно, были выше оптимальных для развития глауконитизации (т.е. порядка $10-15^\circ\text{C}$) [266].

Теперь попытаемся дать ответ на поставленный выше вопрос о причинах, приведших к формированию толщ с ТД, в которых чередуются "мягкие" и "твердые" прослои.

Возможны два варианта ответа.

Первый. Появление в карбонатных отложениях прослоев различной степени литификации связано с чередованием фаз потепления и похолодания: при потеплениях возникали условия более благоприятные для осаждения цементирующих известковый осадок карбонатов кальция (и следовательно, образования ТД), чем во время относительных похолоданий [128]. Действием подобного механизма объясняется возникновение в современных морях и морях недавнего прошлого нецементированных и цементированных карбонатных прослоев (в частности, в голоцене Персидского залива [295]).

Второй вариант. Образование толщи, сложенной чередованием "мягких" и "твердых" прослоев, обусловлено эвстатическими колебаниями уровня океана.

П. Югне [221] и И. Францис [179] возникновение ТД в разрезах верхнего мела Парижской и Аквитанской впадин связывают с этапами обмеления моря, когда возрастала интенсивность течений и повышалась температура придонных вод. Смену относительно глубоководных условий более мелководными они объясняют не столько региональными тектоническими движениями (т.е. эпейрогенезом), сколько колебаниями уровня Мирового океана.

Здесь мы еще раз сталкиваемся с частью более общей проблемы цикличности осадочных толщ, с проблемой периодитов (см. подраздел "Условия стагнации" в разделе II "Океаны в позднемеловую эпоху"). При решении этой проблемы крайне желательно располагать хотя бы ориентировочными оценками абсолютной продолжительности циклов или периодов.

Время формирования ТД, очевидно, не было значительным, ибо карбонатные илы литифицируются весьма быстро. По В. Кеннеди

и Р. Гаррисону [229], ТД образовывались в течение нескольких сотен или даже десятков лет, но не исключено, что отдельные ТД формировались более продолжительное время.

Через какие промежутки времени повторялись условия, благоприятные для формирования ТД?

Если в интервале разреза мощностью 100 м насчитывается 200 ТД (см. выше), то это значит, что ТД в среднем следуют друг за другом через каждые полметра. Подсчеты, произведенные для одного из разрезов кампанских и маастрихтских отложений Мангышлака, показали, что при продолжительности кампанского и маастрихтского веков в 18 млн. лет ТД следуют в среднем через 27000 лет; если же продолжительность кампана и маастрихта принять в 13 млн. лет, то тогда повторяемость ТД — 18 600 лет (продолжительность веков по различным шкалам см. в таблице 3).

Полученные оценки весьма приближенны по трем причинам. Во-первых, подсчет числа ТД произведен ориентировочно; во-вторых, не учтены должным образом изменения мощностей в связи с перерывами; в-третьих, продолжительность веков по разным шкалам, как это видно, весьма различна. Несмотря на свою приближенность тем не менее эти оценки дают представление о масштабе явления: образования типа "твердого дна" в разрезах кампана и маастрихта повторяются через несколько десятков тысяч лет.

Подобная периодичность природы может быть климатической — отражать фазы потепления и похолодания. И вполне возможно, что с "климатическими колебаниями" связано формирование ТД. Кроме того, "климатическими колебаниями" такой периодичности можно объяснить полосчатое строение "черных глин" океанов (см. раздел II).

Но эвстатический вариант объяснения нам представляется предпочтительней (в частности, потому, что он включает действие и температурного фактора). В таком случае в эпиконтинентальных карбонатных разрезах ЕПО можно регистрировать дробные колебания уровня Мирового океана с амплитудой во времени всего лишь несколько десятков тысяч лет. Полученные нами оценки повторяемости во времени ТД укладываются в предложенные К. Кенделом и В. Шлагером [228] пределы возможных дробных эвстатических колебаний уровня Мирового океана от 10 000 до 100 000 лет.

Вот несколько аспектов значения изучения синседиментационных перерывов типа ТД.

Первый — стратиграфический. На основании результатов их изучения можно объяснить, во-первых, каким образом изменяются мощности карбонатных отложений и, во-вторых, можно подойти к оценке стратиграфической полноты карбонатных толщ. Мощности как будто бы полных разрезов мела, известняков и мергелей часто сильно меняются на небольшом расстоянии [69, рис. 39]. Для объяснения этого феномена, следовательно, не всегда следует привлекать различия в структурном положении разрезов. Различия в мощностях прежде всего связаны с присущими карбонатным толщам скрытым перерывам и перерывам типа ТД. Так как по-

добных очень коротких перерывов в карбонатных отложениях может быть много, то в сумме результируется существенное сокращение мощности. Естественно, что при этом сокращается и стратиграфическая полнота разрезов. Какие именно отрезки стратиграфической последовательности при этом выпадают, можно оценить только оперируя весьма дробными микропалеонтологическими разбивками. Третье стратиграфическое значение ТД: широкое пространственное распространение позволяет использовать их в качестве реперных горизонтов при сопоставлении удаленных разрезов.

Второй аспект изучения перерывов, возникающих в процессе осадкообразования, палеогеографический. Все имеющиеся признаки ТД свидетельствуют об их формировании в подводных условиях на глубинах порядка 50—100 м. Остановки или замедления осадко-накопления, приводившие к возникновению ТД, были связаны с динамикой бассейнов: ненакопление (*nondeposition* англоязычных авторов), смыв (а не размыв) осадка, наконец, собственно размыв уже в различной степени консолидированного осадка. Привлекать к объяснению как микроперерывов, так и ритмичного чередования различных литологических разностей карбонатных пород "пульсирующие колебательные движения" далеко не всегда нужно.

Наконец, третий очень важный аспект изучения ТД. Так как они возникают при остановках или замедлении приноса очередных порций осадка, то экспонированные какое-то время на дне осадки будущего ТД могут аккумулировать некоторые элементы (в частности, фосфор). Кроме того, как и со всякой поверхностью раздела, с поверхностями ТД уже в породе могут быть связаны различные вторичные процессы.

Условия стагнации. В разделе II "Океаны в поздне меловую эпоху" отмечалось, что возникновение застойных условий в эпиконтинентальных бассейнах нельзя рассматривать в отрыве от условий стагнации, проявившихся в океанах. Поэтому там кратко были рассмотрены эти условия как для океанов, так и для эпиконтинентальных морей позднего мела. Здесь, в данном параграфе, приводятся дополнительные материалы по проявлениям стагнации в ЕПО. Пока мы располагаем материалами по признакам стагнации только в разрезах карбонатных отложений.

Отчетливую стратиграфическую приуроченность имеют признаки стагнации на рубеже сеноман/турон. Они обнаружены как на крайнем западе ЕПО: "Black band" Англии [97, 216] и "черные сланцы" о. Гельгоlanda, ФРГ [288], так и на востоке области: ананурский горизонт Кавказа и черные известняки Западного Копетдага [67]. Помимо этих крайних регионов, "черные прослой" рубежа сеноман/турон известны и в промежуточных районах ЕПО: на севере ФРГ и в Крыму. Описанные Ю.М. Бутковским [14] прослой "горючих сланцев" из песчано-глинистых отложений верхней части сеномана Западного Прикаспия также относятся к этому стратиграфическому интервалу.

Если учесть данные сводки Г. Дженкинса [219], дополнить их новыми сведениями о широком развитии "черных глин" в нижнем

туроне северо-запада Африки [164, 269] и присоединить имеющуюся информацию по океанам, то окажется, что довольно узкий интервал рубежа сеноман/турон был благоприятным временем для возникновения застойных явлений в самых различных акваториях. По-видимому, основным фактором в развитии придонной кислородной недостаточности были условия широкой трансгрессии (см. раздел II).

Значительно менее четкой пока представляется стратиграфическая приуроченность признаков стагнации в остальной толще (верхний турон и выше) верхнего мела ЕПО. Кроме "черных сапропелевых прослоев" нижнего конька севера ФРГ [200], проявления недостаточной аэрации придонных вод (дополненные предполагаемым сероводородным заражением в соответствии с моделью современного Черного моря), начиная с Е.В. Милановского [56], отмечает ряд авторов [76 и др.]. Признаки дефицита кислорода прослеживаются в разных регионах Восточно-Европейской платформы и ее обрамления на различных стратиграфических уровнях.

Пирит давно известен как показатель придонных анаэробных или частично анаэробных условий с дефицитом кислорода и избытком H_2S ; эти условия возникают в результате биогеохимического процесса, развитие которого возможно при обилии на дне первичного органического материала; в открытых участках морей такой материал планктоногенного происхождения.

В верхнемеловых отложениях ЕПО встречаются различные формы пиритизации, недавно описанные В. Сиессером [296]. Так, например, в мелоподобных мергелях нижней части верхнего кампана Восточного Прикаспия местами развита пачка (5—10 м) серых мергелей с рассеянными мелкими кристаллами пирита, иногда образующими гнезда; поверхность ядер моллюсков покрыта пленкой, состоящей из мельчайших кристалликов пирита; пирит также заполняет раковины фораминифер.

Очень чувствительными индикаторами застоя являются организмы. При развитии дефицита кислорода в придонной зоне резко сокращается разнообразие макробентоса вплоть до его полного исчезновения; при частичном сокращении концентрации O_2 сохраняются лишь животные, устойчивые к недостатку кислорода (в позднемерловых морях такими животными, в частности, были иноцерамы). В упоминавшейся выше пачке пиритизированных мергелей верхнего кампана довольно часты полностью пиритизированные остатки начальных камер раковин аммонитов ("эмбрионы"). Точно такое же явление пиритизации остатков раковин аммонитов юношеских стадий развития характерно для тех участков карбонатного разреза сеномана Крыма, которые, вероятно, формировались в условиях некоторой стагнации; предположено, что аммониты очень короткое время, соответствующее юношеским стадиям, вели пелагический образ жизни, затем стремились перейти к нектобентосному, но попадая в придонную зону недостатка кислорода, погибали [67].

Так как подавляющая часть эпиконтинентальных карбонатов планктоногенного происхождения, то и феномен стагнации в ос-

новном также связан с верхними горизонтами пелагиали. Зависимость здесь весьма определенная — чем выше биопродуктивность верхней пелагиали (по М. Блейку [138], максимальные массы кокколитов продуцируются в верхних 55 м толщи воды, а наибольшая продуктивность фораминифер охватывает толщу воды до глубины 185 м; см. рис. 8), тем больше органического материала поступает на дно, тем более вероятно развитие придонной кислородной недостаточности.

Следовательно, первопричина развития стагнации на дне бассейна — высокая продуктивность планктона и нанопланктона в данном регионе и в данный отрезок времени. Таким образом, объяснение стагнации нужно начинать с выяснения действия факторов, регулирующих биопродуктивность верхней пелагиали. Прежде всего, как уже отмечалось ранее, продуктивность морской биоты резко возрастает при расширении акватории мелководных эпиконтинентальных морей, т.е. во время крупных трансгрессий. Среди остальных факторов, как нам представляется, ведущая роль принадлежит климатическим колебаниям и контролируемым в значительной степени ими процессам (эволюции водных масс, изменению в поступлении питательных веществ, изменению направления и силы течений и т.д.). Однако слишком переоценивать их не следует. Так, Э. Кемпер и В. Вейс [227] появление "черных прослоев" на рубеже сеноман/турон, как и аналогичных образований в верхнем апте—нижнем альбе ФРГ, объясняют холодными климатическими фазами, когда возникали холодные "береговые апвеллинги". Но нужно доказать (для границы сеноман/турон) существование как холодной фазы, так и апвеллинга.

Нельзя забывать и о действии региональных и локальных факторов. К числу последних, играющих значительную роль в возникновении местных обстановок стагнации, несомненно, должен быть отнесен рельеф дна бассейна. В частности, Г. Эрнст и его коллеги [169, 170] считают, что "черные прослои" рубежа сеноман/турон севера ФРГ накапливались в застойных условиях, периодически возникавших во впадинах дна моря; изменение рельефа дна они связывают с развитием соляных куполов региона.

Под "климатическими колебаниями" здесь понимаются колебания (как глобального, так и регионального масштаба) некоторых климатических параметров (температуры воды в первую очередь) с амплитудой в тысячи и десятки тысяч лет, проходившие на фоне продолжительно (миллионы лет) равномерного климата. (См. предыдущий параграф).

В результате действия многих причин на протяжении поздне-меловой эпохи в морях ЕПО местами развивались условия придонного застоя.

Наиболее благоприятным интервалом эпохи для возникновения на всем пространстве ЕПО условий стагнации был рубеж сеноман/турон. Стагнация захватывала локально лишь отдельные участки дна, была "скользящей" от места к месту. Плотностная стратификация толщи воды, если и развивалась, то лишь местами и не

была резко выраженной. Так что собственно эвксинного типа бассейнов не было. Полностью анаэробные условия, приводившие к образованию высоких концентраций $C_{орг}$, возникали местами и редко. Поэтому вслед за П. Чепеком и Э. Кемпером [153] преобладающие в ЕПО обстановки застоя нельзя отнести к типу аноксии (полностью анаэробные), более правильно классифицировать их как условия кеноксии (частично анаэробные).

"Глинистые прослои" и растворение карбонатов. В карбонатной толще верхнего мела востока ЕПО распространены прослои, которые условно и обобщенно названы здесь "глинистыми".

Они принадлежат двум генетическим типам.

Первый генетический тип составляют либо одиночные очень тонкие прослойки, либо зоны сгущения (шириной несколько сантиметров) тончайших прослоечков глинистого материала. Одиночные тонкие прослои соответствуют налетам (Bestege), а зоны сгущения — глинистым шлировым прослоям (Tonschlierenlagen), по классификации Г. Эрнста [167].

Природа и тех и других, по-видимому, такая же, как и глинистых примазок, облегающих стилолитовые швы: они являются продуктом растворения $CaCO_3$ под давлением уже в породе, много позже собственно осадконакопления.

Второй тип "глинистых прослоев", довольно обычных в разрезах белого чистого мела и мелоподобных мергелей Мангышлака, — совсем иного генезиса: они формировались в процессе осадконакопления. Обычно это глинистые мергели, или слабокарбонатные глинистые мергели, или слабокарбонатные глины зеленовато-серого или коричневого цвета в свежем состоянии и светло-зеленовато-серые на выветрелых поверхностях; иногда прослои сильно ожелезнены, и тогда они приобретают красноватый оттенок. Мощность прослоев 1—4 см. Часто прослои распадаются на несколько более мелких, сконцентрированных в полосе шириной несколько сантиметров; но в целом это всегда один прослой, резко отличающийся от вмещающего его мела. Ниже и выше каждого прослоя, как правило, наблюдаются "переходные зоны" шириной 1—2 см, представляющие собой мел с тончайшими волосовидными глинистыми прослоечками. В отдельных интервалах мела Мангышлака "глинистые прослои" довольно часты. Так, в кампанском мелу разреза Емды-Курган в интервале 7 метров насчитывается пять глинистых прослоев, в 3,5-метровой пачке терминального маастрихтского мела разреза Кызылсай — четыре и т.д.

Весьма интересны микропалеонтологические данные, полученные Л.Ф. Копаевич, специально изучавшей участки мангышлакских разрезов, заключающие "глинистые прослои". Оказалось, что при приближении к "глинистому прослою" снизу резко возрастает количество планктона — фораминифер и кальцисферулид. Пики количественных максимумов планктона располагаются непосредственно ниже прослоев, в целом совпадая с нижней "переходной зоной" (рис 11). В самом же "глинистом прослое" количество планктона либо резко сокращается, либо он совсем исчезает. Это явление,

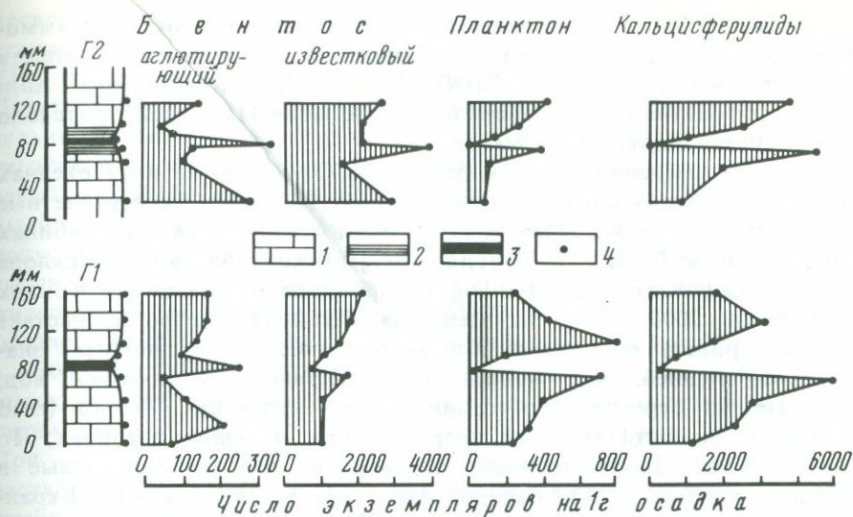


Рис. 11. Количественное распределение фораминифер и кальцисферулид в "глинистых прослоях" Г1 и Г2 в кампане разреза Емды-Курган (Мангышлак)

1 — мел; 2 — прослоечки глинистого материала; 3 — "глины"; 4 — места отбора проб

несомненно, связано с растворением раковин еще на дне моря, ибо, во-первых, в тех случаях, когда раковины планктонных фораминифер сохраняются, они несут весьма отчетливые признаки растворения; во-вторых, присутствующие в прослоях раковины известковых бентосных фораминифер (наиболее многочисленных в условиях эпиконтинентальных бассейнов) также в значительной степени затронуты растворением (признаки растворения наблюдаются у 50—70%, иногда 90% раковин бентоса; по-видимому, наиболее хрупкие из них могли быть растворены полностью, как и планктон; поэтому число раковин известкового бентоса в "глинистых прослоях" также несколько сокращается); в-третьих, число раковин агглютинирующих фораминифер — наиболее устойчивых к растворению — в "глинистых прослоях" возрастает (см. рис. 11). В целом наблюдается давно и хорошо известная последовательность растворения фораминифер: первыми начинают растворяться хрупкие тонкостенные раковины планктонных форм, затем растворением охватываются более толстостенные раковины известкового бентоса, наконец, в последнюю очередь — раковины агглютинирующего бентоса.

Выше "глинистого прослоя" восстанавливается обычное для мела содержание фораминифер.

Наблюдаемое явление имеет большое значение для интерпретации физико-географических условий накопления карбонатных отложений эпиконтинентального верхнего мела. Конечно, о КГНК в мелководных бассейнах говорить не приходится (см. раздел "Океаны в поздне меловую эпоху"). Феномен растворения карбонатов в эпиконтинентальных морях в общем давно известен. Некоторые сведения по этому вопросу можно найти в монографии Г.Н. Буда-

шинского [15, с. 201—208]. Отсутствие арагонитовых раковин аммонитов и гастропод в меловых толщах — одно из доказательств избирательного растворения CaCO_3 . По Р. Джеффрису [215] и Д. Хадзону [210], растворение арагонита на дне меловых морей протекало на глубинах порядка 150—280 м.

Имеются сведения о растворении CaCO_3 в современных океанах на глубинах значительно меньших КГНК. В море Росса скелетные карбонатные остатки планктона исчезают из осадка на глубинах порядка 500 м [230]. По Й. Тиде [312] на континентальном склоне Португалии раковины фораминифер хорошо сохраняются на глубинах от 1000 до 2000 м, но на меньших глубинах быстро возрастает фрагментарность раковин и общая сохранность их становится значительно худшей, что объясняется действием арктических вод, достигающих берегов Португалии, и деятельностью илоедов (mud feeders), активность которых возрастает на меньших глубинах. По мнению Тиде, закономерности растворения CaCO_3 , полученные в открытом океане, нельзя распространять на континентальные окраины, где действуют иные факторы, регулирующие сохранность карбонатных раковин.

Но вернемся к "глинистым прослоям" Мангышлака. Как мы полагаем, при их формировании на дне действовал механизм растворения CaCO_3 , предложенный 80 лет тому назад Г.А. Надсоном [60]. На основе результатов изучения донных черных илов некоторых озер Украины, дополненных экспериментальными данными, он пришел к выводу о том, что содержащийся в илах карбонат кальция растворяется угольной кислотой, образующейся в осадке в процессе его биогеохимической переработки.

Х. Эрнст [171, 172] изучал прослой, совершенно аналогичные мангышлакским, в меловых толщах (коньяк, сантон, маастрихт) севера ФРГ. Литологически это глинистые мергели с содержанием CaCO_3 порядка 62%; для мергелей характерна несколько большая, чем в обычном писчем меле, концентрация грубой фракции (0,1—1 мм). Характер изменения количественного содержания раковин фораминифер и их сохранность в целом такие же, как и на Мангышлаке; отмечается почти полное исчезновение кокколитов — главного компонента писчего мела. Как и Г.А. Надсон, растворение CaCO_3 Х. Эрнст объясняет действием CO_2 . Развивая некоторые идеи Д. Хадзона, он реконструирует следующее течение процесса: во время формирования прослоев резко возросла биопродуктивность (что связано с действием апвеллинга, доставлявшего питательные вещества); в результате на дне накапливались значительные количества органического вещества (многократно большие, чем при накоплении нормального мела); при окислении избыточного органического вещества образовывалась углекислота, что резко повышало растворимость CaCO_3 . Предлагаемый ход процесса представляется весьма реальным. Однако повышение биопродуктивности не обязательно нужно связывать с апвеллингом.

Можно предположить периодическое весьма существенное (сравнительно с обычным при накоплении карбонатных илов, затем

превратившихся в мел и другие мелоподобные разности) возрастание продуктивности, охватывавшее либо всю акваторию морей ЕПО, либо отдельные их регионы (последнее более вероятно). Действовали различные факторы увеличения концентрации питательных компонентов и, следовательно, повышения продуктивности пелагиали: климатические флуктуации, изменение циркуляции течений, смещение в пространстве водных масс и т.п. Такие периоды были достаточно длительными. Выше отмечалось, что возможно допустить колебания климатических условий с амплитудой в несколько тысяч или десятков тысяч лет. Х. Эрнст [172] оценивает продолжительность накопления прослоя M100 в маастрихте севера ФРГ мощностью 2 см (что соответствует слою мела мощностью 25 см) в 1800 лет. Х. Эрнст отмечает, что предполагаемая цифра явно занижена, так как она основывалась на подсчете темпа седиментации пического мела 15 см/1000 лет Э. Хаканссона и др. [190]. При их подсчете не учитывались скрытые перерывы и эффект растворения карбонатов под давлением. Более реально значение темпа накопления мела в 20—25 см/1000 лет [144].

Следовательно, периоды климатических флуктуаций и изменения других параметров физико-географических условий отдельных регионов ЕПО порядка нескольких тысяч лет были вполне возможными.

Добавим, что нижний количественный максимум, по-видимому, фиксирует начало усиления биопродуктивности; ее же максимум приходится на время формирования "глинистого прослоя". Так что в целом период развития повышенной продуктивности был более продолжительным, чем время формирования собственно "глинистого прослоя".

Нет надобности привлекать для объяснения условий возникновения "глинистых прослоев" резкого углубления бассейна, как это часто делается. Глубина бассейна не изменялась. "Глинистые прослои" описываемого типа отражают нарушение нормального хода накопления карбонатных илов, замедление общего процесса осадконакопления. Тем самым они сокращают мощности карбонатной толщи в целом. Таков же общий эффект воздействия ТД на мощности карбонатных отложений, но в этом случае осадконакопление не замедляется, а прерывается или даже происходит частичное удаление уже накопленного материала — возникают пропуски в последовательности слоев.

Таким образом, повышение биопродуктивности пелагиали морей ЕПО приводило в одних случаях к развитию стагнации вод и формированию горизонтов несколько обогащенных $C_{орг}$, а в других — к растворению карбонатного осадка и образованию "глинистых прослоев".

В эпиконтинентальных разрезах верхнего мела, кроме "глинистых прослоев", возникавших в результате растворения карбонатов в процессе диагенеза и образовавшихся при растворении известковых осадков на дне моря, имеются "глинистые прослои" третьего типа. Общим для них является в той или иной степени выраженная связь с вулканизмом. От 450 до 500 горизонтов бен-

тонитов и пеллов насчитывается в верхнемеловых отложениях Западного Внутреннего бассейна Северной Америки [222]. Бентонитовые прослои давно известны из верхнего мела Крыма. Они описаны из верхнего мела Восточно-Европейской платформы [43, 99]. По Х. Эрнсту [172], хотя изученные им прослои и содержат вулканогенный материал, он происходит из толщи самого мела, ибо нет существенной разницы в составе глинистых минералов мела и прослоев, поэтому "туффитовые прослои" И. Валетон [322] не могут быть использованы как тифхронологические реперы даже на коротких расстояниях.

"Мергельные прослои", "мергельные туффитовые прослои" верхнего мела окрестностей Лагердорфа (50 км к северо-востоку от Гамбурга, ФРГ) детально изучались Г. Эрнстом [167]. Признавая, что возникновение части этих прослоев связано с растворением CaCO_3 (как это показано Х. Эрнстом), тем не менее отмечается присутствие в них туффитового материала и подчеркивается, что некоторые прослои прослеживаются на протяжении до 60 км [170, 173].

"Глинистый прослой" на контакте маастрихт/даний. Несколько лет тому назад в непрерывном разрезе маастрихт/даний Губбио (Северная Италия) было установлено повышенное содержание иридия, а также других элементов-сидерофилов и платиноидов [115]. Аналогичная аномалия затем была обнаружена на том же стратиграфическом уровне в Дании [183, 236] на юго-востоке Испании [301] и в северо-западной части Тихого океана [236]. Во всех случаях высокие содержания платиноидов приурочены к относительно маломощному "глинистому прослою", который присутствует в большинстве непрерывных или почти непрерывных разрезов этого интервала. В основании или внутри этого "глинистого прослоя" происходит резкая смена меловых комплексов планктонных фораминифер и известкового нанопланктона кайнозойскими.

Поскольку земные породы очень сильно обеднены иридием и осмием по сравнению с их космической распространенностью было высказано предположение, что аномальные содержания этих элементов вызваны присутствием в пограничном глинистом горизонте значительного количества космического вещества, источником которого было падение на Землю крупного метеорита, астероида или кометы диаметром порядка 5—15 км. В свою очередь, тепловой, ударный и токсический эффекты, а также катастрофическое понижение прозрачности атмосферы в результате распыления в ней возникших при ударе пылеватых частиц вызвали катастрофическую гибель организмов, прежде всего фито- и зоопланктона, за которой последовало вымирание многих других групп животных и растений. Таким образом, в качестве возможной причины "великого мезозойского вымирания" на рубеже маастрихтского и датского веков было выдвинуто столкновение Земли с крупным космическим телом.

Одной из геологических особенностей рубежа между маастрихтом и данием является приуроченность к нему стратиграфического hiatus-

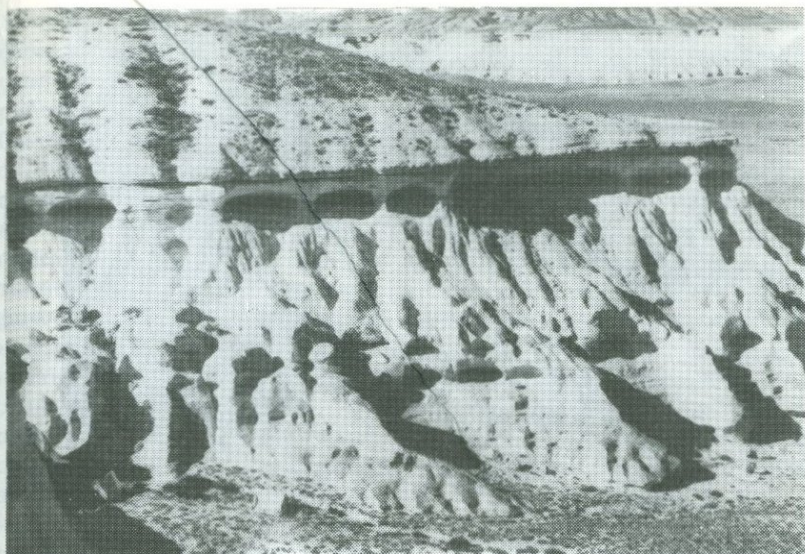


Рис. 12. Участок обнажения отложений маастрихта и дания, разрез Кызылсай (Мангышлак)
Внизу — маастрихтский мел, вверху — известняки дания.

са. Непрерывные разрезы очень редки: известные в мире разрезы почти буквально могут быть перечислены по пальцам.

Поэтому большой интерес представляет открытие непрерывного перехода маастрихт/даний на Мангышлаке (рис. 12, 13). И не просто непрерывного перехода, но и с "глинистым прослоем" на контакте маастрихт/даний [68]. В мангышлакских обнажениях прослой может быть ординарным (табл. IV, 1) или распадающимся на несколько прослоечков.

Было произведено определение содержания Iг в ординарном прослое овр. Кызылсай. Прослой мощностью 2—3 см представляет собой мергель или глинистый известняк (75—85% CaCO_3) светло-серого цвета с мелкими зернами глауконита, угловатыми зернами кварца и реже плагиоклаза, микроконкрециями пирита, многочисленным мелким детритом костных остатков рыб и чешуей. Концентрации Iг в прослое составляют 1,3—6,5 нг/г¹. В среднем земном веществе содержится 0,025 нг/г Iг. В разрезе Губбио, где впервые были обнаружены аномально высокие концентрации иридия, его содержание порядка 9 нг/г.

Одновременно с изучением мангышлакского материала были проанализированы пробы с контакта маастрихт/даний некоторых разрезов Дании. Высокие содержания Iг были установлены в "рыбных глинах" стратотипа датского яруса Стевнс Клинт (о. Зеландия) — 21—58 нг/г [61], что хорошо совпало с более ранними опре-

¹ нг/г — нанограмм/грамм, т.е. одна миллиардная часть или $10^{-7}\%$. Анализы выполнены в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР им. В.И. Вернадского, а их результаты опубликованы [61].

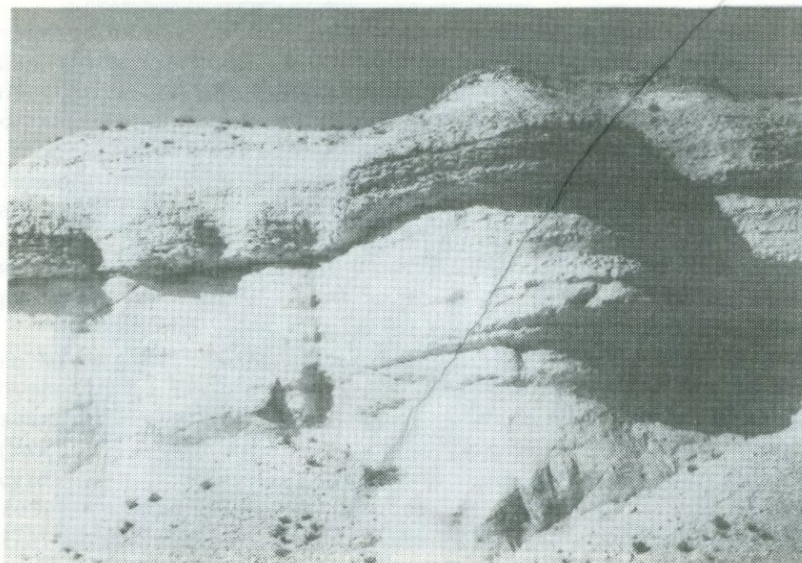


Рис. 13. Контакт маастрихт/даний, разрез Кызылсай (Мангышлак)

Терминальный маастрихт представлен мелом с многочисленными ГД (в стенке обнажения выступают "узлами"); в основании дания — органично-детритовые известняки, также с горизонтами ГД. На контакте — "глинистый прослой" (см. табл. IV.1).

делениями [183, 236]. В двух пунктах Северной Ютландии (Нью Клев и карьер "Дания"), где отложения переходного интервала более глубоководные из пограничного горизонта маастрихт/даний определены значительно менее высокие концентрации иридия (1,1—1,7 нг/г).

Наблюдаемые в пограничном глинистом горизонте различных регионов мира аномалии иридия, по убеждению многих авторов [113—117, 183, 207—209, 232, 236, 301 и ряд других], слишком высоки, чтобы их можно было объяснить наличием известных типов земного вещества. Только ультраосновные породы и руды медно-никелевых месторождений могут содержать значительные количества этого элемента. Однако присутствие в изученных отложениях подобного вещества очень сомнительно, так как предполагает их обогащение хромом или медью, чего не наблюдается. Кроме того возникновение повышенных содержаний иридия за счет редких типов земного вещества не совместимо с глобальным характером аномалии. По этим причинам допускается, что более вероятной формой присутствия Ir в отложениях на границе маастрихта и дания является космическая компонента.

Предполагается, что аномальные концентрации Ir на границе маастрихт/даний не связаны с перераспределением средних земных и космических фоновых содержаний элемента как при осадконакоплении, так и в процессе диагенеза; что повышенные концентрации Ir наиболее правдоподобно можно объяснить приносом его крупным космическим телом (или несколькими телами); что

столкновение космического тела (тел) с Землей имело катастрофические последствия, пагубным образом воздействовавшие на органический мир планеты. По К. Сю [207, 208], вымирание на рубеже маастрихт/даний известкового планктона и нанопланктона было следствием отравления цианидами, выделенными кометой при ее столкновении с Землей (причем одновременно катастрофически поднялась КГНК), а крупные наземные организмы погибли прежде всего в результате резкого нагрева атмосферы. Так как следы падения космического тела на континентах не обнаружены, высказывается предположение, что оно упало в океан [207]. Катастрофическое сокращение фитопланктонной биомассы океанов было основной причиной повышения уровня КГНК; уменьшение биопродуктивности океанов привело к возрастанию CO_2 атмосферы и, как следствие, — к развитию "парникового эффекта"; стресс в океанах, приведший к гибели более 90% известкового планктона, продолжался около 50 000 лет; динозавры, если они не погибли непосредственно в момент удара космического тела, вымерли в течение нескольких десятков тысяч лет вследствие резкого повышения температуры [209].

Ряд возражений высказывается против подобного или близкого к нему сценария развития событий на рубеже маастрихт/даний. Прежде всего сомнения возникают относительно происхождения крупных концентраций иридия [231, 257, 338]. Д. Кент [231] предполагает, что высокие концентрации Ir в морских осадках связаны с действием донных течений. Такие концентрации возникали локально (в частности, в Губбио) в результате перераспределения течениями фонового содержания Ir (в современных морских осадках он накапливается в результате приноса метеоритной пыли и среднее его содержание там порядка 0,3 нг/г). Ф. Вецель и его соавторы [338] оспаривают непрерывность разреза Губбио, а самое главное, по их данным, повышенные концентрации Ir содержатся в этом и некоторых других разрезах как ниже, так и выше контакта маастрихт/даний.

Скептически относится к предлагаемым "современными катастрофистами" интерпретациям событий в конце мезозоя—начале кайнозоя на основе предполагаемого внезапного обогащения глинистого горизонта космическим иридием Э. Хэллем [104]. По его мнению, обогащенные иридием глинистые горизонты могли просто формироваться в интервалы сильного снижения темпа осадконакопления, в результате чего концентрации микрометеоритного Ir в осадках, естественно, повышались. Самым важным его возражением (к которому можно присоединиться) является указание на недостаток фактических данных о распределении Ir в различных интервалах осадочных толщ. Однако оспаривается точность аналитических данных Ф. Вецеля и его коллег, которые всегда смещены в сторону завышения концентраций Ir [113, 116].

В приложении к мангышлакским разрезам для получения обоснованных заключений по иридию нужно располагать данными о его содержании не только в одном ординарном "глинистом прослое",

но и в прослоечках сложного "глинистого прослоя" контакта маастрихт/даний, а также в прослоях, описанных в предыдущем параграфе.

Во всяком случае, если иметь в виду, что "глинистые прослои" отражают замедление осадконакопления, то длительный процесс поглощения ими иридия метеоритного происхождения достаточно реален. Конечно, никоим образом не исключается поступления больших доз этого элемента при падении крупного космического тела (или тел).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Глубины и площади. Эпиконтинентальные бассейны ЕПО, занимавшие огромные пространства запада Евразии, составляли лишь часть системы позднемиоценовых эпиконтинентальных морей, общая площадь которых, по подсчетам Д.П. Найдина [63], составляла 55 млн. км², а по О.К. Леонтьеву и др. [51] — 65 млн. км². Эти, несомненно, мелководные бассейны находились под контролем трансгрессий и регрессий как эвстатической, так и эпейрогенической природы.

Одна из интереснейших задач, возникающих при изучении трансгрессий и регрессий, состоит в выявлении их отражения в палеогеографии.

Нет необходимости доказывать, что чередование трансгрессий и регрессий прежде всего отражается в изменениях площади палеоакватории мелководных морей, что наиболее четко регистрируется колебаниями береговой линии с ее специфическими фациями. Следовательно, масштаб трансгрессий и регрессий можно оценивать площадями максимального и минимального распространения морских отложений. Так обычно и делается. Однако существенным недостатком таких оценок является неполнота геологической летописи в результате размыва части накопленных отложений и исчезновения их из стратиграфической последовательности данного региона. При этом, очевидно, наиболее подвержены разрушению более высокие горизонты последовательности по сравнению с нижними. В случае Восточно-Европейской платформы кампанские и маастрихтские отложения "страдают" больше сравнительно с сеноманскими и туронскими.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что перед каждой очередной трансгрессией уничтожается часть ранее накопленных отложений и в первую очередь формировавшихся в регрессивные фазы. Именно поэтому отложения регрессивных фаз распространены реже трансгрессивных.

Но трансгрессии и регрессии отражались также и на глубине бассейна. Обычно признаки углубления бассейна связывают с трансгрессиями, а обмеление — с регрессиями. Для участков, удаленных от береговой линии с резким преобладанием планктоногенных карбонатных осадков, мерилем трансгрессий и регрессий могут быть результаты реконструкции глубин палеобассейна. При этом общее представление о трансгрессиях и регрессиях не будет зависеть от степени сохранности отложений на площади.

Очевидно, наиболее полная картина развития трансгрессий и регрессий может быть нарисована с одновременным привлечением материалов как по площадям, так и по глубинам.

Однако соотношение между двумя парами понятий: углубление/обмеление и трансгрессия/регрессия не является простым. Сложность заключается в выяснении соотношения фаз углубления и обмеления с фазами расширения и сокращения палеоакваторий. Так, обмеление может быть связано не с уходом моря вследствие действия эвстазии или эпейрогении, а с засыпанием его осадками [252, Fig. 10].

Для удаленных от берегов участков палеоморей, конечно, важнейшим показателем их уровня являются глубины. Для позднемеловых морей Восточно-Европейской платформы глубины не превышали 50—200 м [70, с. 31]. На Мангышлаке во время накопления карбонатных осадков (толщи III—VI) глубины временами были еще меньшими, достигая условий фиталя. Это были, так сказать, сверхмелководные бассейны [69].

Таким образом, дальнейшие успехи в изучении трансгрессий и регрессий на материалах эпиконтинентальных морей с карбонатной седиментацией зависят от умения определять их глубины. Задача эта достаточно сложная. Ведь речь идет о дробном разделении интервала глубин примерно в 200 м, обычно рассматриваемого обобщено как "шельфовые" глубины, как мелководные. Интересные попытки градации глубин сверхмелководных бассейнов принадлежат А. Либау [239].

Вряде регионов мира зарегистрировано резкое увеличение отношения планктон/бентос в середине сеномана — так называемый "средне-сеноманский перелом" ("mid-Cenomanian nonsequence") — отражающий, вероятно, глобальную тенденцию углубления [67, 152].

Эта тенденция довольно четко прослеживается в некоторых регионах СССР (включая юго-запад Восточно-Европейской платформы), для которых в раннем туроне намечаются наибольшие глубины, а затем в последующие века позднего мела — некоторое их уменьшение [70, рис. 1, 2, 4, 5; 252, Fig. 2, 3, 6, 7].

Для большей части Восточно-Европейской платформы по литологическим и палеонтологическим данным наибольшие глубины можно предположить для позднего кампана—раннего маастрихта, тогда как наиболее широко распространены отложения сеномана—нижнего сантона (рис. 6Б).

Возможны два объяснения этого феномена. Первое, связанное с действием первичных причин: площади сеномана—нижнего сантона большие вследствие более интенсивного засыпания морей осадками без сокращения их акваторий. Второе, так сказать, вторичное: более древние отложения (несмотря на выпадение во многих местах пограничного интервала сеноман—турон) лучше сохранились сравнительно с более молодыми.

Соленость. Бассейны ЕПО в целом характеризовались нормальной соленостью, но временами у берегов развивалось опреснение [34, 35, 72, 76]. По-видимому, условия некоторого опреснения устанавливались и в северных, связанных с полярными регионами участками

моря, что согласуется с замеченным для мезозоя закономерным опреснением полярных вод [71]. Возможно, временами на юге ЕПО соленость могла несколько возрастать (сравнительно с нормальной), вследствие испарения с обширных поверхностей мелководья. Однако пока мы не располагаем убедительными палеонтологическими и литологическими данными того, что такой процесс действительно протекал.

Газовый режим бассейнов также в основном был нормальным. Но иногда и местами развивался некоторый дефицит кислорода. Развитие условий кислородной недостаточности на дне в основном подчинялось действию локальных и региональных факторов (рельеф дна, циркуляция водной толщи, пульсационный режим биопродуктивности пелагиали и т.д.). Эти факторы более активно действовали во время трансгрессий.

Есть еще один фактор: донные организмы. На содержание кислорода организмы действуют в двух направлениях: с одной стороны, они (главным образом Metazoa) потребляют кислород и, следовательно, снижают его концентрации на дне, а с другой — осуществляя биотурбацию донных осадков, они резко усиливают их аэрацию и, следовательно, препятствуют развитию стагнации. Metazoa в современных морях живут при концентрациях O_2 не ниже 1 мл/л; при содержании O_2 от 0,7 до 0,3 мл/л количество их резко сокращается; при концентрации ниже 0,1 мл/л остаются лишь бактерии; собственно стагнация возникает при содержании O_2 меньше 0,5 мл/л [161]. Интенсивное развитие биотурбации (см. ниже) в карбонатных осадках, несомненно, препятствовало широкому распространению стагнации в бассейнах ЕПО.

Течения в пределах поздне меловых морей ЕПО пока намечаются лишь в самых общих чертах главным образом по распространению фауны и в меньшей степени по литологическим признакам [62, 101]. Конкретные реконструкции направлений течений для карбонатных бассейнов ЕПО отсутствуют. Это объясняется в первую очередь тем, что в карбонатных толщах еще не выявлены надежные индикаторы течений. Попытки реконструкций течений по ориентировке ростров белемнитов имеют лишь локальное значение.

Несомненно, существовали течения, приходившие с севера. В пространстве и во времени они, по-видимому, неоднократно смещались. С юго-востока в моря ЕПО вторгалось теплое течение, предположенное еще А.Д. Архангельским [4]. Наконец, на западе ЕПО уже давно рядом авторов был намечен поздне меловой Палеогольфстрим [62].

С реконструкцией течений связана проблема выявления водных масс. Так, Р. Рейд [272] по распространению макрофауны на западе ЕПО (Англия, Ирландия) предполагает существование двух водных масс, положение которых изменялось на протяжении поздне меловой эпохи.

Большие перспективы в выделении водных масс имеют результаты специальных микропалеонтологических исследований. В частности, по бентосным и планктонным фораминиферам на востоке ЕПО установ-

лено существование в позднем мелу двух водных масс: северной (Восточный Прикаспий) и южной (Мангышлак) [69].

Течения и водные массы эпиконтинентального моря ЕПО, естественно, составляли лишь часть общей глобальной системы течений и водных масс (см. далее раздел "Эпиконтинентальные моря, океаны, суша").

Температурные условия. Большая часть ЕПО принадлежала в поздне меловую эпоху к климатическому поясу, примерно соответствовавшему температурным условиям современного Атлантического океана у берегов Франции и Португалии [62].

Температуры воды морей ЕПО в позднем мелу пока не могут быть восстановлены с большой полнотой. Очевидно, что в середине позднего мела, когда акватории были наибольшими в связи с развивавшейся трансгрессией, температуры морской воды были большими, чем в раннем мелу. Температуры обитания белемнитов на глубине 100—200 м по изотопам кислорода были порядка 12,5—16,5°С [97]. Температуры поверхностного слоя воды, населенного кокколитофорами, были более высокими.

При установлении соединения с бореальными бассейнами в зонах действия полярных течений в морях ЕПО температуры снижались. Однако в самих бореальных бассейнах поверхностные температуры в позднем мелу были много выше современных. Еще Н.С. Шатский [105] для поверхностных вод у Полярного круга для позднего мела предполагал летние температуры не ниже 15°С.

Различные палеонтологические материалы и данные изотопной палеотермометрии показывают наименьшие температуры в течение позднего мела в раннем маастрихте [97]. В середине маастрихта на фоне развивавшейся регрессии, по-видимому, началось общее "ухудшение" климата, продолжавшееся в начале датского века. На климате поздне меловой эпохи несколько подробнее мы остановимся ниже.

Биопродуктивность. Один из важнейших выводов, основанных на особенностях карбонатных толщ ЕПО, состоит в заключении о весьма высокой биопродуктивности пелагиали. Об этом свидетельствуют большие мощности карбонатных осадков верхнего мела и подсчеты темпа их накопления. Имеющиеся цифры значений темпа очень различны: от 3 см/1000 лет [168] до 150 см/1000 лет [180]. Для чистого белого писчего мела определены следующие цифры: 15 см/1000 лет [190], 20—25 см/1000 лет [144], 50 см/1000 лет [253]. Различия вполне понятны: невысокие значения определены без учета перерывов (прежде всего типа ТД). Нам представляются наиболее вероятными цифры, предлагаемые Р. Бромли и Г. Нестлером.

Строение карбонатных толщ ЕПО говорит не только о высокой биопродуктивности пелагиали, но и о большой плотности донного населения. Подсчеты пока не произведены, но, вероятно, основную часть биомассы бентоса составляли бесскелетные формы, оставившие разнообразные биотурбационные текстуры. По заключению Г. Нестлера [253], очень высокий темп седиментации мела (0,5 мм в год) не был жизненноопасным для бентоса.

Форма карбоната кальция, отношение Ca/Mg.

Еще одна особенность карбонатной толщи ЕПО, имеющая значение для палеогеографических реконструкций: в ее сложении резко преобладает CaCO_3 в форме низкомагнезиального кальцита. Между тем в современных мелководных и тепловодных морях (а этими двумя параметрами, как было показано выше, отличались и позднемеловые бассейны) накапливаются преимущественно метастабильные карбонатные минералы — арагонит и высокомагнезиальный кальцит [96].

Палеогеографически преобладание низкомагнезиального CaCO_3 выражалось в широком развитии кокколитофорид. Низкая магнезиальность CaCO_3 позднего мела, очевидно, отражала общую тенденцию карбонатакопления. А.Б. Ронов [82] отметил, что для карбонатных пород Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ наибольшим значением отношения Ca/Mg отличаются верхнемеловые породы. Ю.В. Тесленко [98] приводит следующие значения отношения Ca/Mg : палеозой — от 3,2 до 8,2; юра — 10,6; нижний мел — 29,0; верхний мел — 106,3; палеоген и неоген — 34,7; четвертичные отложения — 70,4.

Содержание обломочных частиц в карбонатных осадках. Наконец, еще одно свойство верхнемеловых карбонатов, имеющее подчеркнутое палеогеографическое значение: они почти полностью лишены примеси обломочного материала, что говорит о ничтожном приносе обломков, свидетельствует о низменном характере прилегающей суши. Этому заключению нисколько не противоречит локальное развитие обогащенных обломочным материалом фаций ("сурки" и т.п.).

Раздел IV

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ, ОКЕАНЫ, СУША

Не только палеогеография, но и палеобиогеография поздне меловой эпохи в глобальном плане не могут быть успешно восстановлены без достаточно ясного представления о соотношении эпиконтинентальных морей, с одной стороны, с глубоководными бассейнами, а с другой — с огромными пространствами суши.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ И МЕЛКОВОДНЫЕ БАССЕЙНЫ

Выше неоднократно отмечалось, что моря ЕПО соединялись с одними бассейнами на протяжении всей поздне меловой эпохи, тогда как с другими связь устанавливалась лишь временами.

Но что это были за бассейны?

На юге располагалась Средиземноморская палеозоогеографическая область, совпадавшая с геосинклинальным бассейном, который называют океаном Тетис, то морем Тетис. По нашему мнению, в поздне меловую эпоху к ЕПО с юга примыкал бассейн, который нельзя относить к категории океанов. Это было огромное по своей акватории море, для которого были характерны чередование мелководных (с глубинами менее 200 м) и глубоководных участков, архипелаги островов, вулканическая деятельность. Это мнение близко к недавно высказанному Ф.Ахмадом [112] заключению о том, что широко распространенное представление об океане Тетис является мифом. В действительности с конца палеозоя существовало мелководное эпиконтинентальное море Тетис.

На севере моря ЕПО часто соединялись с бассейнами Бореальной палеобиогеографической области. Участки бассейнов, примыкавшие к ЕПО, к категории океанических также нельзя причислить. Эти участки вместе с бассейнами ЕПО входили в систему обширных эпиконтинентальных морей. Возможно, океанские глубины располагались севернее в пределах современной высокой Арктики.

Наконец, на западе моря ЕПО примыкали к уже существовавшему в позднем мелу Атлантическому океану. Именно здесь непосредственно соединялись эпиконтинентальный и океанический бассейны.

Для глобальных палеогеографических реконструкций поздне меловой эпохи, как уже отмечалось, вопросы конкретного сопоставления условий глубоководных (океанических) и мелководных (эпиконтинентальных) бассейнов имеют большое значение.

В предыдущих разделах очень кратко были сопоставлены мелководный пясчий мел и глубоководные известковые илы; растворение

карбонатов в мелководных бассейнах и критическая глубина накопления карбонатов в океанах; "черные прослои" континентов в "черные глины" океанов. Можно назвать много других аспектов сопоставления: фосфориты и кремнистые осадки мелководных и глубоководных бассейнов, темп накопления, мощности, перерывы в мелководных и океанических толщах; органический мир эпиконтинентальных морей и океанов и т.д.

Необходимо разработать принципы и методы палеогеографических реконструкций глубоководных и мелководных морских бассейнов. Сейчас сравнительные палеогеографические реконструкции в известной степени страдают однобокостью: они проводятся, с одной стороны, "сухопутными" геологами и палеонтологами, располагающими лишь отрывочными сведениями об осадках и осадконакоплении, организмах и биогеографии современных океанов и морей, а с другой — морскими геологами, не обладающими необходимыми материалами по строению морских толщ континентов.

Несомненно, что в сопоставлении глубоководных и мелководных обстановок прошлого большая роль принадлежит выявлению роли глобальной системы течений и апвеллингов.

Явление апвеллинга в последние годы широко привлекается для объяснения некоторых событий геологического прошлого (кремне-накопления, образования фосфоритов и т.д.). Однако при этом часто не совсем ясно, что же собой физически представлял предполагаемый апвеллинг. А иногда, по-видимому, и сам автор публикации не очень-то понимает, что такое описываемый им "палеоабверинг" (!?)¹.

Для установления действия палеоапвеллингов нужно располагать хотя бы ориентировочными наметками о климатических условиях их возникновения и пространственном положении, о связи с течениями и батиметрических параметрах бассейнов их развития и т.д. Особый интерес при сопоставлении глубоководных и мелководных бассейнов прошлого имеет выявление площадей, охваченных палеоапвеллингами и глубины поднятия вод. Зоны современных прибрежных апвеллингов относительно узкие, а воды поднимаются всего лишь с глубин порядка 200 м: это, строго говоря, подъем не собственно глубинных вод, а поступление подповерхностных вод к поверхности океана. Но последние в свою очередь "подпитываются" водами больших глубин. Механизм выноса глубинных вод, по существу представляющий аномальное явление на фоне в целом устойчиво стратифицированной толщи океаносферы, еще до конца не познан. А в позднем мелу, когда вертикальный температурный градиент, да и все остальные параметры были иными, как действовал этот механизм?

Очевидно, в прошлом, как и ныне, развивались различные типы апвеллингов. Но, кроме того, они могли и отличаться от современных апвеллингов. Должны быть установлены признаки их действия, запечатленные в разрезах.

¹ Каськов Б. А. Палеоабверинг среднеэоценового морского бассейна Дехканабадской синклинали. — Сб. тр. Ташк. ун-та, 1978, N 551, с. 84—90.

В позднем мелу апвеллинг, вероятно, действовал в полосе соприкосновения Атлантического океана и морей ЕПО [272], а также примерно вдоль современного северо-западного побережья Африки [164].

Сопоставление глубоководных и мелководных бассейнов есть лишь часть более общей проблемы сравнения бассейнов различного типа.

В. Бергер [129] различает два типа океанических бассейнов: эстуариевые, характеризующиеся богатым содержанием питательных веществ, несколько пониженной соленостью, невысоким содержанием O_2 (поэтому они имеют тенденцию к анаэробии), накоплением биогенной SiO_2 , оттоком поверхностных вод и, наоборот, притоком глубинных вод (к ним принадлежит современный Тихий океан) и лагунные, несколько обедненные питательными веществами, хорошо аэрируемые, богатые $CaCO_3$, в которые приносятся поверхностные воды, а глубинные воды выносятся (современный Атлантический океан). Бергер отмечает, что в мезозое огромные количества извести накопились в шельфовых морях; в конце мезозоя в результате интенсификации глубоководной циркуляции изменился тип обмена: от океан/шельф к океан/океан; в кайнозое происходил перенос извести с шельфов в глубоководные зоны океана.

Развивая идеи В. Бергера о типах океанических бассейнов, Ж. Китчелл и Д. Кларк [233] предполагают, что Арктический бассейн в позднем мелу был эстуариевого типа с интенсивным накоплением SiO_2 ; глубинный обмен между ним и Атлантикой отсутствовал, но осуществлялся широкий обмен поверхностными водами между Арктическим бассейном и эпиконтинентальными морями. В результате этого обмена в струях северного течения в морях платформы распространялись и развивались организмы, аккумулировавшие SiO_2 . Обмен поверхностными водами, очевидно, означает и существование южного течения, направлявшегося из ЕПО в Арктический бассейн. На реконструкции мировой системы течений В.Гордона [185] такое течение намечается, но пока никакими конкретными данными его существование не подтверждено.

Взаимодействие вод океана и эпиконтинентального моря, по-видимому, должно было приводить к возникновению в последнем донных течений. О их существовании мы можем пока лишь догадываться. В частности, если на западе ЕПО действовал апвеллинг, то именно он мог породить направленные с запада на восток донные течения в мелководном эпиконтинентальном море.

В этом отношении внимания заслуживает представление К.Гриппа [187], согласно которому на западе ЕПО существовали теплые поверхностные течения, богатые известковыми организмами, направленные на запад и юго-запад, а им навстречу действовали течения, несущие холодные глубинные воды Атлантики, способствовавшие расселению кремневых губок. Весьма интересно заключение К.Гриппа о том, что до сих пор тщетно разыскиваемый бассейн современной меловой седиментации мог бы развиваться на северо-западе Африки, где "выныривают" глубинные воды, если бы на западе африканского континента ныне был бы мелководный бассейн.

Роль бассейнов ЕПО в глобальной системе морей и океанов позднего мела определялась тем, что они были огромными и мелководными и располагались между полярными и тропическим регионами. Тем самым глобальная картина атмосферной и гидросферной циркуляции без них не может быть воссоздана.

Но самое важное в системе океан/эпиконтинентальный бассейн — это фракционирование карбонатов. При трансгрессиях, и следовательно, при расширении эпиконтинентальных морей, основная масса CaCO_3 осаждается именно в них, а в глубоководных бассейнах карбонатонакопление сокращается, КГНК поднимается. При регрессиях и сокращении эпиконтинентальных морей возрастает накопление карбонатов в океанических бассейнах, поверхность КГНК в них перемещается на большие глубины. Согласно представлениям ряда исследователей (см. рис. 2), в океанах наибольшие глубины для позднего мела были в конце эпохи; тогда же в океанах накапливались минимальные количества CaCO_3 . И это при предполагаемой максимальной биопродуктивности пелагиали именно в конце позднемеловой эпохи! (См. подраздел "Окончание мезозоя и второй биогеоценотический перелом"). По Т. Ворзли [341], широкое формирование мелководных карбонатов в маастрихте сопровождалось относительно незначительным накоплением глубоководного CaCO_3 .

Мелководность позднемеловых морей платформы и палеозоид приводила к тому, что даже самые незначительные колебания уровня Мирового океана отражались в осадочных толщах ЕПО. Последние, таким образом, являются как бы чутким прибором, регистрировавшим важные события, происходившие в океане. Нужно научиться читать показания этого прибора.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ ЕПО И СУША

Континентальные образования позднего мела в регионах, непосредственно обрамляющих ЕПО, сохранились очень плохо. К тому же автор не располагает всей суммой имеющихся данных по этим континентальным образованиям. Поэтому здесь прежде всего формулируются заключения о характере суши вокруг ЕПО, которые основываются на результатах изучения морских осадков Европейской палеозоогеографической области.

Самое главное заключение — ничтожное содержание обломочных частиц в карбонатных фациях ЕПО — неоспоримое доказательство исключительно низменного характера рельефа прилегающей суши. Эрозийная деятельность на суше была подавлена, была очень незначительной.

Некоторые литологические особенности верхнемеловых отложений ЕПО (содержание SiO_2) могут трактоваться как результат процессов выветривания пород суши.

По литологическим признакам толщ ЕПО и по заключенным в них немногочисленным остаткам наземной флоры высказываются представления о климатических условиях прилегающей суши в позднем мелу. К этому вопросу мы вернемся далее. Здесь же ограничимся упо-

минанием лишь двух важных аспектов изучения палеогеографии позднемеловой суши.

Первый — палеогеография суши Евразии в меловом периоде и особенно в позднемеловую эпоху пока плохо известна. Помимо привлечения традиционных источников (флора, коры выветривания и т.д.) палеогеографической и палеоклиматической информации, больше внимания следует обратить на меловые континентальные водоемы. Их значение для палеогеографии и палеоклиматологии отметил В.М. Синицын [91]. Широкая полоса меловых озер располагается в Китае, Монголии и лишь своим краем входит в пределы СССР [44, 54]. Общей характер этой полосы, их режим, климатическая позиция, по Г.Г. Мартинсону [54], напоминали условия современного оз. Чад в Африке. Однако оз. Чад (его площадь 10—26 тыс. км²) лишь миниатюрное подобие меловых озер-морей, площадь которых достигала десятков и даже сотен тысяч квадратных километров.

Второй, — несомненно, самым важным событием на суше в меловом периоде было быстрое распространение покрытосеменных и насекомых [20, 21, 37]. Это событие, по-видимому, в основном происходило в альбе (возможно, началось оно в конце апта и завершилось в начале сеномана). По В.А. Вахрамееву, [21], покрытосеменные, начиная с границы среднего и позднего альба, получили почти повсеместное распространение.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МЕЛКОВОДНЫХ И ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Как и в предыдущих разделах, в данном подразделе в качестве примера мелководных бассейнов выступают позднемеловые моря ЕПО.

Органический мир морей ЕПО существенно отличался (прежде всего таксономическим составом) от биоты Средиземноморской палеозоогеографической области, что давно и хорошо известно. Отличия от Бореальной палеобиогеографической области гораздо менее четкие и резкие. По существу, органический мир Бореальной области — это обедненное население ЕПО. Таким образом, различия здесь не качественные, а количественные.

Расселение организмов, их таксономическое разнообразие в морях ЕПО контролировались действием многих факторов [62], мы здесь остановимся лишь на одном — глубине эпиконтинентальных морей. Мелководный характер эпиконтинентальных морей определял их зависимость от геологических событий, происходивших в глубоководных бассейнах, в океанах. Эта зависимость проявлялась в смене эвстатических трансгрессий и регрессий. В мелководных бассейнах планктоногенной седиментации влияние смены трансгрессий и регрессий на биоту сказывалось главным образом через фактор глубины. Поэтому определение при микропалеонтологическом анализе отношения планктон/бентос дает представление не только о фазах углубления/обмеления, но и в первом приближении — о развитии трансгрессий и регрессий [69]. В целом на разнообразии планктонных и бентосных

организмов трансгрессии и регрессии отражались различным образом. Наиболее разнообразные ассоциации беспозвоночных в морях ЕПО были распространены в сеномане и позднем маастрихте — т.е. в интервалах широкого развития мелководных, хорошо прогреваемых участков морей.

По нашему мнению, наиболее разнообразная и многочисленная донная биота развивалась в самые мелководные стадии существования эпиконтинентального моря; эти же стадии были благоприятны для появления новых форм. На стадиях относительного углубления (трансгрессии) создавались благоприятные условия для расселения бентоса и для вселения представителей иных областей.

Представляются верными заключения Э. Кауффмана [223], полученные на основании изучения меловых двустворчатых моллюсков (главным образом иноцерамид): 1) обитатели мелководья эволюционируют быстрее форм, обитавших в глубоких зонах моря, так как с глубиной возрастает степень защищенности организмов от стрессовых воздействий; 2) стрессовые условия ускоряют темп эволюции, а возникают они в основном во время регрессий; 3) эволюция организмов замедляется в фазы трансгрессий.

В прошлом, как и ныне, мелководные биономические зоны были наиболее плотно заселены. Даже немногие известные нам представители поздне мелового нектона — белемниты — и те тяготеги к небольшим глубинам, избегая участков углубления в пределах самого эпиконтинентального моря, не говоря уж об океанских глубинах [62]. Кажется, в сказанном нет ничего нового и неожиданного. Тем не менее вопрос о соотношении мелководной и глубоководной биоты не является простым и до конца понятным.

По А.Фишеру и М.Артуру [176], во время глобальных трансгрессий, в политаксонные фазы развития биоты разнообразие органического моря было максимальным, тогда как в разделяющие их олиготаксонные интервалы (соответствуют регрессиям) происходил распад пелагических сообществ, их таксономическое разнообразие уменьшалось, исчезали крупные хищники, достигали расцвета оппортунистические виды (виды, способные жить в суровых и изменчивых условиях).

Совершенно особый интерес, конечно, представляет выяснение соотношения биоты пелагиали мелководных и глубоководных морей, соотношения планктонных и нанопланктонных сообществ внутриматериковых морей и океанов. По-видимому, в общем развитии планктона и нанопланктона их эпиконтинентальная составляющая играла большую роль. В этом отношении интересными представляются данные В.Слитера [297, 298] о распространении поздне меловых планктонных фораминифер на западе Северной Америки. Оказывается видовое разнообразие некоторых семейств более высокое для мелководных ("шельфовых") зон сравнительно с глубоководными.

Преобладание кокколитов в сложении писчего мела по сравнению с одновозрастными глубоководными илами (см. табл. 4) свидетельствует о более широком (во всяком случае, количественном, но, может быть, и качественном — таксономическом) развитии кокколито-

форид в эпиконтинентальных бассейнах сравнительно с океаническими акваториями.

Образование пелагических сообществ внутриматериковых и океанических бассейнов контролировалось не только глубиной. Очень существенными представляются различия в источниках поступления питательных веществ в эпиконтинентальные и океанические бассейны. Высказываются предположения, что во время регрессий, когда расширяется поверхность суши, увеличивается поступление питательных веществ в моря и океаны, причем особенно много веществ сносятся с высоких, расчлененных континентов [141, 310, 341]. Следовательно, плодородие пелагиали повышается при понижении уровня океана и, наоборот, понижается при его повышении. Подобная "модель" не объясняет исключительно высокое плодородие пелагиали морей ЕПО, во-первых, возникших при эвстатической трансгрессии и, во-вторых, окруженных сушей, снос с которой был ничтожным.

Пелагические организмы морей ЕПО связывали ион кальция воды, вулканическую углекислоту и кремнезем. Никким образом не исключается принос веществ из океана (в частности, кремнезема). Снос с суши был, так сказать, дотацией к основному бюджету самообеспечения гигантского водного резервуара: континентальный принос ничтожен и в океанах. Для океанов это "голодный паек"; если бы океанская биота довольствовалась этим "пайком", то "жизнь в океанах теплилась бы только у устьев рек" [39, с.82].

В бюджете внутриматерикового моря какую-то часть прихода питательных веществ составляет масса отмерших организмов: в мелководном бассейне она не исключалась полностью из круговорота вещества, тогда как в глубоководном океане происходила почти полная изоляция отмершего материала от живой биоты пелагиали.

УРОВЕНЬ МИРОВОГО ОКЕАНА

Исследования последних лет [63, 66; в этих статьях содержится достаточно подробная библиография] показали, что причины истинных — эвстатических изменений уровня Мирового океана в смысле З. Зюсса могут быть различной природы. Основные типы таких изменений показаны в таблице 5.

Мезозойско-кайнозойский интервал изменения уровня, конечно, следует рассматривать на фоне его фанерозойской истории. Тридцать лет тому назад Л. Эдъед [88 в литературе к разделу VII] основывал гипотезу расширяющейся Земли на анализе схематических палеогеографических карт Н.М. Страхова и супругов А. и Ж. Термье. Предположив, что объем воды океанов в фанерозое был постоянным (или даже несколько возрастал), намечающуюся на палеогеографических картах-схемах тенденцию сокращения площади морских отложений в течение фанерозоя Эдъед объяснил постепенным уходом воды с континентов в океаны по мере расширения Земли.

Позже Э.Хэллем [66, 104], еще раз построив по картам-схемам Страхова и Термье графики изменения площади распространения морских фаций в фанерозое, также признал, что начиная с кембрия

Таблица 5
Типы эвстазии

	Неообратимые изменения (повышение) уровня	Обратимые изменения (колебания) уровня
Изменение объема воды	Океаноэвстазия	Гляциоэвстазия
Изменение емкости океанических котловин	Седиментоэвстазия накопление осадков, излияние лав	Тектоноэвстазия развитие срединно-океаниче- ских хребтов, колебания дна, орогенез, изостазия Геоэвстазия изменение формы и величины геоида, перемещение полюсов, изменение скорости вращения планеты
	Только трансгрессии	Трансгрессии и (или) регрессии

вода уходила с континентов. Однако уход воды Хэллем связывал не с расширением планеты, а с постепенным направленным "утолщением" континентов и сокращением областей, занимавшихся морем в результате изостатического поднятия континентов. Два скачка на графиках — в перми-триасе и в позднем мелу (рис 14; см. также рис. 6, 12 в книге Хэллеме [104]) Хэллем объяснял крупными перемещениями литосферных плит (так например, повышение уровня в конце мезозоя, по его мнению, возможно было вызвано либо увеличением объема срединно-океанических хребтов, либо ускорением спрединга, либо совместным действием этих факторов).

Представляется, что общая тенденция изменения уровня океана (моря) на протяжении фанерозоя — его понижение (см. рис.14). Намечающийся как бы минимум на графиках в позднем палеозое-раннем мезозое представляет нормальное развитие направленного процесса — понижение уровня. Что же касается позднемезозойского (точнее — позднемелового) максимума, то это явление аномальное, нуждающееся в специальном рассмотрении.

Автор настоящего раздела придерживается концепции о возникновении океанов именно в позднем мезозое—кайнозое преимущественно в результате рифтогенеза. Океанические котловины образовались вследствие погружения значительных участков коры, что хорошо документировано многочисленными геолого-геофизическими материалами по континентальным окраинам атлантического типа (см.далее). Одновременно происходили мощные базальтовые излияния на формирующемся океаническом дне (см. подраздел "Вулканизм океанов" раздела II).

Грандиозный подводный вулканизм действовал и как фактор, меняющий емкость котловины океанов в результате накопления вулкани-

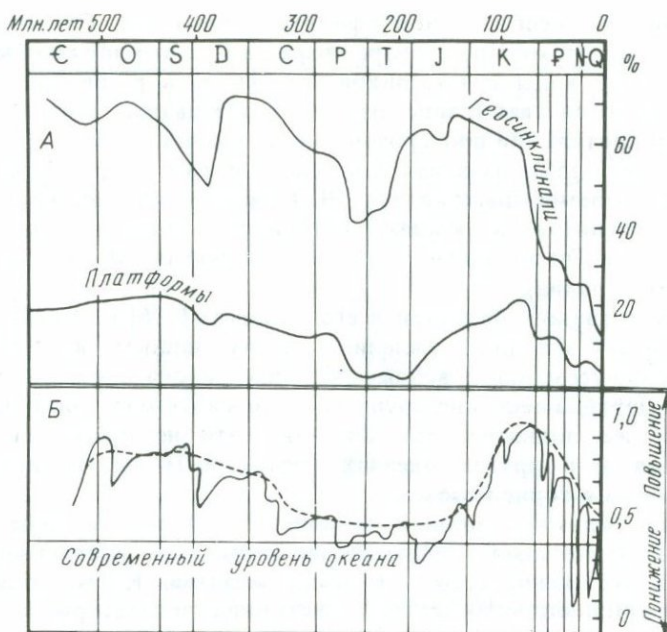


Рис. 14. Изменения уровня океана (моря) в фанерозое

А — колебания площадей, занятых морскими осадками в пределах современных континентов (в % от всей площади) по А.Б. Ронову и др. [276]. Б — относительные колебания уровня по П. Вейлу и др. [321].

ческих продуктов (седиментозвастазия, см. табл.5), и как фактор, увеличивающий объем океаносферы за счет поступления эндогенной воды (океанозвастазия). По Е.Е. Милановскому [57], только излияние $300 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ базальтов (цифра явно заниженная, см раздел II) должно было увеличить объем воды океанов на $60 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ и соответственно повысить уровень океана примерно на 200 м.

Емкость океанических котловин, несомненно, регулировалась не только увеличением массы устилавших дно базальтов (с одной стороны, их объем уменьшал емкость океанического резервуара, а с другой—дно котловины прогибалось под их тяжестью и тем самым емкость резервуара увеличивалась), но и движениями дна, вызываемыми различными причинами. Так, развитие Срединно-Атлантического хребта действовало в направлении повышения уровня океана, но окраины Атлантического океана интенсивно погружались, что должно было приводить, несмотря на накопление осадков, к понижению уровня вследствие общего увеличения емкости океанического резервуара. Как по мобилистским, так и фиксистским концепциям, в мезо-кайнозой происходило опускание дна океанов. По представлениям мобилистов, опускание вызывалось остыванием и постепенным утолщением литосферы по мере развития спрединга. По фиксистским взглядам, отрицающим спрединг, но признающим охлаждение, погружение литосферы также имело место.

Таким образом, на положение уровня действовали разнообразны

силы с явным преобладанием эффекта погружения. Следовательно, емкость океанического резервуара возрастала, а это должно было привести к уходу воды с материков, т.е. вызвать регрессию. Однако в конце мезозоя, как давно известно, развивалась одна из крупнейших на протяжении протерозоя талассократий.

Г. Менард [55], развивая высказанные еще в тридцатых годах прошлого столетия представления Ч. Дарвина о вертикальных движениях и вулканизме в океанах, постулировал существование в позднем мезозое в Тихом океане огромного поднятия (Менард назвал его поднятием Дарвина).

Совсем недавно С. Шлангер и его коллеги [286] возродили (но на новой основе) эти представления. По их данным, внутриплитное вулканогенно-термальное воздымание дна Тихого океана в пределах поднятия Дарвина особенно крупным было в апте-маастрихте (рис. 15). Подобные же поднятия, как полагают эти исследователи, могли развиваться и в других океанах, тем самым вызвав повышение уровня океана в конце мезозоя.

Однако только подобным механизмом, как и вообще только тектоноэвстатическими и седиментоэвстатическими факторами, нельзя объяснить положение уровня в конце мезозоя. К его объяснению необходимо привлечь также океаноэвстатические факторы.

Объем воды океанов. При определении уровня океана первостепенная роль принадлежит проблеме количества воды в геологическом прошлом.

Объем современной океаносферы — 1 млрд. 350 млн. кубических километров. Существуют различные представления о формировании такого колоссального объема океаносферы [66]: 1) вся масса воды возникла в докембрии; 2) приращение массы воды происходило незначительно; 3) количество воды возрастало постепенно и равномерно; 4) темп приращения воды возрастал в ходе геологического времени; 5) поступление воды было неравномерным с отдельными импульсами быстрого роста; 6) основной объем воды возник в мезозое и кайнозое; 7) вода формировалась в кайнозое.

Как видно, подавляющая часть перечисленных вариантов (кроме пункта 1) становления современного объема океаносферы предусматривает увеличение массы воды в ходе геологической истории.

Как только мы признаем молодость (поздний мезозой-кайнозой) Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов (это принимается подавляющим большинством как фиксистских, так и мобилистских концепций), то неизбежен отказ и от идеи постоянства объема океаносферы (пункт 1), и от представлений о медленном его нарастании (пункты 2—4).

Если предположить, что и в прошлом объем океаносферы был таким же, как и ныне, то в таком случае, где же размещалась вода до образования "молодых" океанов? Логично предположить, что воды было просто меньше. Насколько меньше — вопрос достаточно сложный. Автору настоящих страниц представляется наиболее обоснованной идея Р. Ревелла о появлении значительной части воды (вероятно, более 1/4 современного объема океаносферы) в позднем мезозое

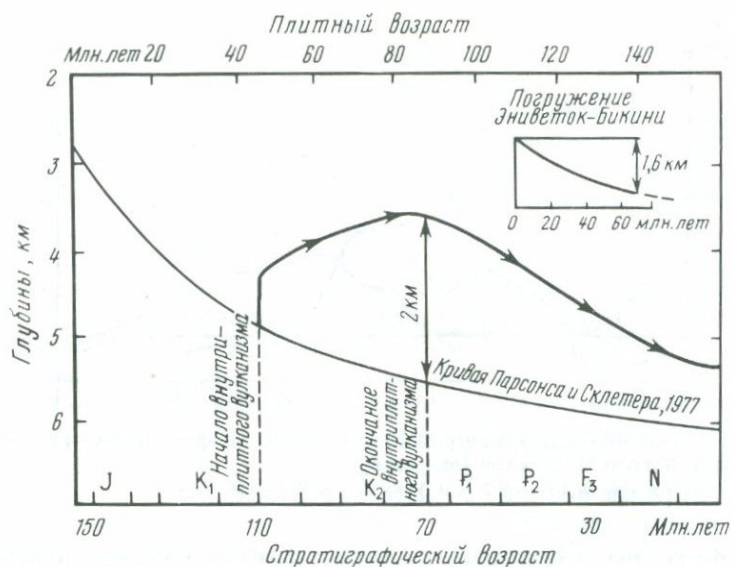


Рис. 15. Движения дна северной части Меланезийской котловины (запад поднятия Дарвина), основанные на анализе разреза скв. 462 DSDP (Науру) по С. Шлангеру и др. [286, Fig. 2].

Действительные глубины в результате вулканогенно-термального воздымания, происходившего в апте—маастрихте (110—70 млн. лет), меньше "нормальной" (расчитанной) кривой погружения.

[66]. Подобный вывод основан на данных резкого возрастания карбонатного осадконакопления начиная с позднего мела, а также на расчетах темпа погружения коралловых атоллов и гайотов Тихого океана. Ряд авторов [9,82 и др.] также допускают значительные поступления воды в мезозое. По А.Б. Ронову [82], существенное увеличение объема воды во вторую половину мезозоя было следствием напряженного вулканизма, что ныне представляется вполне реальным в свете получения новых данных о грандиозном позднемезозойско-кайнозойском вулканизме океанов.

Речь идет не о формировании всего объема воды океаносферы, а лишь о значительном его увеличении с конца мезозоя (это пункт 5 приведенного выше перечня представлений о возникновении современной океаносферы). Гипотезы образования всей массы воды в мезозое и кайнозое (пункты 6 и 7) весьма слабо аргументированы.

Амплитуда колебаний уровня. Оценка колебаний уровня в абсолютных единицах (метры, километры) является краеугольным камнем проблемы поведения уровня в прошлом. Все исследователи признают изменение уровня океана (моря) в прошлом. Однако оценки масштаба изменения уровня весьма различны: от незначительного (порядка десятков и первых сотен метров) до огромных по своему размаху в несколько километров (причем происходивших очень быстро) [63, 66].

Имеющиеся оценки величины изменения уровня океана с конца мезозоя составляют следующие три группы [66]: 1) колебания уров-

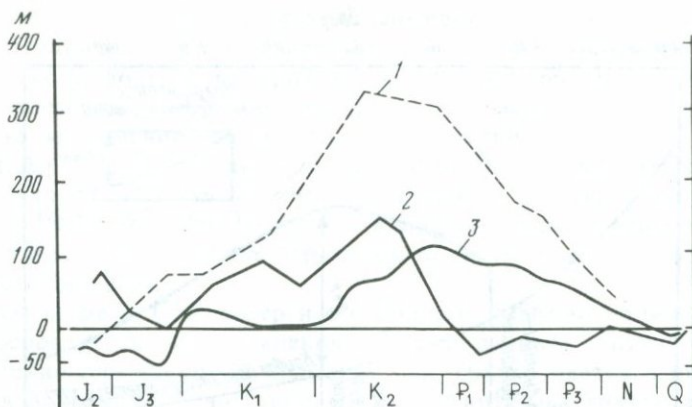


Рис. 16. Колебания уровня океана с середины юры до ныне по представлениям различных авторов по А. Вотзу и М. Стеклеру [66, рис. 6]

1 — П. Вейл и другие, В. Питмен; 2 — Д. Уайз; 3 — А. Вотз и М. Стеклер.

ния не были значительными; с конца мезозоя уровень понизился не более, чем на 100—200 м [63]; 2) уровень в поздне меловую эпоху был на 300-350 м выше современного [321]; 3) колебания уровня были более значительными; с конца мезозоя уровень понизился на 575 м [51]; уровень в начале альбского века был примерно равен современному, а в конце позднего мела повышался на 650 м [196]. Относительно общего характера колебаний уровня взгляды большинства исследователей довольно близки, а именно с конца раннего мела уровень повышался до максимума в поздне меловую эпоху (положение максимума определяется различными авторами различно), затем происходило общее снижение до современного 0, причем, по Д. Уайзу, в кайнозой уровень был даже ниже современного на несколько десятков метров (рис. 16).

Погружение дна, углубление океана, объем океаносферы, положение береговой линии. Если бы не действовали иные механизмы, то приращение объема воды должно было бы привести к весьма обширному затоплению континентальных блоков.

Среди иных механизмов самым важным являлось происходившее с середины раннего мела достаточно быстрое погружение дна океанов, формирование собственно океанических котловин. Наиболее убедительные доказательства такого погружения (именно погружения дна, а не углубление океана) доставляет изучение строения континентальной окраины атлантического типа, где мелководные осадки (рифовые фации, водорослевые известняки) нижнего мела погружены на глубины 4—5 км. Время начала интенсивного погружения — поздний апт-альб.

Углубление океанов фиксируется разрезами скважин глубоководного бурения [212]: в поздней юре-неокоме мелководные фации, затем все более глубоководные. Об изменении океанических глубин в сторону их нарастания свидетельствуют также гайоты Тихого океана.

Погружение дна и углубление океана — понятия отнюдь не синонимные. Строение континентальной окраины атлантического типа фиксирует погружение. Разрезы скважин глубоководного бурения и гайоты регистрируют углубление океанов, являющееся следствием как собственно погружения дна, так и приращения количества воды. Если бы действовало только погружение дна (что привело бы к существенному увеличению емкости океанического резервуара), то в таком случае должно было бы проявиться огромное осушение континентов и даже континентального склона. Однако вместо подобного осушения в позднем мелу расширились акватории эпиконтинентальных морей. Таким образом необходимо выяснить, как погружение дна, углубление океанов и возрастание объема океаносферы сказывались на положении береговой линии.

Д. Уайз [77 в литературе к разделу VII] пришел к выводу об относительном постоянстве во времени надводного борта континентов в результате изостатического равновесия между континентальной и океанической корой. Заметим, что, по нашим данным, уровень океана (во всяком случае в мезозое и кайнозое) действительно не испытывал значительных колебаний. В разрезах мезозойских и кайнозойских осадочных толщ континентов следы значительных по своей амплитуде колебаний уровня отсутствуют. Крупные трансгрессии и регрессии, появление и исчезновение обширных эпиконтинентальных бассейнов, вообще все значительные изменения в очертаниях береговой линии вызывались небольшими по своему размаху (порядка 100—200 м) колебаниями уровня [63, с. 98].

Позднемезозойская трансгрессия, вероятно, была в значительной мере вызвана активизацией литосферы океанов.

Сочетание в мезо-кайнозое, с одной стороны, возрастания емкости океанических котловин в результате погружения их дна, а с другой — небольшой по своей величине амплитуды колебаний уровня неизбежно приводит к выводу о недавнем существенном увеличении объема океаносферы.

Общая тенденция "ухода" воды с континентов в фанерозое, возможно, действительно может быть связана с некоторым расширением Земли. Представление о возрастании объема океаносферы на расширяющейся планете требует более строгого историко-геологического обоснования и подтверждения количественными расчетами.

Наконец, последнее замечание. Имеющиеся материалы по колебаниям уровня Мирового океана в конце мезозоя подтверждают идеи и представления Э.Зюсса [см. 99 в литературе к разделу VII] о геологической роли воды океанов и о ее происхождении. По Зюссу, происхождение и развитие континентальных структур нельзя отделять от происхождения и развития впадин и морей; сама водная масса океаносферы является активной силой историко-геологического процесса; существуют самостоятельные океанические движения, которые геолог должен изучать так же, как и движения теллурические.

Раздел V

ПОЗДНИЙ МЕЛ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ЕВРОПЕЙСКОЙ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

ПЕРВЫЙ БИОГЕОЦЕНОТИЧЕСКИЙ ПЕРЕЛОМ И ПЛАНКТОННЫЙ "ВЗРЫВ"

Большая часть позднемеловой истории морей ЕПО от турона до маастрихта характеризовалась необычайно интенсивным развитием фитонанопланктона и фитопланктона и в меньшей степени зоопланктона. Имел место не только таксономический расцвет организмов пелагиали мелководных бассейнов. Особо важное значение в палеогеографическом плане имело резкое увеличение биомассы и, следовательно, биопродуктивности пелагиали. Этот интервал развития органического мира пелагиали ЕПО мы называем планктонным "взрывом" (термин условный и не точный, ибо "взрыв", во-первых, растянулся на многие миллионы лет и, во-вторых, в его возникновении основная роль принадлежала представителям растительного мира пелагиали). Он в целом отвечал политаксонной фазе развития биоты пелагиали Мирового океана А. Фишера и М. Артура [176]. Эта фаза, проходившая в условиях эвстатического повышения уровня океана и расширения акватории эпиконтинентальных морей, характеризовалась высокими и равномерными температурами воды океанов и морей, следствием чего было уменьшение скорости конвекции, что благоприятствовало развитию местами анаэробных условий; высокой сложностью и большим разнообразием пелагических сообществ; повышенным значением отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в известковых организмах и органическом веществе; наконец, интенсивным образованием нефтепроизводящих осадков и накоплением фосфоритов.

В начале позднего мела значительные изменения происходили не только в развитии пелагиали. По В. Слитеру [297, 298], современный родовой состав бентосных фораминифер сложился в середине мела; на рубеже сеноман/турон многие вымерли, но в туроне появились новые — возникла новая ассоциация бентоса. По опубликованным подсчетам числа ископаемых таксонов (от рода и выше) в сеномане происходили весьма крупные изменения всех групп организмов [160]. Проводящийся А.С. Алексеевым количественный анализ, учитывающий новые материалы, еще не закончен.

Изменением морской (океанической) биоты предшествовали (а частично и совпадали по времени) важнейшие события на суше.

В конце раннемеловой эпохи на суше происходила перестройка растительного мира и совершался весьма резкий перелом в развитии некоторых наземных животных.

Площади распространения морских отложений в пределах СССР

П л а н к т о н
Г. Тэллен, 1979 [311]

Покрытосеменные
В.А. Вахрамеев [18]
Е.Д. Заклинская [38]

Н а с е к о м ы е
(трагейные и хелицеровые)
В.В. Жерихин [37]

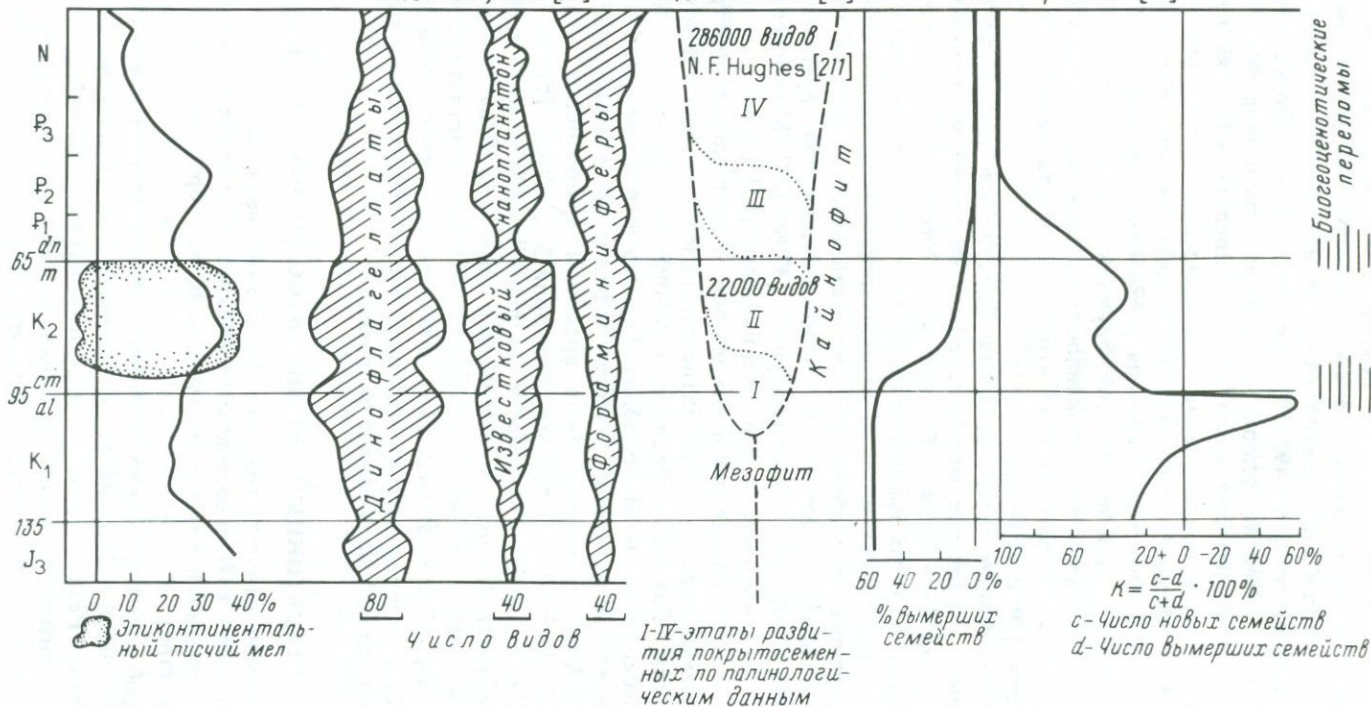


Рис. 17. Предполагаемые биогеоценотические переломы в конце мезозоя
К — показатель, характеризующий соотношение вымирания и появления семейств.

Много лет тому назад палеоботаник М.И. Голенкин [27] назвал массовое появление, расцвет покрытосеменных в середине мелового периода революцией, в корне изменившей облик поверхности Земли. С подобной оценкой развития наземной флоры не согласен В.А. Красилов [46, 49, 50]. Он считает, что более отчетливый перелом в развитии флоры — переход доминирования от голосеменных к покрытосеменным — произошел позже — на рубеже мезозой/кайнозой; по его мнению, границы мезозой/кайнозой и мезофит/кайнофит совпадают. Однако не отрицается, что в середине мела происходила существенная смена растительности: в альбе и сеномане сократилось разнообразие с последующим его возрастанием в туроне; происходило нарушение устойчивости ведущих растительных формаций и упадок некоторых из них, что могло иметь далеко идущие последствия [50, с. 103—115].

С изменением растительных сообществ было связано развитие насекомых — наиболее многочисленных наземных животных. С конца апта, в альбе и, может быть, еще в начале сеномана происходила перестройка энтомофауны, отражавшая критическое состояние биоценозов в условиях мозаики разрушавшихся мезофитных сообществ и вытеснявших их сообществ раннего кайнофита; "начиная по крайней мере с позднего сеномана устанавливается уже преимущественно кайнозойский состав энтомофауны" [37, с. 167]. Можно согласиться с Б.Б. Родендорфом и В.В. Жерихиным [81] в том, что изменения мелких наиболее многочисленных и широко распространенных организмов определяют развитие органического мира в целом.

Таким образом, в середине мелового периода на протяжении геологически не слишком продолжительного отрезка времени произошли кардинальные изменения палеогеографии земного лика и органического мира. Альб и сеноман были временем крупнейшего биогеоценотического перелома в истории Земли (рис. 17).

Затем начиная с турона и до окончания мелового периода геологические и биологические события протекали более "спокойно". На суше и в эпиконтинентальных морях типа ЕПО (растянутый планктонный "взрыв" с максимальным накоплением писчего мела и сходных фаций) до следующего крупнейшего биогеоценотического перелома в конце позднего мела-начале палеоцена.

ПЛАНКТОННЫЙ «ВЗРЫВ» И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Формирование громадных толщ карбоната кальция — основной вклад морей ЕПО в баланс мезозойского осадкообразования. Только на платформе в позднем мелу накопилось порядка $1,5 \cdot 10^6$ км³ карбонатов [103].

Особенно интенсивно карбонаты с существенным преобладанием писчего мела и близких фаций на платформе образовывались начиная с турона. Резкое усиление карбоната накопления было обусловлено планктонным "взрывом". В начале кайнозоя, в дании продолжалась карбонатная седиментация, однако доля писчего мела сократилась.

По-видимому, с планктонным "взрывом" связано также и кремне-

накопление, на большей части платформы осуществлявшееся начиная с турона. Основные количества кремнезема поступали из полярного бассейна (см. подраздел "Особенности осадконакопления" раздела III).

Однако и до туронского века, в раннем мелу платформенные бассейны неоднократно соединялись с полярными водами, но кремнистые осадки в это время в них не накапливались. Такая же картина наблюдается в эпиконтинентальных бассейнах Западной Сибири [30, 31].

Можно думать, что, так сказать, вещественно планктонный "взрыв" на большей части ЕПО реализовывался в карбонатной форме (с заметным преобладанием кокколитовых илов), а в ее северной части в кремневой форме (диатомовые, радиоляриевые и др. илы).

Карбонатная компонента "взрыва" связана с весьма значительным ростом биопродуктивности известкового фитонанопланктона в результате увеличения концентрации вулканической углекислоты в атмосфере и гидросфере. Накопление извести в эпиконтинентальных морях, за исключением CO_2 , обеспечивалось их внутренними резервами: Ca^{2+} в Мировом океане содержится в неисчерпаемых количествах. Происходящее в позднемеловых морях полностью подчинялось основному закону карбонатакопления А.Б. Ронова [82, 83]: количество карбонатных осадков прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей.

Кремневая форма "взрыва" также связана с возрастанием планктонных организмов с кремнистым скелетом. И в этом случае, по всей видимости, решающая роль принадлежала увеличению поступления вулканогенных продуктов — не только углекислоты, но и кремнезема. Образование SiO_2 в эпиконтинентальных водоемах связывают то с континентальным приносом, то с поступлением из резервуара Мирового океана. Видимо, часть кремнезема ЕПО поступала из последнего источника (начало позднего мела на юго-западе платформы; турон и позже запад ЕПО). Несомненной представляется связь платформенного кремненакопления (турон и позже) с Арктическим бассейном. При этом какая-то часть SiO_2 приносилась с суши, но вряд ли принос был значительным.

Что касается фосфатов, то в платформенном бассейне, как мы полагаем, значительная их часть формировалась за счет биогеохимических процессов, происходивших непосредственно в самом бассейне. Это обеспечивалось громадной биопродуктивностью пелагиали, дополненной высокой продуктивностью донных организмов.

Изменение характера фосфатакопления от желвакового (альб-турон, запад ЕПО; альб-ранний кампан, восток ЕПО) к иным формам позже, по всей видимости, в значительной мере также было связано все с тем же феноменом — планктонным "взрывом".

Таким образом, все три основных компонента осадочной толщи ЕПО— CaCO_3 , SiO_2 и $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ — биогенной природы. Представляет ли это исключительную особенность морей позднего мела ЕПО или характерно и для других внутриматериковых бассейнов? По всей видимости, в обширных внутриматериковых бассейнах фанерозоя орга-

ногенные компоненты всегда играли большую роль. Материалы по ЕПО позволяют предположить, что снос обломочного материала и в других таких же бассейнах вряд ли был значительным.

Разрезы буровых скважин DSDP и скважин северо-западной периферии Атлантического океана показывают, что и в океанах с конца мезозоя и позже обломочный материал не распространялся далеко от материков (он накапливался преимущественно в зоне континентального подножия), а степень участия организмов в процессе осадконакопления было исключительно высокой.

Важнейшую особенность конца мезозоя и кайнозоя представляет определяющая, ведущая роль многочисленных и широко распространенных организмов не только в эволюции органического мира (см. выше), но и в породообразовании. Еще и еще раз можно вспомнить: "natura in minimus maxima!"

НАМЕТКИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Данные о климатах мелового периода для отдельных небольших участков многочисленны, но очень отрывочны и часто крайне противоречивы. Обобщение имеющихся палеоклиматических материалов по меловому периоду и получение новых для всей территории СССР составляет нашу ближайшую задачу.

Сведения о меловых климатах крупных регионов СССР в последние годы опубликованы рядом авторов [20—22, 29—31, 47, 48, 108].

Реконструкции палеоклиматов обычно основываются преимущественно на результатах изучения разрезов континентальных и морских отложений, развитых на современной суше. Графики рис. 1 в основном построены на таком "сухопутном" материале. В настоящее время к реконструкциям климатов мелового периода и кайнозоя могут быть привлечены данные глубоководного бурения. Попытки использования таких данных уже имеются. Однако они пока односторонни: это данные изотопной палеотермометрии по карбонатным остаткам планктонных и бентосных фораминифер и в меньшей степени нанопланктона [139, 162, 284, 318]. Как и следовало ожидать, для океанов мелового периода донные фораминиферы дают по сравнению с планктонными более низкие температуры (см. рис. 2). Но пока невозможно составить удовлетворительный по своей реальности график изменения поверхностных температур воды для периода в целом. Намечается некоторое похолодание в первой половине маастрихта. При этом важно подчеркнуть, что подобная тенденция — похолодание в раннем маастрихте по фораминиферам и белемнитам ЕПО — уже давно был замечена [97] (см. рис. 2).

Однако не следует слишком преувеличивать значение изотопных палеотемпературных определений для палеоклиматических реконструкций. Даже если эти определения будут точны и многочисленны, то они дадут представления лишь об одном (правда, весьма важном) параметре климата прошлого — температуре воды.

Путь получения надежных представлений о климатах прошлого и,

в частности, мелового периода — в синтезе данных по континентальным и морским (океаническим) пространствам.

Главнейшие факторы, определяющие климат: 1) расположение суши и моря (океана) и отношение суша/море (океан), 2) концентрация двуокиси углерода в атмосфере и 3) интенсивность солнечной радиации. Изменение действия перечисленных факторов в геологическом прошлом вызывало колебания климата. Участие иных факторов (например, изменения земной орбиты и т.п.) возможно, но результаты их действия пока не поддаются расшифровке.

Распознавание действия первого из перечисленных факторов в первую очередь основывается на палеогеографических реконструкциях. Еще А.И. Воейков [24] подчеркивал колоссальное значение в климатических изменениях взаимного расположения суши и моря и отношения их поверхностей. Изменения отношения суша/море (океан) сказывались решающим образом на характере атмосферной и гидросферной циркуляции, величине планетарного альбеда (поверхность суши светлее поверхности океанов и морей, поэтому ее отражающая способность существенно выше, чем у водной поверхности), степень участия наземных и морских растений в фотосинтезе и т.д. Относительное положение континентов и океанов (как по фиксированным, так и мобилистским реконструкциям), по-видимому, имело меньшее значение в формировании глобального климата, но играло большую роль в возникновении региональных климатических условий.

Начавшаяся в альбе огромная эвстатическая поздне меловая трансгрессия привела к расширению акватории эпиконтинентальных морей, что вызвало общее потепление, сравнительно с ранним мелом. По литологическим данным и изотопным палеотемпературным определениям [97], в середине позднего мела за Полярным кругом на 70—75° с.ш. поверхностные температуры воды были порядка 15—16°С. Глобальная регрессия в конце мелового периода, выразившаяся в расширении пространств суши и, наоборот, в сокращении морских (океанических) акваторий, должна была привести к понижению температуры.

Выяснение действия второго фактора — задача трудная и сложная. Первичный источник углекислоты атмосферы — вулканическая активность [82, 83]. После работ С.Аррениуса и других авторов конца XIX в. действие "парникового эффекта" на степень нагревания атмосферы признается подавляющим большинством исследователей.

М.И. Будыко [11,12] составил графики вулканической активности и концентрации CO_2 в атмосфере для фанерозоя (см. рис.1). График содержания CO_2 в целом подтверждает заключение о климатической тенденции в течение мелового периода, намеченной по отношению суша/море (океан).

Действительная картина, очевидно, была много сложнее, так как в системе атмосфера—суша—море (океан), состояние которой и есть то, что называют климатом, содержание CO_2 контролировалось помимо вулканизма, рядом других факторов. Главнейшими из них, несомненно, были, с одной стороны, фотосинтезирующая деятельность растений, а с другой—поглощение CO_2 при образовании карбонатов

и $S_{\text{орг}}$. Модель регулирования уровня атмосферной углекислоты, предлагаемая Р.Бернером и др. [134], в которой игнорируются процессы фотосинтеза и дыхания, нам представляется недостаточно обоснованной.

Остановимся на деятельности растений. Экспансия покрытосеменных в конце раннего мела на суше происходила несколько раньше планктонного "взрыва", выразившегося в необычайно широком развитии в морях и океанах кокколитофорид и диатомей. Почти одновременный расцвет континентальной и морской флоры связан с рядом причин, среди которых наиболее важной является рост концентрации CO_2 в атмосфере и гидросфере в результате активизации вулканизма.

С отношением суша/море (океан), с проблемой регрессий и трансгрессий непосредственно связан вопрос о роли фитопланктона и растений суши в регулировании содержания углекислоты. Когда больше потреблялось CO_2 (и соответственно больше накапливалось углерода в осадках): во время регрессий (когда расширялись участки, занятые наземной флорой) или во время трансгрессий (когда, очевидно, доминировала морская флора)?

Вопрос, следовательно, сводится к сравнительной оценке фотосинтезирующей деятельности наземной и морской флоры мела. Мерилом фотосинтезирующей деятельности является накопление растениями углерода, их продуктивность.

Большой интерес представляют актуалистические данные по этой проблеме.

Длительное время господствовали представления о неисчерпаемости биологических ресурсов Мирового океана находили отражение и в убеждении биологов о резком преобладании океанской биопродуктивности над наземной. Лишь недавно стало ясно, что представления о неиссякаемости биологических богатств океанов есть миф. Получены новые (хотя еще далекие от желаемых по степени полноты и обоснованности) определения продукции суши и океанов (в 10^9 т/год): [65]

суша: сухое вещество — 110—180, углерод — 45—75;

океаны: сухое вещество — 60—80, углерод — 25—35.

Следовательно, несмотря на то, что поверхность суши (149 млн. кв. км) в 2,5 раза меньше поверхности океанов (361 млн. кв. км), ее фитопродуктивность больше продуктивности фитопланктона. По подсчетам О.П. Добродеева и И.А. Суетовой [36], годовая продукция фитомассы в живом весе суши и океанов примерно равна: суша — $452,6 \cdot 10^9$ т/год, океаны — $425,8 \cdot 10^9$ т/год. При пересчете на сухой вес цифры оказываются следующими: суша — $180 \cdot 10^9$ т/год, океаны — $80 \cdot 10^9$ т/год, т.е. в океанах продукция в сухом весе более чем вдвое меньше.

Д. Маклин [245], опираясь на данные Н.И. Базилевич и ее соавторов, П.Вайттекера и Г.Лайкенза и других исследователей [65] о преобладании наземной фитопродуктивности над продуктивностью океанского фитопланктона в современной биосфере и предполагая, что в конце мезозоя наземная растительность по своей продуктивности мало

отличалась от современной, пришел к заключению, что с конца мезозоя эпохам регрессий и, следовательно, расширению площадей наземной растительности должно соответствовать уменьшение количества CO_2 в атмосфере и, наоборот, во время трансгрессий, когда наземная флора сокращалась, содержание двуокиси углерода в атмосфере возрастало. Если вспомнить "парниковый эффект", то предположение Д. Маклина означает, что расширение площадей суши должно приводить к похолоданию, а при трансгрессиях должно быть потепление. Прежние же оценки более высокой сравнительно с сушей продуктивности океанов должны привести к заключению об обратной связи с трансгрессиями и регрессиями концентраций CO_2 в атмосфере: во время регрессий продуктивность сокращается и, значит, растет содержание CO_2 в атмосфере, наоборот, трансгрессии и увеличение продуктивности фитопланктона приводят к понижению концентрации CO_2 в атмосфере.

Имеющиеся данные [36] свидетельствуют о значительно более высокой активности растений современной суши как в потреблении углекислоты, так и в производстве кислорода по сравнению с фитопланктоном океанов (10^9 т):

суша: CO_2 — 354,5, O_2 — 257,8;

океаны: CO_2 — 82,7, O_2 — 60,2.

Заметим, что при подсчетах некоторое занижение всех цифр для океанов, несомненно, имеет место: во-первых, потому, что не для всех регионов Мирового океана имеются достоверные данные и, во-вторых, (что особенно важно) до сих пор подсчетами не охватывался пикопланктон (организмы меньше 1 мм), который также принимает участие в фотосинтезе [263].

Поэтому представления, разделяемые рядом исследователей [310, 341] о решающей роли океанского фитопланктона в позднемиоценовом балансе CO_2 и O_2 , несмотря на имеющиеся актуалистические данные о преобладании "сухопутного" фотосинтеза, не могут быть отброшены. Нет сомнения в том, что простого привлечения данных о накоплении углерода современными растениями для определения степени участия в аккумуляции CO_2 (и соответственно в продуцировании O_2) континентальной и морской флоры в конце мезозоя недостаточно. Фотосинтезирующая активность в прошлом могла быть различной в зависимости от: содержания CO_2 и O_2 в атмосфере, климатической зональности, характера растительности (так, современные данные показывают, что основной объем углекислоты поглощается тропическими лесами; между тем имеются предположения [234] о том, что в позднем мелу на суше преобладала кустарниковая и болотная растительность, а облесение суши началось в палеоцене).

У растений суши различается ряд модификаций фотосинтеза в зависимости от их типа и местообитания), определяющих массу продуцируемого вещества и темп его накопления, модификации фотосинтеза в основном связаны с изменением водного баланса, но не с изменением состава атмосферы [249]. По П. Муру [249], в конце мезозоя, когда покрытосеменные стали доминировать, в связи с аридизацией развились растения, модификации фотосинтеза которых позволяли им заселять засушливые пространства, что увеличивало

общую биомассу. Но этот процесс, как полагает П. Мур, не оказывал заметного влияния на содержание углерода в атмосфере. Способность растений выкачивать CO_2 из атмосферы зависела в основном от водного фактора.

Огромные количества C , аккумулированного в фитопланктоногенном CO_3 , по-видимому, отражают интенсивность фотосинтеза в позднемеловых морях и океанах.

Развитие растительного покрова на суше, зависящее от отношения суша/море (океан) и концентрации CO_2 , есть саморегулирующийся процесс, действующий по принципу биосферного гомеостата [7]. В более общей форме в системе атмосфера—суша—море (океан) роль растений регулируется механизмом автокорреляции [181]. Одна из проблем палеоклиматологии мелового периода, как нам представляется, состоит в выяснении роли наземной и морской (океанской) флоры в балансе CO_2 в системе атмосфера—суша—море (океан).

Весьма и весьма приблизительно можно представить следующие основные вехи эволюции содержания CO_2 и воздействия этого процесса на изменение климата в конце мезозоя.

Принос вулканической углекислоты в геосинклиналях в течение мелового периода был значительным [12, 13, 83]. Подводный вулканизм (в том числе и в океанах), проходивший несоизмеримо грандиознее наземного, также доставлял CO_2 [39]. Увеличение количества CO_2 привело, с одной стороны, к быстрому развитию в конце раннего мела—начале позднего мела потребителей CO_2 — наземных и морских растений, а с другой — к общему потеплению на протяжении большей части позднего мела, проходившему на фоне развивавшейся эвстатической трансгрессии. В результате поглощения CO_2 растениями (как наземными, так и морскими) в конце позднего мела ее концентрация уменьшилась. В том же направлении на содержание CO_2 действовало предполагаемое по континентальным данным уменьшения приноса вулканической двуокиси углерода (см. рис. 1). Уменьшение содержания CO_2 повлекло за собой некоторое охлаждение атмосферы и поверхностных вод океанических и морских бассейнов, что, в свою очередь, привело к увеличению содержания CO_2 в воде и соответственно к поднятию уровня КГНК в океанах. Все это, вместе с развивавшейся в конце позднемеловой эпохи регрессией, привело к "ухудшению" климата, начавшемуся, по-видимому, в раннем маастрихте и достигшему максимума в начале дания.

Наиболее противоречивы в палеоклиматических построениях не столько определения термического режима, сколько реконструкции условий увлажнения. Так, по Н. М. Страхову [94], пясчый мел платформы является типичной формацией гумидной зоны, тогда как Д. Ханкок [194, 195] пришел к выводу о засушливом характере суши, окружавшей моря ЕПО, в которых накапливался пясчый мел (см. подраздел "Особенности осадконакопления" раздела "Позднемеловая история эпиконтинентальных морей").

Немногие палеофлористические материалы на платформе и рядом с ней трактуются в пользу первого заключения: давно известная

флора Потылечи (нижний маастрихт, юго-запад платформы) истолковывается как показатель теплого климата с постоянно меняющейся влажностью воздуха, без холодных или сухих-вегетационных пере-рывов [74]; несколько южнее (Румыния) для позднего мела реконструируются вечнозеленые леса тропического и субтропического климата муссонного типа [265]. Обширные акватории внутриматериковых морей и существования огромных озер-морей в Азии как будто бы должны свидетельствовать о высокой влажности климата суши Евразии.

Однако доводы, приводимые Д.Ханкоком для ЕПО и ее обрамления, представляются более убедительными. Л.Фрейкс [178] для середины мелового периода намечает одну из самых крупных эпох аридизации климата фанерозоя (см.рис.1). Палеоботанические материалы, кажется, свидетельствуют об этом же. По М.И. Голенкину [27], экспансия покрытосеменных в середине мела означала изменение климата от меньшей светлости и, вероятно, большей влажности к большей светлости и меньшей влажности.

Интересны материалы по климатам мела—палеогена крупного материкового региона, непосредственно прилегавшего к ЕПО — Западной Сибири [30]: на основании определения параметров климата (средне-годовые температуры воздуха, годовая сумма атмосферных осадков, режимы температуры и осадков, направление ветра и т.п.) намечаются климатические зоны и характерные для них типы климатов; климатическая зональность была субширотной; различаются следующие четыре типа климатов: 1) палеоумеренный гумидный равномерно-влажный, 2) палеоумеренный гумидный переменнo-влажный, 3) палеo-субтропический гумидный переменнo-влажный, 4) палеoсубтропический семиаридный. По заключению А.В. Гольберта и его соавторов [30], в Сибири от апта к эоцену происходило иссушение (с несколькими фазами увлажнения) и похолодание (с несколькими пиками потепления) климата.

Данные о климатах мелового периода играют решающую роль в познании многих геологических и без исключения всех биологических событий и явлений, происходивших в конце мезозоя. Можно надеяться, что проводящиеся ныне (1982—1986 гг.) исследования по проекту N 191 "Меловая палеоклиматология" Международной программы геологической корреляции существенно продвинут вперед наши представления о меловых климатах как СССР, так и мира в целом.

ОКОНЧАНИЕ МЕЗОЗОЯ И ВТОРОЙ БИОГЕОЦЕНОТИЧЕСКИЙ ПЕРЕЛОМ

Необычайно резкие изменения органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя, на границе маастрихта и дания давно известны. Так как особенно резко в разрезах выявляется исчезновение остатков многих групп организмов (кокколитофорид, планктонных фораминифер, аммонитов, белемнитов, рудистов, динозавров и др.), то возникло представление о "великом мезозойском вымирании". Высказано

множество самых разнообразных предположений о причинах этого вымирания. В последние годы в связи с появлением новых вариантов гипотез, связывающих вымирание с катастрофическими последствиями вмешательства внеземных сил, рубеж мезозой/ кайнозой попал в орбиту пристального внимания не только геологов и палеонтологов, но и специалистов самого различного профиля. Частично эти гипотезы рассмотрены в конце раздела III "Поздне меловая история эпиконтинентальных морей (на примере бассейнов Восточно-Европейской платформы)". Особую остроту проблеме придает судьба динозавров: погибли ли они в результате катастрофы или же вымерли от несварения желудка при смене пищи на рубеже мезозой/ кайнозой.

Как часто бывает при повышенном интересе к какому-либо объекту представителей различных наук получают широкое распространение "надстроечные" идеи, игнорирующие историческую последовательность событий и непосредственно не связанные с конкретными материалами. Обращения к таким материалам (в случае рубежа мезозой/ кайнозой — это разрезы и содержащиеся в них органические остатки) позволяет сделать весьма важный вывод: этот рубеж нельзя рассматривать лишь как эпизод, выходящий из последовательности событий, происходивших в конце мезозоя и в начале кайнозоя.

Именно подобный подход отличает многолетние коллективные исследования по проблеме "Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя" [106]. Исследования убедительно показали, что изменения морской и наземной биоты на рубеже мезозой/ кайнозой отнюдь не сводились только к вымиранию.

Анализ многочисленных опубликованных данных позволяет формировать весьма важное требование к фактическому материалу, без выполнения которого характер смены организмов на рубеже мезозой/ кайнозой нельзя высчитать достоверно. Необходимо выявить отношение организмов (вернее, их остатков в разрезах) к рубежу маастрихт/даний. Как известно, по отношению к любой стратиграфической границе организмы могут быть разделены на следующие группы: "а" — исчезающие на этой границе, "б" — исчезающие на различных уровнях до нее, "в" — проходящие, "г" — проскальзывающие (исчезают на данной границе, но затем появляются много выше нее), "д" — появляющиеся непосредственно на границе, наконец, "е" — появляющиеся выше нее.

Имеющиеся подсчеты для рубежа маастрихт/даний [2, 3, 106 и многие другие работы] для подавляющей части организмов основаны, так сказать, на "оптовых" данных для всего маастрихта. Нет данных о послойно собранных остатках. В результате смазываются различия между материалом, собранным из разрезов с перерывом (А на рис. 18) и из непрерывных разрезов, в которых остатки организмов исчезают на различных уровнях маастрихта (Б на рис. 18). При этом в подсчеты попадают обобщенные для всего маастрихта (а его продолжительность порядка 7 млн. лет!) оценки. В итоге появляются "надежные" данные о внезапном вымирании именно на границе маастрихт/даний многих организмов, но остатки которых в действительности исчезали много ниже (раньше) этой границы.

Пока не будет сборов, точно привязанных к различным уровням

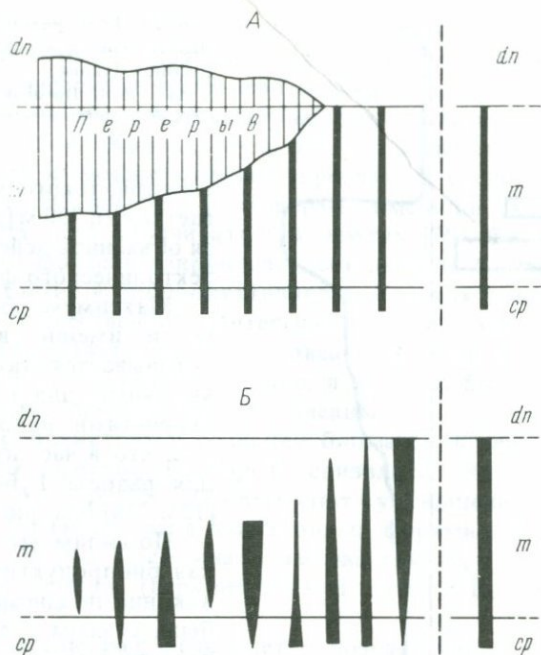


Рис. 18. Вертикальное распространение органических остатков в маастрихте и их отношение к рубежу маастрихт/даний

А — разрезы с перерывом; Б — непрерывные разрезы.

маастрихта, до тех пор нельзя отличить остатки группы "а" указанного выше перечня от остатков группы "б". По мнению автора, ряд ископаемых в разрезах маастрихтских отложений принадлежат к группе "б". Это обстоятельство никоим образом не снижает подчеркнутой природой необычайной отчетливости рубежа мезозой/кайнозой как в общей эволюции органического мира, так и в развитии палеогеографии земного лика — это был биогеоценотический перелом, более резкий и менее продолжительный по сравнению с переломом в сеномане—туроне.

Причины развития биогеоценотического перелома на рубеже мезозоя и кайнозоя, объяснения феномена маастрихт/датской границы следует искать в предшествующей истории поздне меловых бассейнов.

Эвстатическая глобальная трансгрессия позднего мела привела к широкому развитию эпиконтинентальных морей. Биогеоценотический перелом в первые века позднего мела привел к расцвету, начиная с турона, планктона и особенно фитонанопланктона, как известкового, так и кремнистого.

Своего максимума продуктивность морской биоты достигла в маастрихте, скорее всего — в позднем маастрихте. Это доказывается прежде всего относительно большими мощностями маастрихтских карбонатных толщ эпиконтинентального генезиса, основными породообразующими организмами которых являются остатки известкового нанопланктона и планктона. Так, например, в Датской впадине мощность

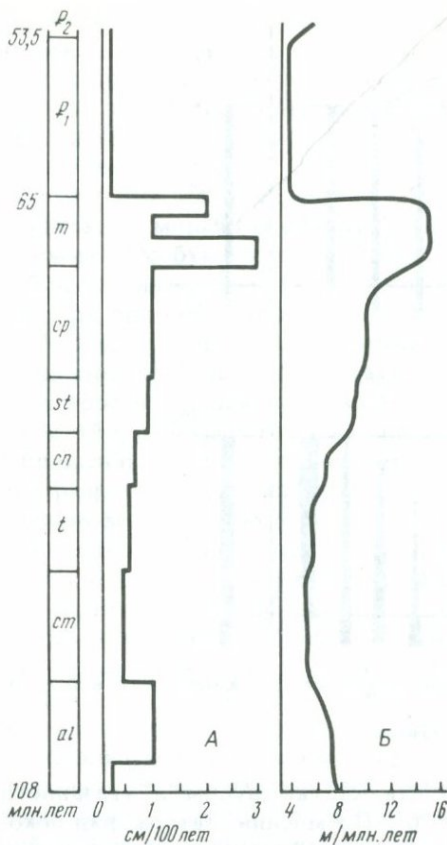


Рис. 19. Темп накопления отложений меловой системы и палеоцена в разрезе Губбио (Италия)

А — по И. Премоли Сильва и Л. Пагги [268]; Б — по М. Артуру [123].

маастрихтского мела достигает почти 700 м [305], что нельзя объяснить действием только тектонического фактора.

Максимум биопродуктивности именно в маастрихте доказывается также наиболее высокими для позднего мела скоростями накопления осадков, что в частности отмечено для разреза Губбио (Италия) [123, 268] (см. рис. 19).

По-видимому, особо высокая биопродуктивность морей в конце поздне меловой эпохи была связана с рядом обстоятельств, среди которых не последняя роль принадлежала особенностям маастрихтской палеогеографии. Принято считать, что в конце маастрихтского века происходила глобальная регрессия. Эта трактовка отражена на опубликован-

ных графиках [70, 196, 252, 321]. Однако подобная трактовка, несомненно, упрощает реальную картину. Ранее отмечалось, что в различных районах Евразии маастрихт залегает трансгрессивно, а в Альпах и на Балканах местами даже ингрессивно.

В этой связи следует вспомнить представления о *Pseudotextularia elegans*-трансгрессии в конце маастрихта [339]. Под этим термином понимается вторжение в северо-западную часть ЕПО (ФРГ, Дания) тепловодных средиземноморских фораминифер [131, 132, 306].

Подобное явление наблюдается и в восточной части ЕПО (Мангышлак, Восточный Прикаспий), где в самом конце маастрихта появляются средиземноморские крупные скульптурированные планктонные фораминиферы (*Pseudotextularia elegans* Rzehak, *Globotruncanita stuarti* Lapp. и др.).

Особенности маастрихтских температур морских бассейнов и углубление океанов в конце позднего мела (см. рис. 2), видимо, связанные друг с другом явления, также отразились на морской биоте. Можно предположить существенное изменение характера циркуляции в глубоководных бассейнах, что привело к возрастанию биологической продуктивности поверхностных вод.

Основная роль в продуцировании биомассы принадлежала нанопланктону, диатомеям и другим экологически близким к ним группам организмов. В настоящее время невозможно определить степень участия в создании биомассы пикопланктона, роль в этом процессе бескелетных организмов. Хорошо известно, что ныне существуют кокколитофориды, не имеющие минерализованного скелета. В лабораторных экспериментах замечено, что формы, имеющие скелет при одних условиях, могут его утрачивать при других [28]. Вполне возможно допустить, что фотосинтезирующая деятельность бескелетных организмов, их участие в биопродуктивности морских бассейнов в конце мезозоя была существенной. Интересно в связи с этим высказывание М.Н. Брамлетта [141] о том, что океаны в конце мела находились в относительно однородных условиях и поэтому были ближе к лабораторному опыту, чем современные океаны.

Участие зоопланктона в создании биомассы в терминальном маастрихте, по-видимому, наоборот, снизилось. Ряд исследователей [131, 132, 147, 202, 205, 206, 306] отмечают уменьшение не только таксономического разнообразия планктонных фораминифер, но и сокращение их количества в терминальном маастрихте, отвечающему зоне *Pseudotextularia elegans* (верхние 2—3 м слоев с *Hanzawaia ekblomi*, см. XXVI в табл. 2).

Подчеркнем еще раз: речь идет о возрастании в маастрихтском веке биомассы, но не таксономического разнообразия. Число видов известкового нанопланктона по общим подсчетам было наибольшим в маастрихте (см. рис. 17), тогда как по другим — видов было больше в сантоне-кампане (см. рис. 2). Согласно оценкам А.С. Алексева [2, 3], семейственное и родовое разнообразие зоо- и фитопланктона оставалось одинаковым в кампане и маастрихте.

Основную, решающую роль в продуцировании биомассы имели лишь относительно немногие оппортунистические виды. Это, в частности, доказывается расцветом в самом начале дания *Braarudosphaera* и *Thoracosphaera*, что отмечается в разрезах ряда регионов.

Рост биомассы открытого моря в конце маастрихтского века, по-видимому, достиг трудно представляемых с позиций формального актуализма масштабов.

Исключительно высокая продуктивность нанопланктона привела к истощению пищевых ресурсов океана. Именно это было основной причиной резкого сокращения таксономического разнообразия зоопланктона и фитопланктона, вплоть до полного вымирания подавляющей части видов, выживания лишь оппортунистических форм.

Представление о связи вымирания с исчерпанием пищевых запасов не ново.

Еще М.Н. Брамлетт [141] связывал расцвет фитопланктона в мезозое с приносом в океаны питательных веществ с суши, а его гибель в конце мелового периода — с внезапным сокращением поступления обломочного материала и питательных продуктов с выровненной суши. По Брамлетту, вымирание фитопланктона, находящегося в основании пищевой пирамиды моря, вело за собой вымирание представителей других групп морской биоты.

По Г. Тэппен [310, 311], эволюция фитопланктона — его таксономическое разнообразие и биомасса — составляет одно из звеньев сложной цепи взаимосвязанных явлений и факторов: физиографии суши и поступающих с нее питательных веществ, океанической и атмосферной циркуляции, колебаний климата и изменения уровня КГНК, содержания в атмосфере и гидросфере O_2 и CO_2 . Снижение биопродуктивности микрофлоры вызывало обогащение ^{12}C карбонатов, уменьшение концентрации O_2 и, наоборот, возрастание содержания CO_2 , что приводило к поднятию уровня КГНК и подводному растворению $CaCO_3$. При обильном привносе питательных веществ в океаны и моря все указанные процессы протекали в противоположном направлении. Именно такие условия существовали на протяжении большей части позднемеловой эпохи. В самом конце эпохи, по Тэппен, с пенеplenизированных континентов резко сократился снос питательных веществ; в результате снижения эффективности действия апвеллинга уменьшилось поступление питательных веществ (PO_4^{3-} , NO_3^- и др.) из океанических глубин. Наступивший минимум фитопродуктивности привел к вымиранию многих других организмов моря и изменил отношение CO_2/O_2 .

По Т. Ворзли [341], на протяжении позднего мела осуществлялся интенсивный фитопланктонный фотосинтез. Вследствие этого из атмосферы были изъяты значительные количества CO_2 , что привело к "ухудшению" климата в маастрихте. Концентрация O_2 наоборот, возросла в процессе фотосинтезирующей деятельности морской микрофлоры и покрытосеменных суши, а также, возможно, в результате изъятия углерода из атмосферного цикла при угленакоплении. С выровненной суши в маастрихте сносилось мало питательных веществ. По мере снижения температуры возросла растворимость CO_2 в морской воде, что привело к поднятию уровня КГНК; предполагается, что КГНК на рубеже маастрихт/даний могла даже достигать эвфотической зоны. Наступило весьма существенное свертывание фитопродуктивности, следствием которого было вымирание трофически связанных с фитопланктоном многих других групп морской биоты. Уменьшение фитомассы привело к большому сокращению трансформации CO_2 в O_2 в ходе фотосинтеза. Следовательно, концентрации атмосферной углекислоты возросли, повысились температуры, началось перемещение КГНК вниз.

Как видно, американские авторы решающую роль в исчерпании питательных ресурсов океанов и морей в конце мезозоя отводят дефициту континентального сноса.

В свете изложенных в разделе IV "Эпиконтинентальные моря, океаны, суша" данных количество поступавшего с континентов в бассейны ЕПО обломочного материала в позднем мелу было незначительным. По-видимому, сходная картина была характерна и для других эпиконтинентальных морей с карбонатной седиментацией. Поступление питательных веществ в позднемеловые глубоководные бассейны, можно думать, вряд ли было значительным, во-первых, потому, что участки гористой суши в позднем мелу имели ограниченное распространение (главные из них — горные системы востока Азии и запада Северной

Америки) и, во-вторых, подавляющая часть обломочного материала (а вместе с ним питательных веществ) накапливалась не далее континентального подножия (как это имеет место ныне), не проникая далеко в океан. Кроме того, в концепции М.Н. Брамлетта и других кажется преувеличенной роль континентального привноса в океаны. Так, К.К. Зеленов [39] считает, что роль экзогенного фактора в формировании морских осадочных пород литологами слишком переоценена и что в осадкообразовании огромная роль принадлежит эндогенному привносу в океанах.

Нам представляется, что уменьшение содержания питательных веществ в воде океанов в конце позднемеловой эпохи могло осуществляться (по крайней мере частично) другими путями. В частности, можно предположить, что в глубоководных бассейнах в процессе изъятия из круговорота питательных веществ мог участвовать механизм, связанный с развитием КГНК.

Процесс истощения пищевых ресурсов был длительным. К концу маастрихта был достигнут порог, после которого началась массовая гибель пелагических организмов.

Однако подобный механизм не может объяснить быстрое, геологически мгновенное вымирание многих групп морской биоты на рубеже маастрихтского и датского веков.

Одно из возможных объяснений актуалистического плана. Известно, что в некоторых зонах современных океанов при сложном сочетании ряда факторов развиваются так называемые "красные приливы", или "красная вода" [109, 146, 201]. "Красные приливы" представляют собой внезапное, взрывное размножение одного или нескольких видов организмов пелагиали — "цветение воды". Наиболее обычными организмами являются динофлагеллаты, затем диатомеи, синезеленые водоросли, а также некоторые бактерии. Вода окрашивается в различный цвет; наиболее обычны различные оттенки красного цвета, что и дало название всему явлению. "Красные приливы", как правило, возникают в весьма плодородных, эвтрофных зонах океанов. Таковыми являются прежде всего участки апвеллинга: западные побережья Африки и Южной Америки, калифорнийский участок побережья Северной Америки, северо-запад Индийского океана и др. В зонах апвеллинга периодически резко возрастает биопродуктивность пелагиали, а следовательно, в верхних горизонтах водной толщи задерживаются продукты распада живого вещества, развиваются бактерии, возникает дефицит кислорода, что может вызвать гибель различных организмов. Сходные условия могут возникать и в других зонах океанов при скачкообразном изменении температуры, солености и других параметров, контролирующих жизнь фитонанопланктона.

Но наиболее пагубны для биоты океанов во время "красных приливов" токсические продукты жизнедеятельности динофлагеллат и других организмов, вызывающих "цветение воды". Отравление вместе с изъятием O_2 приводит к массовой гибели самых разнообразных организмов.

По наблюдениям Р. Адаши [109], у берегов Японии почти все одноклеточные организмы, более 50 видов бактерий и протистов могут

вызывать "красные приливы", как правило, в мае и октябре. Особенно часто "красные приливы" провоцируются динофлагеллатами и диатомеями. Большая часть "красных приливов" вызывается одним видом, но могут быть и многовидовые "взрывы", чаще всего они весьма непродолжительны — один или несколько дней, — но тем не менее они оказывают катастрофические действия на морскую биоту.

Зоны высокой биопродуктивности в позднем мелу были неизмеримо более обширными сравнительно с современными, что прежде всего объясняется существенно более широким распространением зон теплого климата. Следовательно, условия, благоприятствовавшие развитию явлений, если не тождественных, то во всяком случае близких по своей природе современным "красным приливам", могли охватывать значительно большие акватории по сравнению с нынешним их распространением. Как известно, современные "красные приливы", вызывающие массовую смертность, приурочены почти исключительно к теплым низким широтам. Характер вертикальной и широтной океанической циркуляции был иным. Предположение о том, что одной из причин массовой смертности морской биоты в конце мелового периода могло быть биологическое отравление пока представляет догадку, требующую подтверждений. В поисках таких подтверждений автор работает в настоящее время. Заметим, однако, что токсическое действие цианидов, выделенных кометой при ее столкновении с Землей [207], также не более, чем догадка.

Еще ранее в качестве одного из объяснений массовой гибели организмов рассматривалось химическое отравление, вызывавшееся повышенными концентрациями в воде ртути, меди, цинка, кадмия и других металлов [159, 328]. По П. Фогту [328], повышение концентраций металлов в конце мелового периода можно связать с активизацией вулканической деятельности. М. Чита и И. Премоли Сильва [156] среди ряда возможных причин вымирания на границе маастрихт/даний рассматривают также и токсическое действие возросшего в результате вулканического приноса содержания металлов в морской воде.

Очевидно, процессы растворения в глубоководных и мелководных бассейнах протекали различно. По М. Чита и И. Премоли Сильва [156], в позднем мелу в океанах происходила редукция накопления CaCO_3 — "карбонатный кризис". Своего максимума "кризис" достиг в маастрихте. По их мнению, последовательность событий, предполагаемая Г. Тэппен [310]: уменьшение продуктивности фитопланктона — возрастание концентрации CO_2 — поднятие КГНК и карбонатный кризис в самом конце мелового периода, не подтверждается данными глубоководного бурения. М. Чита и И. Премоли Сильва предполагает, что "карбонатный кризис" предшествовал снижению продуктивности известкового нанопланктона.

В разрезах ряда скважин DSDP терминальный маастрихт характеризуется огромным богатством известкового нанопланктона, но отмечаются признаки заметного растворения раковин фораминифер вплоть до полного исчезновения некоторых форм. Следовательно, наблюдаемое обеднение таксономического и количественного состава планктонных фораминифер связано с действием избирательного раст-

ворения, но отнюдь не указывает на снижении продуктивности зоопланктона в самом конце маастрихта.

Продолжительность акта массовой гибели организмов пелагиали геологически была ничтожной. Именно тогда образовался пограничный между маастрихтом и данием прослой "глин" ("boundary clay"). По И. Смиуту [51 раздела I], в разрезе Гредеро (Испания) "глины" накапливались на протяжении 16 000 лет. Но темп накопления "глин" был много ниже накопления карбонатных осадков маастрихта и дания.

Существенное снижение содержания CaCO_3 в "пограничных глинах" в разрезах Испании, Италии, Северной Африки и Евразии можно связать с биогеохимическим растворением карбонатов, рассмотренным в разделе III.

Самая важная особенность "пограничных глин", вызывающая оживленную дискуссию, — содержащийся в них иридий. Предположение о том, что в массовой гибели организмов пелагиали на рубеже маастрихт/даний значительная роль принадлежала биологическому отравлению, вовсе не означает отрицания действия иных факторов. Одним из таких факторов мог быть один из вариантов импактных событий. Однако содержание в "пограничных глинах" иридия не может служить, как это полагают многие авторы, достоверным доказательством импактного события. Прежде всего пока отсутствуют систематические данные о концентрациях Ig не только в "пограничных глинах", но и об "иридиевом фоне" мела и палеогена. Высказываются предположения о земном, вулканическом происхождении Ig [226, 270]. Нам же объяснение Э. Хэллеме [104] повышенных концентраций Ig в "глинах" микрометеоритным приносом при замедленном темпе осадконакопления представляется наиболее вероятным.

При выяснении характера событий, происходивших на рубеже маастрихт/даний в будущем важную информацию могут доставить результаты анализов изотопного состава кислорода и углерода органических карбонатов. К настоящему времени проведены определения отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ главным образом по раковинам бентосных и планктонных фораминифер и суммарным пробам карбонатного осадка (рис. 20), следовательно, преимущественно по известковому наупланктону [139, 162, 209, 284, 318 и др.]. Данных изотопных анализов еще очень мало, они фрагментарны, и по ним пока не представляется возможным сформулировать однозначные надежные выводы. Затруднения возникают при стратиграфической привязке данных различных авторов. Сделать это точно для слабого прослоя "пограничных глин" невозможно.

По $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ непосредственно на рубеже маастрихт/даний получены противоречивые результаты. В разрезах Гредеро в Испании (рис. 21) и скважины DSDP 384 (северо-запад Атлантического океана) отмечается сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ в сторону отрицательных значений и предполагается потепление (см. рис. 20, 21). По скважине DSDP 524 (юго-запад Атлантики) [209] и в Кызылсае (Мангышлак) сдвиг значения $\delta^{18}\text{O}$ направлен в противоположную сторону (рис. 22).

Б. Бухард и Н. Йоргенсен [148] в пограничном интервале маастрихт/даний в разрезах Дании зарегистрировали быстрые и резкие ко-

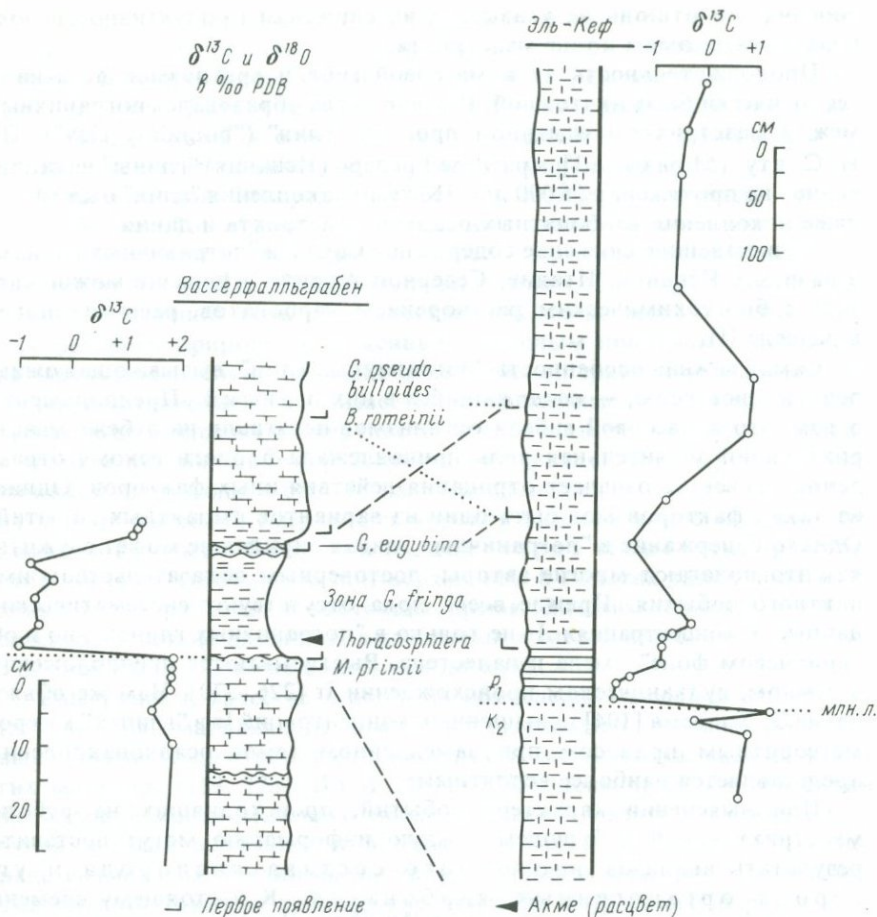
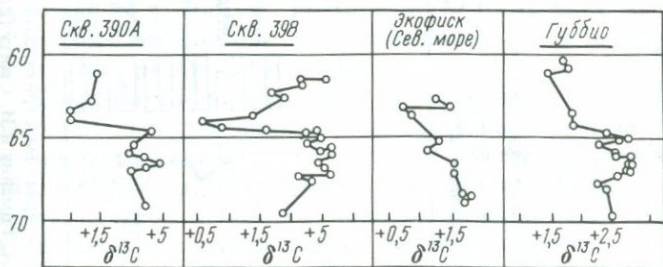
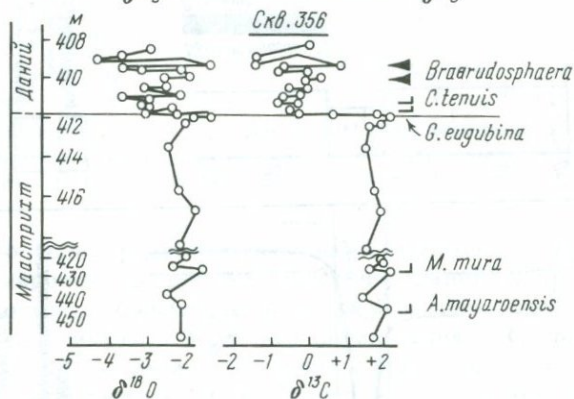
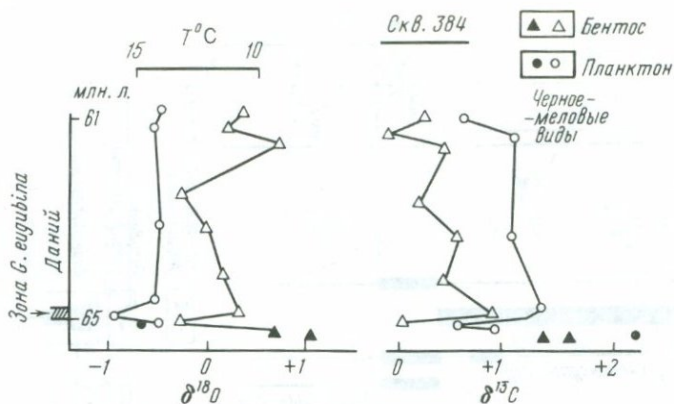


Рис. 20. Изотопный состав кислорода и углерода органических карбонатов пограничья маастрихт/даний некоторых разрезов: Вассерфалльграбен (Альпы, ФРГ), Эль-Кеф (Тунис) [34, 46, в литературе к разделу I];

скв. DSDP 384 (Ньюфаундлендская котловина, Атлантический океан) [139]; скв. DSDP 356 (плато Сан-Паулу, Атлантический океан [318]; скв. DSDP 390А (плато Блейк, Атлантический океан) и 398 (котловина Сьерра-Леоне, Атлантический океан), Экофиск (Северное море), Губбио (Италия) [290]

лебания значений $\delta^{18}\text{O}$, по которым, если предположить их связь с температурными условиями, рассчитанные температуры колеблются в пределах 12°C . Если же допустить, что изотопный состав кислорода контролируется главным образом соленостью, то тогда ее значения изменяются от 32 до 40‰ . Бухард и Йоргенсен полагают, что на рубеже маастрихт/даний кратковременные колебания испытывали оба параметра: и температура, и соленость.

По $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ к границе маастрихт/даний в скважинах DSDP 384 (северо-запад Атлантики) и 524 (юго-запад Атлантики), в "пограничных глинах" Гредеро и Эль-Кеф (Тунис) фиксируется заметное "облегчение" изотопного состава С (см. рис. 20, 21). Но в скважине DSDP 356 по бен-



тосу [235] и в кызылсайском разрезе по пробам осадка (рис. 22) значения $\delta^{13}\text{C}$ сдвинуты в сторону "+". В связи с этим отметим возможность различного истолкования цифр $\delta^{13}\text{C}$, полученных по материалам рубежа маастрихт/даней. Обычное истолкование заключается в предположении об избытке ^{12}C в воде, связанном с сокращением в результате массового вымирания количества организмов — основных потребителей легкого изотопа С. "Облегчение" изотопного состава С К. Сю [235] объясняет поступлением ^{12}C при таянии льдов ядра кометы, а Д. Маклин [235] — приносом вулканической углекислоты, $\delta^{13}\text{C}$ которой -7‰ . Не исключается зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ от характера биологического фракционирования изотопов углерода различными организмами

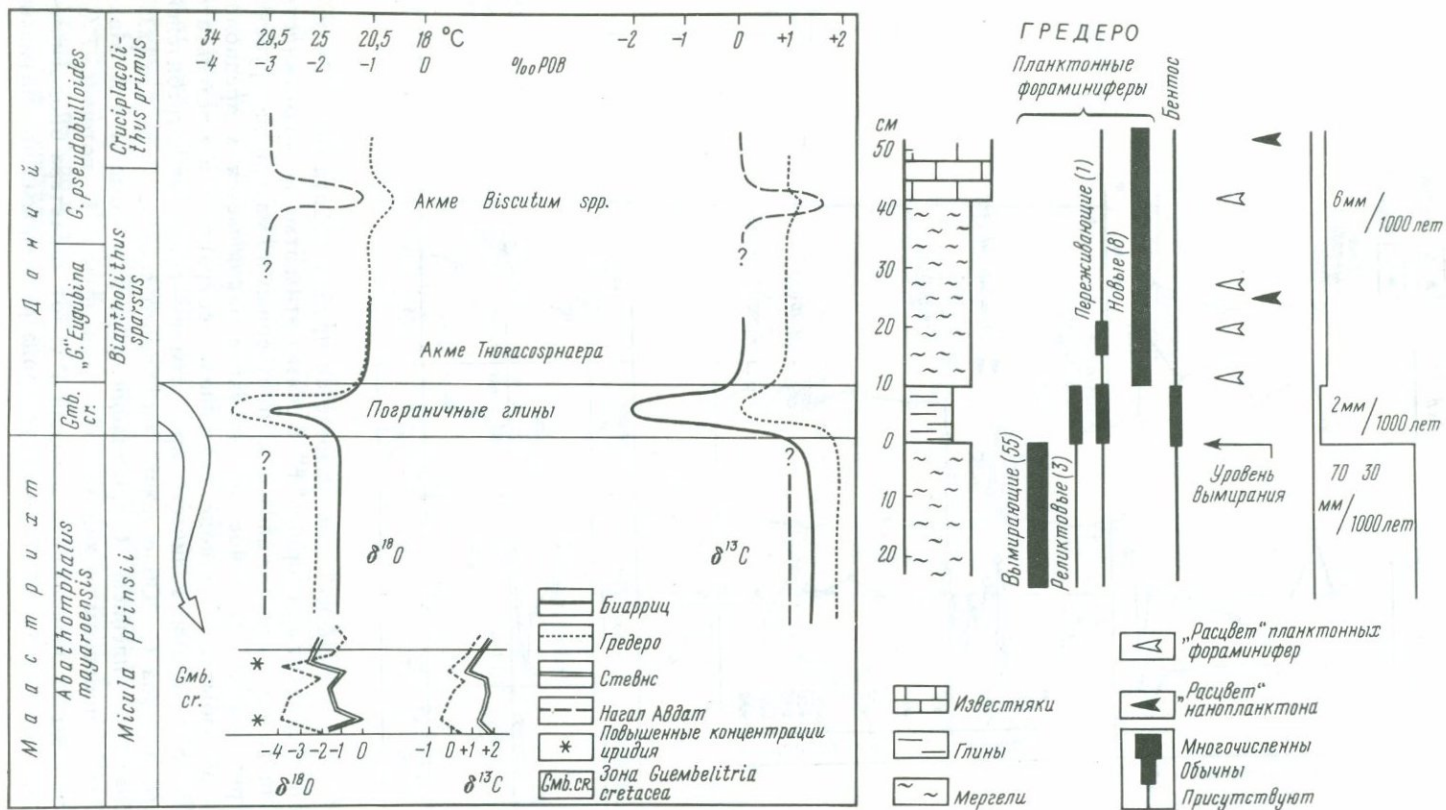


Рис. 21. Пограничный интервал маастрихт/даний разреза Гредеро (провинция Мурсия, Испания) по И. Смиуту и Д. Гертогену [301] и А. Ромейну и И. Смиуту [275]

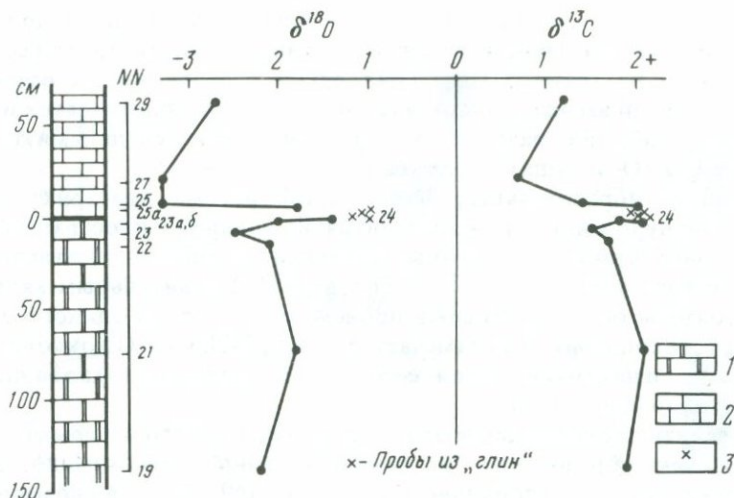


Рис. 22. Изотопный состав кислорода и углерода маастрихтского мела, датских известняков и пограничного между ними прослоя "глин" разреза Кызылсай (Мангышлак). Определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ произведены С.И. Кияшко.

[235]. Но если предполагаемая нами исключительно высокая фитопродуктивность на рубеже маастрихт/даний действительно имела место, то тогда повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ (повышение весьма незначительно, если иметь в виду, что определения $\delta^{13}\text{C}$ произведены с точностью $\pm 0,2^0/_{\infty}$) можно объяснить преимущественным изъятием из воды легкого изотопа ^{12}C фитомассой, что приводило к возрастанию значений $\delta^{13}\text{C}$ CaCO_3 . Возможность утяжеления изотопного состава углерода карбонатов, накопившихся в зоне фотосинтеза, предполагается рядом авторов [40, 336].

Очень интересным является прослеживаемый во всех исследованных разрезах сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$ для датских отложений в сторону уменьшения содержания тяжелого изотопа углерода сравнительно с маастрихтом. Так как фитопланктон в процессе фотосинтеза преимущественно потреблял ^{12}C , то морские карбонаты должны относительно обогащаться тяжелым изотопом. Возрастание в датских карбонатах концентрации ^{12}C , возможно, свидетельствует о снижении его фотосинтетического изъятия, следовательно, указывает на сокращение массы фитопланктона в дании. Это весьма предварительное заключение (не ясным остается эффект фракционирования изотопов углерода в ходе фотосинтеза между живыми водорослями и их скелетными образованиями), кажется, подтверждается результатами определения отношения Ca/Mg в отложениях пограничных между маастрихтом и данием в разрезах Дании и Швеции [220]. Это отношение резко снижено в дании по сравнению с маастрихтом, т.е. возрастает магниальность датских известняков. Видимо, это отражает увеличение содержания растворенной в воде углекислоты [274] и снижение доли участия в карбонатакоплением низкомагниальных скелетных образований кокколитофорид.

Эти тонкие изменения $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Ca/Mg наносят дополнительные штрихи на давно известную картину резкой смены вещественного состава на границе маастрихт/даний в непрерывных разрезах. Изменения были вызваны рядом взаимосвязанных геологических и биологических событий, развитие которых определялось динамикой отношений CO_2/O_2 и суша/море(океан).

Одной из поразительных особенностей рубежа маастрихт/даний является приуроченный к нему необычайно широко пространственно распространенный на современных континентах небольшой по величине стратиграфического hiatus перерыв [69]. Удивительным является то обстоятельство, что перерыв происходил во время единого цикла карбонатакопления. Как замечает Э. Фогт [332], в ЕПО кокколитово-мшанковые известняки дания естественно завершают карбонатную циклотему позднего мела.

Объяснить происхождение этого кратковременного перерыва много сложнее, чем образование "пограничных глин". Несомненно, здесь действовала причина глобального масштаба [69]. Одно из возможных объяснений — резкое, импульсивное увеличение емкости котловины Тихого океана, что привело к уходу воды с континентов и развитию скоротечной регрессии.

В существующих моделях импактных событий полностью отсутствуют объяснения феномена перерыва на рубеже маастрихт/даний. Между тем имеются подсчеты, согласно которым гигантская волна, вызванная океанским импактом, могла достигать высоты 8 км [279]. Если такая волна действительно возникла, то должны быть выяснены последствия, несомненно, опустошительного ее действия. Не является ли перерыв на рубеже маастрихт/даний одним из результатов такого действия?

Граница мезозой/кайнозой и вымирание динозавров — особая проблема, которой мы здесь лишь коснемся. Утвердилось представление о том, что по последним находкам в разрезах остатков динозавров нужно проводить границу между мезозоем и кайнозоем.

Именно так понимают эту границу очень многие геологи и палеонтологи, особенно работающие в Северной Америке. Поэтому необходимо выяснить, каково же соотношение вертикального распространения динозавров и границы мезозой/кайнозой, понимаемой как основание зоны "Globigerina" eugubina (см. раздел I).

В настоящее время известен, по существу, лишь один регион, в котором достаточно полно изучены континентальные отложения, содержащие остатки динозавров и охватывающие пограничье верхний мезозой/нижний кайнозой. Это Западный Внутренний бассейн Северной Америки от штата Нью-Мексико (США) на юге до канадской провинции Альберта на севере. Поэтому по полученным здесь данным о вертикальном распространении остатков динозавров нельзя формулировать выводы глобального масштаба.

Общий характер строения континентальных толщ, заключающих остатки динозавров, не позволяет достаточно уверенно обнаруживать в них перерывы, а в ряде случаев — и стратиграфические соотношения генетически различных осадков. Скольжение в пространстве

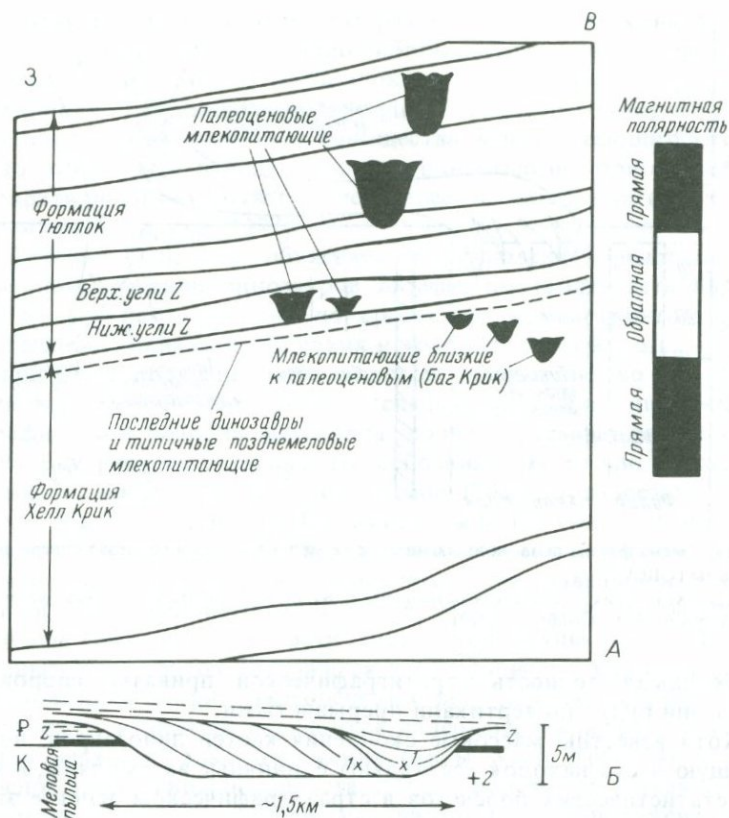


Рис. 23. Распространение остатков позвоночных в отложениях формации (свиты) Хелл Крик (маастрихт) и формации (свиты) Тюллоок (палеоцен) в Монтане (США)

А — Остатки динозавров и млекопитающих, обитавших на равнинах, находятся в отложениях свиты Хелл Крик; кости динозавров и млекопитающих, обитавших в речных долинах, показаны черным знаком по Д.А. Арчибальду и В.А. Клемену [122]

Б — Схема, показывающая соотношение врезов долин палеоценовых рек с нижележащими отложениями верхнего мела.

1 — фауна Баг Крик — палеоценовые млекопитающие и переотложенные кости динозавров; 2 — непереотложенные остатки динозавров по И. Смит и С. ван дер Каарсу [302].

границ континентальных свит, различная трактовка их объема различными авторами общеизвестны. Кроме того, переотложение костей позвоночных часто весьма трудно отличить от первичного их захоронения. Наконец, что особенно важно при установлении стратиграфической приуроченности остатков динозавров в Северной Америке, — это отсутствие сборов из одной достоверной последовательности слоев. Врезы, прислонения и другие условия залегания слоев не всегда могут быть выяснены. Кости динозавров, обитавших то на равнинах, то в озерных котловинах, то в речных долинах, собраны из разобщенных местонахождений (рис. 23).

Следовательно, оценка стратиграфического уровня находок не может быть точной. Нужно добавить, что если даже будет достигнута

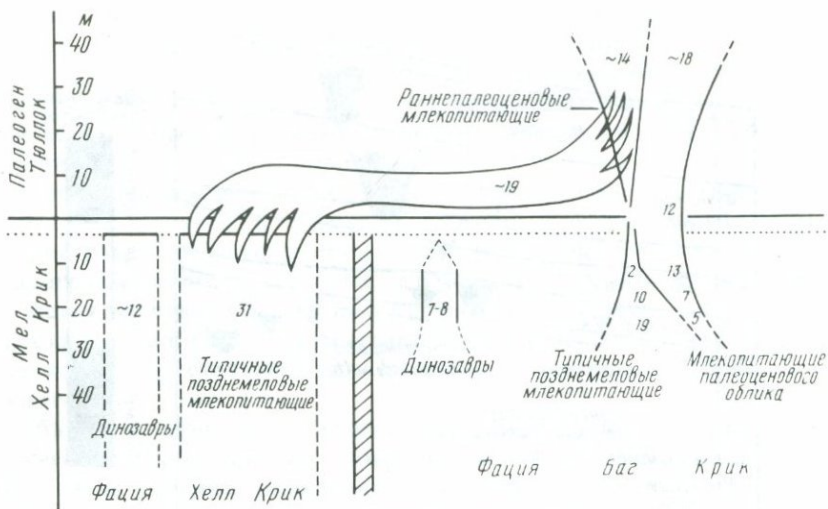


Рис. 24. Смена фауны позвоночных на рубеже мел/палеоген в разрезах северо-восточной Монтаны (США).

Фацция Хелл Крик — обитатели равнин; фацция Баг Крик — обитатели речных долин; цифры — число видов по Д.А. Арчибальду [120].

необходимая точность стратиграфической привязки сборов, то и тогда они будут по вертикали прерывистыми.

Хотя известны массовые скопления костей динозавров, но подавляющую часть находок составляют единичные экземпляры, и в целом для статистических подсчетов в стратиграфическом аспекте эта группа животных весьма неблагоприятна.

Все это приводит к тому, что определение уровня исчезновения или, наоборот, появления представителей различных таксонов позвоночных (не только динозавров) в континентальных свитах оказывается делом еще более трудным, чем для морских фоссилий.

Поэтому вполне понятна та "тяжба", которая ныне ведется между авторами, признающими постепенное таксономическое и количественное сокращение динозавров до их вымирания [122, 157, 326 и другие авторы], и сторонниками их быстрого исчезновения [279 и другие работы этого автора, а также 113, 118, 302]. И это на материалах одного и того же региона — запада Северной Америки!

Согласно авторам, признающим постепенность сокращения динозавров, также постепенно в разрезах появляются остатки млекопитающих (рис. 23А, 24). Биологические изменения до и после рубежа мел/палеоген, который признается достаточно отчетливым, предполагаются кумулятивными и постепенными, длившимися миллионы лет. Отмечается, что динозавры исчезают на севере раньше, чем на юге [326]. По Р. Слоану [300], в районе Хелл Крик (Монтана) количественный пик распространения остатков динозавров расположен в 27—33 м ниже угольного пласта z, по подошве которого проводится граница мел/палеоген (рис. 23А); выше пика и до слоя z остатки динозавров (комплекс *Triceratops*) встречаются зна-

чительно реже и именно в этом интервале происходит смена флоры и пыльцы Хелл Крик более холоднотерпимыми элементами, характерными для палеоценового комплекса Тьюллок, а также развивается фауна млекопитающих *Protungulatum—Stygmis* палеоценового облика. В целом постепенная эволюция сообщества млекопитающих происходила до рубежа мел/палеоген: почти полностью исчезли сумчатые, резко сократились многобугорчатые, менее значительные изменения претерпели плацентарные [327].

Д.А. Расселл [279, 280] объясняет возникновение представления о постепенном угасании динозавров артефактом (более детальными сборами из верхнего кампана по сравнению с маастрихтом, различной степенью сохранности мелких и крупных форм и т.д.).

Недавно было получено очень хорошее доказательство тех трудностей, которые возникают перед исследователем при определении стратиграфической позиции материала, коллектируемого из разрезов Западного Внутреннего бассейна. На основании экскурсии, проведенной двумя голландскими исследователями [302] по разрезам Монтаны (Хелл Крик, Сноу Крик, Баг Крик), были получены следующие результаты: 1) фауна Баг Крик, которую относят к верхам мела, считая, что она составлена позднемиловыми динозаврами и млекопитающими "палеоценового облика", в действительности является палеоценовой (рис. 23Б); 2) кости динозавров фауны Баг Крик перетолжены; 3) эта фауна содержится в косослоистых баровых осадках и отложениях стариц палеоценовых рек, долины которых врезаются в отложения нижних горизонтов палеоцена (включая угольный пласт z) и верхнемеловые отложения свиты Хелл Крик; 4) в тонком прослое глины основания пласта z, где происходит резкая смена палинокомплексов — это рубеж мел/палеоген — обнаружена иридиевая аномалия с концентрациями *Ir*, достигающими 11,7 нг/г; 5) непереотложенные кости динозавров находятся в нескольких метрах ниже пласта z; 6) пласт z местами расщепляется на ряд прерывистых прослоев, что может привести к недоразумениям стратиграфического порядка.

Авторы, получившие эти результаты, полагают, что установленная ими иридиевая аномалия синхронна "boundary clay" разрезов морских отложений. Подчеркивается, что позднемиловые динозавры не сосуществовали с млекопитающими "палеоценового облика", а были отделены от них во времени эпизодом стрессовых условий, вызванных импактом и длившихся несколько тысяч лет. Остается удивляться, как за время одной экскурсии можно было опровергнуть установившиеся представления о стратиграфическом положении позвоночных в пограничных между мелом и палеогеном отложениях Монтаны.

Пик концентраций иридия отмечается в угленосных отложениях бассейна Ратон (Нью-Мексико и Колорадо) [258, 260]. Этот пик совпадает со скачком в соотношении пыльцы покрытосеменных (количественно они резко сокращаются, исчезают некоторые таксоны) и спор.

В статьях, в которых излагаются данные по содержанию ири-

дия в континентальных отложениях Северной Америки, настораживает подход к стратиграфическим построениям: пик концентраций *Ir* совпадает со скачком в составе спорово-пыльцевых комплексов; известно, что на границе мел/палеоген в морских разрезах (Губбио и др.) отмечены высокие концентрации *Ir*; следовательно, и в континентальных толщах Северной Америки палинологический скачок есть граница мел/палеоген. Авторы даже не задумываются о возможности существования нескольких пиков иридия и нескольких палинологических скачков. Такая возможность отмечается [327].

Динозавры в этих построениях "отставлены" от участия в проведении границы мел/палеоген, хотя именно им придается решающая роль в различных вариантах катастрофических событий. Это и понятно, ибо динозавры "недоживают" до рубежа мел/палеоген в Монтане (см. рис. 23Б) и в подавляющей части других районов Западного Внутреннего бассейна. Но вот в бассейне Сан-Хуан (Нью-Мексико) выше палинологического перелома и выше иридиевой аномалии обнаружены остатки динозавров [174].

Неблагоприятные для детальных стратиграфических исследований черты строения континентальных свит отразились и на опубликованных данных о соотношении в разрезах костей позвоночных, с одной стороны, спорово-пыльцевых комплексов и флористических остатков — с другой. Большинство авторов отмечают, что кости последних динозавров находятся в нескольких метрах (от 2 до 10 м) ниже спорово-пыльцевого рубежа мел/палеоген [120, 122, 158, 204, 237, 300, 302, 326]. Но имеются указания о находках последних динозавров выше этого рубежа [278, 281].

Краткий обзор опубликованных материалов по вертикальному распространению динозавров и флоры в разрезах Западного Внутреннего бассейна свидетельствует об их противоречивости, стратиграфической неопределенности. Границу мел/палеоген здесь проводят то по динозаврам, то по палинологическим данным, а вот теперь и по иридиевой аномалии.

В целом статистические оценки вертикального распространения динозавров и характера их отношения к рубежу мел/палеоген страдают теми же недостатками, что и подсчеты по беспозвоночным: они проведены для слишком крупных вертикальных интервалов — яруса [3], подъяруса [280].

Вот подсчеты разнообразия на уровне семейств и родов (в скобках) динозавров и млекопитающих для кампана и маастрихта [3]:

	кампан	маастрихт
динозавры	11 (35)	13 (47)
млекопитающие	15 (26)	12 (22)

Получается, что у заведомо развивавшейся группы — млекопитающих — происходило сокращение таксономического разнообразия, тогда как для угасающих динозавров число семейств и родов возросло. Действительная картина была обратной и постепенное вымирание динозавров представляется несомненным [106].

Теперь очень кратко о магнитостратиграфическом определении рубежа мел/палеоген в Северной Америке.

В качестве магнитостратиграфического стратотипа меловой системы американские и итальянские авторы [125] предложили разрез карбонатных отложений Губбио (Италия). В этом разрезе основание зоны "Globigerina" eugubina, т.е. граница мел/палеоген, располагается внутри магнитной зоны G— обратной полярности (мощность ее 5 м), в 1,5 м ниже основания зоны прямой полярности Н+, отвечающей магнитной аномалии 29.

Группа американских авторов [149, 150, 240] предприняла магнитостратиграфическое изучение ряда разрезов штатов Нью-Мексико и Вайоминг. По их мнению, непрерывный переход между мелом и палеогеном существует в бассейне Сан-Хуан (Нью-Мексико). Здесь граница мел/палеоген, устанавливаемая по последним находкам динозавров, располагается в середине зоны прямой полярности, которую они относят к аномалии 29. На этом основании делается вывод, что динозавры исчезли позже позднемеловых планктонных фораминифер, что установлено в разрезе Губбио. Н.-А. Мёрнер [251] на основании магнитостратиграфического изучения стратотипа датского яруса (мыс Стенс, Дания) и некоторых других разрезов также пришел к такому же заключению: по его подсчетам, динозавры вымерли спустя 0,7—1 млн. лет после рубежа мел/палеоген, установленного по изменению планктонных фораминифер. Упомянутые исследователи отрицают любую модель катастрофического вымирания.

Естественно, авторы, признающие возможность воздействия на развитие органического мира импактных событий, критически относятся к результатам Р. Батлера и его соавторов. Прежде всего высказывается подозрение в непрерывности разреза Са-Хуан [118]. Предполагается, что в разрезе Сан-Хуан развит перерыв, охватывающий весь верхний маастрихт [241]. Предлагаются иные трактовки как самого разреза, так и последовательности в нем магнитных зон (в частности, зоне 28 Батлера и других придается номер 29 и т.д.) [237].

По Д.А. Арчибальду и др. [121] в разрезах Монтаны (свиты Хелл Крик (Ланс) и Тюллок) выделяется зона прямой полярности Fort Peck A+, по-видимому, отвечающая зоне прямой полярности бассейна Сан-Хуан, в которой, по Р. Батлеру и его коллегам, исчезают динозавры. В разрезах Монтаны и Альберты, по Д.А. Арчибальду и др., вымирание динозавров и изменение спорово-пыльцевых комплексов, по которым проводится граница мел/палеоген, происходят в пределах вышележащей зоны обратной полярности Fort Peck B—.

Таким образом, палеомагнитная корреляция разрезов Нью-Мексико и Монтаны пока очень ненадежна. Это объясняется не только особенностями континентальных терригенных толщ, но и тем, что последние остатки динозавров, по которым некоторыми американскими авторами трассируется граница мел/палеоген, попросту в разных районах приурочены к стратиграфически различным горизонтам.

Канадскими авторами [237] были осуществлены (совместно с ра-

диометрическими определениями и изучением вертикального распространения динозавров и растительных остатков) магнитостратиграфические исследования аллювиально-дельтовых осадков верхней части серии Эдмонтон (верхний маастрихт и даний) долины Ред-Дир (Альберта). Установлено, что граница мел/палеоген, трассируемая по внезапной смене спорово-пыльцевых комплексов, расположена в нескольких метрах ниже зоны прямой полярности, которую авторы принимают за аномалию 29. Таким образом, по их заключению, вымирание динозавров почти синхронно с границей мел/палеоген карбонатного разреза Губбио (где, напомним, эта граница располагается в 1,5 м ниже основания магнитной аномалии 29).

Основание аномалии 29 предлагается рассматривать в качестве наиболее удобного в глобальном масштабе физического приближения к границе мел/палеоген. Но возникает вопрос: верно ли сопоставление выделенной в Альберте зоны с аномалией 29 разреза Губбио? Тем более этот вопрос уместен, так как радиометрически граница размещается канадскими авторами в интервале $63 \pm 0,5$ млн. лет, т.е. выше общепринятого ее радиометрического положения. Появились данные о том, что указанная радиометрическая цифра получена по высоким горизонтам пласта z [302].

В целом накопленные сведения по динозаврам (и не только в Северной Америке) позволяют прийти к следующим двум выводам: 1) Динозавры составляют важнейший элемент фаунистической характеристики "ядра" позднего мезозоя. Возможные проскальзывания единичных форм в кайнозой не меняют сути дела. 2) Для проведения границы мел/палеоген в континентальных толщах с точностью, достигнутой при трассировании границы в морских разрезах, роль остатков динозавров весьма скромна. Это связано с дисперсностью вертикального распространения, разрозненностью находок по площади, сложностью их тафономии, стратиграфической недостаточностью разрешающей способности радиометрических и магнитостратиграфических методов. Оценить время совершения какого-либо события, тем более катастрофического, по динозаврам попросту нельзя.

Вероятно, как шутку следует расценивать замечание Д.А. Расселла [279, с. 65] о том, что развитие морской макро- и микрофауны по сравнению с наземными позвоночными изучено еще недостаточно, так как их остатков много, а число палеонтологов ограничено!

О привлечении динозавров для подтверждения катастрофического характера событий на рубеже мезозой/кайнозой очень метко высказался Т. Шопф [292]: вымирание динозавров не столько значительная научная, сколько впечатляющая популярная проблема, разработка которой никому ничего не стоит.

Заключение. В вымирании динозавров, как и других организмов, нет ничего необычного. Вымирание естественная судьба всего живого. Палеонтология есть одна длинная запись несчастий [110, с. 156]. Развитие и смена органического мира не происходили равномерно. Полностью может быть принята концепция Й. Вальтера [333] о чередовании в прошлом продолжительных эпох ничтожных изменений и коротких "героических" эпизодов оживленных преобразований. Периоды медлен-

ного развития сменялись интервалами быстрой, иногда весьма быстрой смены биоты. В несовершенных по своей полноте геологической и палеонтологической летописях такие интервалы легко принять за катастрофические перевороты.

Но всегда смена — вымирание и появление — подготавливалась всей предшествовавшей эволюцией органического мира. Эволюция была связана с развитием планеты, отраженным прежде всего в ее физико-географической среде, ее палеогеографическом облике. Связь не была односторонней, как это часто понимается: изменение среды определяет развитие органического мира. Существовал механизм автокорреляции между всеми геологическими, физическими, химическими и биологическими событиями, происходившими на земном лике [181]. Недавно предложенная "гипотеза Геи" предполагает активное участие в создании среды самой биоты, предполагает модель глобальной экосистемы, в которой гомеостаз является прямым и автоматическим результатом характерных особенностей жизни [337].

Подобные идеи не новы. В.И. Вернадский неоднократно и особенно отчетливо в своем труде "Химическое строение биосферы Земли и ее окружения" [23] подчеркивал планетное значение жизни, огромную роль живого вещества как геологической силы.

Развитие органического мира в конце мезозоя представляет прекрасную иллюстрацию активного участия морской биоты в моделировании среды. Развитие фитонанопланктона в позднем мелу сказалось прямым и самым непосредственным образом на осадконакоплении, на формировании отношения CO_2/O_2 . Высокая фитопродуктивность в позднем мелу действовала не только "положительно" — накапливались огромные толщи карбонатов, но и "отрицательно" — в сложных процессах подводного растворения $CaCO_3$, несомненно, участвовал и биогеохимический фактор.

Поздне меловой фитонанопланктонный "взрыв" завершился грандиозным коллапсом морской экосистемы, заключающимся в истощении пищевых ресурсов океана и гибели морских организмов, усугубленной биологическим отравлением. Доля участия фотосинтезирующего фитонанопланктона и других организмов растительной природы в формировании отношения CO_2/O_2 представляется значительной. Поэтому можно предположить, что коллапс морской биоты отразился на течении геологических и биологических процессов, происходивших не только в океаносфере, но и на суше.

По-видимому, нуждается в пояснении термин "биогеоценотический перелом". Под этим термином понимаются не только существенные изменения органического мира, но и происходившие одновременно геологические события (в применении ко второму биогеоценотическому перелому — это прежде всего события, приведшие к образованию hiatus между маастрихтом и данием). Второй биогеоценотический перелом был короче первого: начался он в позднем маастрихте и окончился в начале дания. Таким образом, биологические и геологические события, разыгравшиеся собственно на рубеже маастрихт/даней, составляли лишь часть перелома. Перелом не сводился только к исчезновению, вымиранию меловых организмов, но и означал появление.

бурное развитие новых кайнозойских элементов. Его начало и окончание в геологической и палеонтологической летописях не выражены глобально резкими рубежами, которые в экологически различных регионах располагаются на различных хронологических уровнях. Термин "биогеоэотический перелом", понимаемый не только как исчезновение старого, но и появление нового, отвечает термину "анастрофа" (греч. "ана" — вверх, вновь, обратно; "строфа" — строфа, перемена, поворот) Й. Вальтера [333], предложенному им взамен термина "катастрофа" (греч. "ката" — вниз, полностью, целиком). Однако в своих работах, опубликованных на протяжении ряда лет, Й. Вальтер вкладывает несколько различное понимание в термин "анастрофа". Поэтому этот термин здесь не применяется, хотя, несомненно, он значительно точнее передает характер событий происходивших в начале и особенно в конце мела, чем термин "катастрофа".

В любом случае, принимая один из трех терминов, тем самым определяя общий характер развития планеты и ее органического мира, проблемой остается выявление причин, действовавших на течение геологических событий и ход биологических процессов. Это прежде всего проблема соотношения непосредственно действовавших сил и факторов управлявших этими силами. По Д. МакЛарену [244], это соотношение между непосредственно действовавшими, прямыми причинами (immediate causes) (колебания климата, изменения уровня моря, колебания радиации, ударный эффект и т.п.) и первичными, основными причинами (ultimate causes) (конвекция мантии, солнечные и орбитальные явления, космические события). Проблемой является также установление соподчинения действовавших сил.

Лишь немногие авторы являются представителями монокаузального направления в объяснении вымирания организмов. Так, например, С. Стенли [304] считает, что в фанерозойских вымираниях (в том числе и на рубеже мезозой/кайнозой) доминирующая роль принадлежала климатическим изменениям. Очень многие исследователи [110, 111, 122, 137, 238, 257, 326, 327 и другие авторы] полагают, что развитие и смена органического мира на рубеже мезозой/кайнозой были поликаузальными, т.е. контролировались действием не одной, а нескольких причин. Среди причин большинство авторов не отрицает возможность действия также и вземных сил. Однако геологические и палеонтологические материалы не позволяют признать за вземными силами ведущую роль в вымирании на рубеже мезозой/кайнозой, как это предполагается гипотезами К. Сю и его коллег и Л.В. Альвареца, В. Альвареца и их многочисленных соавторов и последователей. В этих гипотезах геологическая и палеонтологическая информация подавляется астрономическими, химическими и физическими выкладками. Подобные выкладки очень важны и интересны. Некоторые из них заставляют по-новому трактовать имеющиеся материалы и факты, по-новому освещают некоторые события прошлого. Но в целом они все-таки представляют лишь "надстройку", оторванную от "субстрата" — от разрезом.

Ч. Оффисер и Ч. Дрейк [257] совершенно верно подчеркивают необходимость дальнейшего детального и углубленного изучения "суб-

страта", а также действия земных факторов: процессов вулканизма, трансгрессий и регрессий, геохимических изменений, палеоклиматических и палеоокеанических колебаний и т.д. Все это В. Альварес и др. [117, с. 1184] называют "приятной ностальгией" по "доиридиевой" эпохе изучения проблемы. Упрек сделан свысока, с вершины "надстройки" и должен быть решительно отвергнут.

Что касается гипотез внеземного воздействия на происходившее на Земле, то автор настоящих страниц присоединяется к мнению тех исследователей, которые, не отрицая возможность подобного воздействия, тем не менее не отдают ему первую роль. Однако вот что важно. Импактные, следовательно, мгновенные события, несомненно, могли оставлять, подобно пепловым прослоям крупных эруптивных извержений, в осадочных толщах следы, значение которых как глобальных стратиграфических маркеров трудно переоценить.

Действием земных сил — эндогенных и экзогенных — можно объяснить все грандиозные изменения, происходившие на земном лике. Земля и ее биосфера в своем развитии в мезозое и кайнозое (и вероятно, на протяжении всего фанерозоя) не нуждались в "подзатыльниках" извне.

Литература к разделам II—V

1. *Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э.* Размыты и перерывы в мел-палеоценовом осадконакоплении юго-востока Туранской равнины и их значение для поисков неструктурных ловушек нефти и газа. — Узб. геол. журн., 1977, N 5, с. 58—70.
2. *Алексеев А. С.* Методические основы количественного анализа изменений таксономического разнообразия органического мира во время "великих вымираний". — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 6, с. 126—136.
3. *Алексеев А. С.* Количественный анализ вымирания на рубеже мезозоя и кайнозоя. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 2, с. 87—102.
4. *Архангельский А. Д.* Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. — Тр. Геол. ком. Н.С. 1916, вып. 151, 98 с.
5. *Архангельский А. Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. М.: Пг.: Госиздат, 1923. 146 с.
6. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР: Западная часть. М.: Л.: ОНТИ, 1934, вып. 2. 427 с.
7. *Баринов Г. В.* Биосферные ритмы и проблема сохранения кислородного равновесия. — Журн. общ. биологии, 1972, т. 33, N 6, с. 771—778.
8. *Белмуस्ताков Е. м., Йолкичев Н.* Стратиграфия на мастрихта и танета в Габровската синклинала (Северна България). — Тр. върху геологията на България. Сер. стратиграфия и тектоника. 1965, т. 6, с. 177—194.
9. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
10. *Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П.* Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литология и полез. ископаемые, 1978, N 5, с. 3—17.
11. *Будыко М. И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 350 с.
12. *Будыко М. И.* Изменения окружающей среды и формирование последовательных фаун. — Палеонтол. журн., 1981, N 4, с. 3—11.
13. *Будыко М. И., Ронов А. Б.* Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое. — Геохимия, 1979, N 5, с. 643—653.
14. *Бутковский Ю. М.* Новое о сеноманских отложениях северной части солянокупольной области Прикаспия. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, N 1, с. 170—172.
15. *Бушинский Г. И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., 1954. 307 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 156).
16. *Бушинский Г. И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М., 1966. 191 с.

- (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 169).
17. Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Писчий мел и его происхождение. — Литология и полез. ископаемые, 1979, N 2, с. 37—54.
 18. Вахрамеев В.А. Основные этапы развития древних флор и геохронологическая шкала. — В кн.: Тез. докл. совещ. по пробл. "Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов". М.: Наука, 1969, с. 54—58.
 19. Вахрамеев В.А. Поздне меловые флоры. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1970, вып. 208, с. 282—305.
 20. Вахрамеев В.А. Климаты северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники. — Палеонтол. журн., 1978, N 2, с. 3—17.
 21. Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные. — Палеонтол. журн., 1981, N 2, с. 3—14.
 22. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры Монголии и климаты того времени. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, N 11, с. 54—58.
 23. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
 24. Воейков А.И. К вопросу о колебании климата. — Метеорол. вестн., 1902, т. 12, N 7, с. 253—264; N 8, с. 297—309.
 25. Геккер Р.Ф. Каменное дно и скалистые берега морей геологического прошлого. — В кн.: Тр. 9-й сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва, М.: Недра, 1967, с. 25—29.
 26. Герасимов П.А., Мизачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1962. 196 с.
 27. Голенкин М.И. Победители в борьбе за существование: Исследование причин и условий завоевания Земли покрытосеменными растениями в середине мелового периода. М.: Госиздат, 1927. 101 с.
 28. Голубев С.Н. Реальные кристаллы в скелетах кокколитофорид. М.: Наука, 1981. 164 с.
 29. Гольберт А.В. К термической характеристике мезозойских и кайнозойских климатов Северной Азии (в связи с признаками ледового переноса мегакластов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 11, с. 141—148.
 30. Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенко Л.Л. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.
 31. Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.
 32. Гуржий Д.В., Сеньковский Ю.Н. О генезисе бейделитовых глин сеномана Приднестровья. — Геол. журн., 1963, т. 23, N 2, с. 82—86.
 33. Димитрова Н., Чемберски Хр. Следи от мастирхиска трансгресия в Разградско. — В кн.: Сб. в чест на акад. Й.С. Йовчев. София, 1964, с. 531—532.
 34. Дистанов У.Г. Кремненакопление в мезо-кайнозойских бассейнах платформенных областей. — В кн.: Кремнистые породы СССР. Казань: Геол. ин-т Мингео СССР, 1976, с. 255—263.
 35. Дистанов У.Г., Копейкин В.А., Кузнецова М.А., Силантвев В.Н. Об особенностях кремненакопления в мезо-кайнозойских платформенных бассейнах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, N 3, с. 668—671.
 36. Добродеев О.П., Суетова И.А. Живое вещество Земли. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 26—58.
 37. Жерихин В.В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов (трахейные и хелицероные). М.: Наука, 1978. 198 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР; Т. 165).
 38. Заклинская Е.Д. Покрытосеменные по палинологическим данным. — В кн.: Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977, с. 66—119.
 39. Зеленов К.К. Океаническая вода, как продукт вулканизма. — Бюл. вулканол. ст. АН СССР, 1963, N 34, с. 51—55.
 40. Игнатьев А.В., Николаев В.И., Стрижов В.П. К вопросу об аномально высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$ некоторых биогенных карбонатов. — В кн.: Тез. докл. 9-го Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Наука, 1982, т. 2, с. 404—405.
 41. Каледа Г.А. Периодизация геологической истории кремнезема. Львов: Изд-во Львов. ун-та. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3/4, 1956, с. 277—298.
 42. Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. — Зап. имп. Академии наук, 1887, т. 60, прил. 8, с. 1—36.
 43. Кац Ю.И., Шуменко С.И., Фам Ван Ан.

- О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы. — Вестн. ХГУ. Геология и география, 1975, N 120, вып. 6, с. 12—21.
44. Колесников Ч.М. Система, стратиграфическое распространение и зоогеография мезозойских лимнических двустворчатых моллюсков СССР. — В кн.: Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л.: Наука, 1980, с. 9—65.
 45. Колтыпин С.Н., Сафонова В.С. Пирокластические породы в меловых отложениях Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, N 6, с. 1416—1418.
 46. Красилов В.А. О совпадении нижних границ кайнозоя и кайнофита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, N 3, с. 9—16.
 47. Красилов В.А. Развитие поздне меловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменениями климата и тектоногенезом. — Тр. Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 27, с. 30—42.
 48. Красилов В.А. Тектогенез и эволюция климата Тихоокеанского пояса в меловом периоде. — В кн.: Докл. сов. геологов на 25-й сес. МГК "Стратиграфия и седиментология. Геология декабря". М.: Наука, 1976, с. 23—32.
 49. Красилов В.А. Эволюция флоры в меловом периоде, и нужен ли кайнофит? — Палеонтол. журн., 1983, N 3, с. 93—96.
 50. Красилов В.А., Неволлина С.И., Филипова Г.Г. Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события середины мелового периода. — В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 103—115.
 51. Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И. О предполагаемых масштабах вертикальных движений дна океана и изменениях объема океанских впадин в кайнозое. — В кн.: Проблемы палеогеографии. М.: Наука, 1976, с. 69—80.
 52. Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 90—191.
 53. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
 54. Мартинсон Г.Г. Мезозойские озерные бассейны Монголии: Палеогеография, литология, палеобиогеохимия, палеонтология. Л.: Наука, 1982. 212 с.
 55. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 272 с.
 56. Милановский Е.В. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднего Поволжья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1928, т. 6, вып. 2, с. 146—170.
 57. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 178 с.
 58. Муравьев В.И. Породы-индикаторы глобальных изменений экологических обстановок. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, N 4, с. 943—946.
 59. Мурдмаа И.О. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 207 с.
 60. Надсон Г.А. Микроорганизмы как геологические деятели. Пб., 1903. 98 с.
 61. Назаров М.А., Барсукова Л.Д., Колесов Г.М., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов. — Геохимия, 1983, N 8, с. 1160—1178.
 62. Найдин Д.П. Морфология и палеобиология врехнемеловых белемнитов. М.: Изд-во МГУ, 1969. 302 с.
 63. Найдин Д.П. О колебаниях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое. — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 2, с. 85—102.
 64. Найдин Д.П. Актуализм. Актуогеология. Актуопалеонтология. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 2, с. 49—63.
 65. Найдин Д.П. Поздне меловая эпоха в истории океанов и континентов. Ст. 1, 2. — Геология и разведка, 1984, N 2, с. 13—21; N 3, с. 3—14.
 66. Найдин Д.П. Уровень Мирового океана в конце мезозоя. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1985, N 3, с. 12—22.
 67. Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма. — В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 7—21.
 68. Найдин Д.П., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Граница маастрихт-даний в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа. — Докл. АН СССР, 1982, т. 267, N 1, с. 177—180.
 69. Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984. 163 с.

70. *Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н.* и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 5, с. 27—42.
71. *Найдин Д.П., Тейс Р.В.* Мезотопный состав кислорода воды мезозойских морей Евразии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 3, с. 5—11.
72. *Незимов В.Н.* Литолого-палеогеографическая характеристика верхне-меловых отложений Среднего, прилегающих районов Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия. — Тр. Геол. ин-та (Казань), 1968, N 19, с. 16—22.
73. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Базовкина И.Г.* Строение второго слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным. Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1981, т. 12, 84 с.
74. *Пастернак С.И.* Биостратиграфия меловых отложений Вольно-Подольской плиты. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. 100 с.
75. *Пастернак С.И., Гаврилишин В.И., Гинда В.А.* и др. Стратиграфия и фауна меловых отложений запада Украины. Киев: Наук. думка, 1968. 272 с. На укр. яз.
76. *Пастернак С.И., Гаврилишин В.И.* Палеогеография предгорного прогиба Украинских Карпат в позднемеловую эпоху. — Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 1971, t. 15, p. 243—251.
77. *Пастернак С.И., Лещух Р.И., Сеньковский Ю.Н.* Вулканизм и развитие организмов с кремневым скелетом в северной части океана Тетис в меловом периоде. — Геол. журн., 1981, т. 41, N 2, с. 72—78.
78. *Поярков Б.В.* О значении критической глубины карбонатообразования для классификации разрезов, проводимой при тектоническом районировании (на примере среднего палеозоя северного склона Туркестано-Алая). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1973, N 14, с. 117—119.
79. *Пляновская И.А.* Типы морского дна. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: Наука, 1980, с. 23—26.
80. *Резанов И.А., Зотов И.А.* Об одном из возможных механизмов океанизации континентальной коры. — Докл. АН СССР, 1900, т. 257, N 5, с. 1200—1204.
81. *Родендорф Б.Б., Жерихин В.В.* Палеонтология и охрана природы. — Природа, 1974, N 5, с. 82—91.
82. *Ронов А.Б.* К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — Геохимия, 1959, N 5, с. 397—409.
83. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
84. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 5, с. 5—12.
85. *Савчинская О.В.* Об условиях образования писчего мела юга Русской платформы по палеоэкологическим данным. — Литология и полез. ископаемые, 1976, N 5, с. 109—117.
86. *Сеньковский Ю.Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев; Наук. думка, 1977. 128 с.
87. *Сеньковский Ю.Н.* Палеоокеанография Карпатского мелового апеллинга. — Геол. журн., 1978, т. 38, N 6, с. 54—63.
88. *Сеньковский Ю.Н.* Связь морей Европы с динамической системой Тетиса в мелу и некоторые проблемы осадконакопления. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 50, с. 93—98.
89. *Сеньковский Ю.Н.* Палеогеографические условия седиментогенеза в юго-западных районах туронского Восточно-Европейского моря. — Геол. журн., 1979, т. 39, N 6, с. 97—101.
90. *Силантьев В.Н.* Кремнеземакопление в мезо-кайнозойских бассейнах вулканических областей. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 263—269.
91. *Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. 167 с.
92. *Соболевская В.Н.* Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. — В кн.: Сб. памяти акад. А.Д.Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 67—123.
93. *Страхов Н.М.* Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, с. 1—371.
94. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 211 с.
95. *Страхов Н.М.* О некоторых вопросах геохимии кремнезема. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 5—8.
96. *Тафт У.Х.* Современные карбонатные

- осадки. — В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1971, т. 1, с. 40—54.
97. *Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
 98. *Тесленко Ю.В.* Некоторые аспекты эволюции наземных растений. — Геология и геофизика, 1967, N 11, с. 58—64.
 99. *Фам Ван Ан.* Сравнительная характеристика бентонитовых прослоев в верхнемеловых отложениях Донбасса и Крыма. — Вестн. ХГУ, Геология и география, 1976, N 136, вып. 7, с. 23—27.
 100. *Фоминский В.И.* Формирование фосфоритовых горизонтов конкреционного типа на Русской платформе. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., 1978, с. 49—53.
 101. *Фоминский В.И.* Морские течения и развитие жизни в мезозойских фосфоритоносных бассейнах Русской плиты. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 134—135.
 102. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
 103. *Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Меловые литологические формации мира. — Сов. геология, 1975, N 11, с. 10—39.
 104. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.
 105. *Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — Избр. тр. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 52—143.
 106. *Шиманский В.Н., Соловьев А.Н.* Рубеж мезозоя и кайнозоя в развитии органического мира. М.: Наука, 1982. 40 с.
 107. *Яншин А.Л.* Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5, с. 3—30.
 108. *Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
 109. *Adachi R.* Taxonomical study of the Red Tide organisms. — J. Fac. Fish. Prefect. Univ. Mie, 1972, vol. 9, N 1, p. 1—114.
 110. *Ager D.V.* The nature of the fossil record. — Proc. Geol. Assoc., 1976, vol. 82, N 2, p. 131—159.
 111. *Ager D.V.* Major marine cycles in the Mesozoic. — J. Geol. Soc., 1981, vol. 138, N 2, p. 159—166.
 112. *Ahmad F.* The myth of oceanic Tethys. — Boll. Soc. paleontol. ital., 1982, vol. 21, N 2/3, p. 153—168.
 113. *Alvarez L.W.* Experimental evidence that an asteroid impact led to the extinction of many species 65 million years ago. — Proc. Nat. Acad. Sci. US, Phys. Sci., 1983, vol. 80, N 2, p. 627—642.
 114. *Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: Experiment and theory. — Science, 1980, vol. 208, N 4448, p. 1095—1108.
 115. *Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V.* Anomalous iridium levels at the Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy: Negative results of tests for a supernova origin. — In: Cretaceous-Tertiary events: Symp. Copenhagen, 1979, vol. 2, p. 69.
 116. *Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V.* Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1982, N 190, p. 305—315.
 117. *Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V.* The end of the Cretaceous: Sharp boundary or gradual transition? — Science, 1984, vol. 223, N 4641, p. 1183—1186.
 118. *Alvarez W., Vann D.W., Fassett J.E.* et al. Comments and replies on "Biostratigraphy and magnetostratigraphy of Paleocene terrestrial deposits, San Juan Basin, New Mexico". — Geology, 1979, vol. 7, N 2, p. 66—71.
 119. *Amaudric du Chaffaut S., Boulanger D., Jauzein A.* Présence de formation transgressives maestrichtiennes, paléocènes et yprésiennes sur la côte sud-orientale de la Corse. — C.r. Acad. sci. D, 1969, t. 268, N 13, p. 1706—1709.
 120. *Archibald J.D.* The earliest known Paleocene mammal fauna and its implications for the Cretaceous-Tertiary transition. — Nature, 1981, vol. 291, N 5817, p. 650—652.
 121. *Archibald J.D., Batler R.F., Lindsay E.H.* et al. Upper Cretaceous-Paleocene biostratigraphy and magnetostratigraphy, Hell Creek and Tullock Formations, northeastern Montana. — Geology, 1982, vol. 10, N 3, p. 153—159.
 122. *Archibald J.D., Clemens W.A.* Late Cretaceous extinctions. — Amer. Sci., 1982, vol. 70, N 4, p. 377—385.

123. *Arthur M.A.* Sedimentology of Gubbio sequence and its bearing on paleomagnetism. — *Mem. Soc. geol. ital.*, 1977, vol. 15, p. 9—20.
124. *Arthur M.A.* Paleocyanographic events — recognition, resolution and reconsideration. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1979, vol. 17, N 7, p. 1474—1494.
125. *Arthur M.A., Fischer A.G.* Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. 1. Lithostratigraphy and sedimentology. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 367—371.
126. *Arthur M.A., Natland J.H.* Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic. — In: *Proc. 2nd M. Ewing symp.* (1978). Washington, 1979, vol. 3, p. 375—401.
127. *Arthur M.A., Schlanger S.O.* Cretaceous "Oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 63, N 6, p. 870—885.
128. *Bartlett G.A., Greggs R.G.* Carbonate sediments: Oriented lithified samples from the North Atlantic. — *Science*, 1969, vol. 166, N 3906, p. 740—741.
129. *Berger W.H.* Biogenous deep-sea sediments: Fractionation by deep-sea circulation. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 5, p. 1385—1402.
130. *Berger W.H.* Sedimentation of deep-sea carbonate: Maps and models of variations and fluctuations. — *J. Foraminiferal Res.*, 1978, vol. 8, N 4, p. 286—302.
131. *Berggren W.A.* Some planktonic Foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of southern Scandinavia. — *Stockholm Contrib. Geol.*, 1962, vol. 9, N 1, p. 1—136.
132. *Berggren W.A.* Stratigraphic and taxonomic-phylogenetic studies of Upper Cretaceous and Paleocene planktonic Foraminifera. — *Stockholm Contrib. Geol.*, 1962, vol. 9, N 2, p. 107—129.
133. *Bergström J., Christensen W.K., Johansson C., Norling E.* An extension of Upper Cretaceous rocks to the Swedish west coast at Särödal. — *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 1973, vol. 22, N 2, p. 83—154.
134. *Berner R.A., Lasaga A.C., Garrels R.M.* The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. — *Amer. J. Sci.*, 1983, vol. 283, N 7, p. 641—683.
135. *Bettenstaedt F.* Evolutionsvorgänge bei fossilen Foraminiferen. — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 1962, H. 31, S. 385—460.
136. Cretaceous-Tertiary boundary events: *Symp./Eds T. Birkelund, K.G. Bromley*. Copenhagen, 1979. Vol. 1. 210 p.
137. *Birkelund T., Håkansson E.* The terminal Cretaceous extinction in Boreal sea — a multicausal events. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1982, N 190, p. 373—384.
138. *Black M.* On Chalk, Globigerina ooze and aragonite mud. — *Occas. Publ. Yorkshire Geol. Soc.*, 1980, N 5, p. 54—85.
139. *Boersma A., Shackleton N., Hall M., Given Q.* Carbon and oxygen isotope records at DSDP site 384 (N. Atlantic) and some Paleocene paleotemperatures and carbon isotope variations in the Atlantic Ocean. — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1979, vol. 43, p. 695—717.
140. *Bottjer D.J.* Structure of Upper Cretaceous chalk benthic communities, southwestern Arkansas. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1981, vol. 34, N 3/4, p. 225—256.
141. *Bramlette M.N.* Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. — *Science*, 1965, vol. 148, N 3678, p. 1696—1699.
142. *Bromley R.G.* Some observations on burrows of talassiniden Crustacea in chalk hardgrounds. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1967, vol. 123, N 2, p. 157—182.
143. *Bromley R.G.* Trace fossils at omission surfaces. — In: *The study of trace fossils*. B., 1975, p. 399—428.
144. *Bromley R.G.* Chalk and bryozoan limestone: Facies, sediments and depositional environments. — In: *Cretaceous-Tertiary boundary events: Symp.* Copenhagen, 1979, vol. 1, p. 16—32.
145. *Bromley R.G., Gale A.S.* The lithostratigraphy of the English chalk rock. — *Cretaceous Res.*, 1982, vol. 3, N 3, p. 273—306.
146. *Brongersma-Sanders M.* Mass mortality in the sea. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1957, N 67, p. 941—1010.
147. *Brotzen F.* On Tylocidaris species (Echinoidea) and the stratigraphy of the Danian of Sweden. — *Sver. geol. unders. C*, 1959, bd 54, N 2, s. 1—90.
148. *Buchard B., Jørgensen N.O.* Stable isotope variations at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. — In: *Creta-*

- ceous-Tertiary boundary events: Symp. Copenhagen, 1979, vol. 2, p. 54—61.
149. *Butler R.F., Lindsay E.H., Jacobs L.L., Johnson N.M.* Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary in the San Juan Basin, New Mexico. — *Nature*, 1977, vol. 267, N 5609, p. 318—323.
 150. *Butler R.F., Lindsay E.H.* Paleomagnetic polarity stratigraphy of the Cretaceous/Tertiary boundary, San Juan Basin, New Mexico. — In: Conf. on large body impacts and terrestrial evolution. Snowbird, Utah, 1981, p. 7.
 151. *Calembert L.* Le problème de l'étage Maastrichtien, en Belgique et dans les territoires limitrophes. — *Bull. Acad. roy. Belg. Cl. sci.*, 1957, t. 43, N 4, p. 284—298.
 152. *Carter D.J., Hart M.B.* Aspects of Mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. — *Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol.*, 1977, vol. 29, N 1, p. 1—135.
 153. *Čepek P., Kemper E.* Der Blättertonstein des nordwestdeutschen Barreme und die Bedeutung des Nannoplanktons für die fein laminierten, anoxisch entstandenen Gesteine. — *Geol. Jb. A*, 1981, Bd. 58, S. 3—13.
 154. *Christensen W.K.* Palaeobiogeography of Late Cretaceous belemnites of Europe. — *Paläontol. Ztschr.*, 1976, Bd 50, N 3/4, S. 113—129.
 155. Cretaceous-Tertiary boundary events: Symp./Eds. W.K. Christensen, T. Birkelund. Copenhagen, 1979. Vol. 2. 250 p.
 156. *Cita M.B., Premoli Silva I.* Il limite Cretaceo-Paleocene e l'evoluzione della Tetide. — *Riv. ital. paleontol. e stratigr. Mem.*, 1974, vol. 14, p. 193—249.
 157. *Clemens W., Archibald J.D.* Evolution of terrestrial faunas during the Cretaceous-Tertiary transition. — *Mém. Soc. géol. France. N.S.*, 1980, t. 59, N 139, p. 67—94.
 158. *Clemens W.A., Archibald J.D., Hickey L.J.* Current happenings: Short summaries of recent work out with a whimper not a bang. — *Paleobiology*, 1981, vol. 7, N 3, p. 293—298.
 159. *Cloud P.E.* Paleoecology — retrospect and prospect. — *J. Paleontol.*, 1959, vol. 33, N 5, p. 926—962.
 160. *Cutbill J.L., Funnell B.M.* Numerical analysis of the fossil record. — In: *The fossil record. L.*: Geol. Soc., 1967, p. 791—820.
 161. *Demaison G.J., Moure G.T.* Anoxic environments and oil source bed genesis. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, N 8, p. 1179—1209.
 162. *Douglas R.G., Savin S.M.* Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. — In: *Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.)*, 1975, vol. 32, p. 509—520.
 163. *Einsle G.* Limestone-marl cycles (periodites): Diagnosis, significance, causes — a review. — In: *Cyclic and event stratification. B.*, 1982, p. 8—53.
 164. *Einsle G., Wiedmann J.* Turonian black shales in the Moroccan coastal basins: First upwelling in the Atlantic Ocean? — In: *Geology of Northwest Atlantic continental margin. B.*, 1982, p. 396—414.
 165. *Ekdale A.A., Bromley R.G.* Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. — *J. Paleontol.*, 1984, vol. 58, N 2, p. 322—332.
 166. *Emiliani C., Kraus E.B., Shoemaker E.M.* Sudden death at the end of the Mesozoic. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, N 3, p. 317—334.
 167. *Ernst G.* Stratigraphische und gesteinschemische Untersuchungen im Santon und Campan von Lägerdorf (SW-Holstein). — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 1963, H. 32, S. 71—127.
 168. *Ernst G., Kreuzer H.* Calibration of stratigraphic methods in the boreal Cretaceous of Germany. — In: *25th Intern. geol. congr. Canberra*, 1976, abstr. vol. 1, p. 267—268.
 169. *Ernst G., Schmid F.* The Upper Cretaceous of central and eastern Lower Saxony. — In: *Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc. A-69*, 26th Intern. geol. congr. Paris, 1980, p. 83—114.
 170. *Ernst G., Schmid F., Seibertz E.* Event-Stratigraphie in Cenoman und Turon von NW-Deutschland. — *Zitteliana*, 1983, Bd 10, S. 531—554.
 171. *Ernst H.* Zu Bathymetrie und Sedimentstrukturen der Schreibkreide von Lägerdorf/Holstein (Coniac—Santon): Eine quantitative Analyse der Foraminiferen-Faunen. — *Mitt. Geol.-paläontol. Inst. Univ. Hamburg*, 1978, H. 48, S. 53—78.
 172. *Ernst H.* The marl layer M 100 in the Maastrichtian of Hemmor—an example of selective CaCO₃ dissolution. — *Geol. Jb. A*, 1982, Bd. 61, S. 109—127.
 173. *Ernst H., Schulz M.-G.* The white chalk quarries of Lägerdorf and Krons Moor. —

- In: Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc. A.-69, 26th Intern. geol. Congr. Paris, 1980, p. 75—82.
174. *Fassett J.E.* Dinosaurs in the San Juan Basin, New Mexico, may have survived the event that resulted in the creation of an iridium-enriched zone near the Cretaceous/Tertiary boundary. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1982, N 190, p. 435—447.
 175. *Ferrière J., Mariotti A.* Précisions sur la paléogéographie des Alpes méridionales: La "sous-zone subtridentine" (Val di Non, Ouest des Dolomites de Brenta, provinces de Trento et Bolzano, Italie). — *Bull. Soc. géol. Francé*, 1971, t. 13, N 3/4, p. 298—314.
 176. *Fischer A.G., Arthur M.A.* Secular variations in the pelagic realm. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1977, N 25, p. 19—50.
 177. *Floquet M.* Transgressions—régressions et eustatisme-tectonique-sédimentation sur la plateforme nord-castillanne du Crétacé supérieur (régions Ibéro-Cantabriques, Espagne). — *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1982, Bd 165, N 1, S. 125—146.
 178. *Frakes L.A.* Climates throughout geologic past. Elsevier, 1979. 310 p.
 179. *Francis I.H.* Correlation between the North temperate and Tethyan realms in the Cenomanian of Western France and the significance of hardgrounds horizons. — *Cretaceous Res.*, 1984, vol. 5, N 3, p. 259—269.
 180. *Funnell B.M.* Productivity control of chalk sedimentation. — In: *Abstr. 10th Intern. Congr. sedimentol. Jerusalem*, 1978, p. 278.
 181. *Funnell B.M.* Mechanisms of autocorrelation. — *J. Geol. Soc.*, 1981, vol. 139, N 2, p. 177—181.
 182. *Fürsich F.T.* Variability of Jurassic hardground faunas: Pitfalls in studies of community evolution. — *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1978, Bd. 157, N 1/2, S. 52—56.
 183. *Ganapathy R.* A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay. — *Science*, 1980, vol. 209, N 4459, p. 921—923.
 184. *Goldring R., Kazmierczak J.* Ecological succession in intraformational hardground formation. — *Palaeontology*, 1974, vol. 17, N 4, p. 949—962.
 185. *Gordon W.A.* Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 3, p. 269—284.
 186. *Graciansky P.C., Deroo G., Herbin J.P.* et al. Ocean-wide stagnation episode in the Late Cretaceous. — *Nature*, 1984, vol. 308, N 5957, p. 396—349.
 187. *Gripp K.* Rezente und fossile Flachmeer-Absätze petrologisch betrachtet und gedeutet. — *Geol. Rdsch.*, 1958, Bd 47, H. 1, S. 83—99.
 188. *Gruszczynski M.* Ecological succession in Upper Jurassic hardgrounds from Central Poland. — *Acta palaeontol. pol.*, 1979, vol. 24, N 4, p. 429—450.
 189. *Haas J.* CaCO₃ — oldás a tengeriben jelenleg és a geological multban. — *Földt. közl.*, 1976, k. 106, N 3, old. 276—289.
 190. *Håkansson E., Bromley R., Perch-Nielsen K.* Maastrichtian chalk of northwest Europe — a pelagic shelf sediment. — *Spec. Publ. Intern. Assoc. Sedimentol.*, 1974, vol. 1, p. 211—233.
 191. *Hallam A.* The causes of mass extinctions. — *Nature*, 1984, vol. 308, N 5961, p. 686—687.
 192. *Hallam A., Bradshaw M.J.* Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. — *J. Geol. Soc.*, 1979, vol. 136, N 2, p. 157—164.
 193. *Hancock J.M.* The sequence of facies in the Upper Cretaceous of Northern Europe compared with that in the western interior. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1975, N 13, p. 83—118.
 194. *Hancock J.M.* The petrology of the chalk. — *Proc. Geol. Assoc.*, 1975, vol. 86, N 4, p. 499—535.
 195. *Hancock J.M.* The significance of Maurice Black's work on the chalk. — *Occas. Publ. Yorkshire Geol. Soc.*, 1980, N 5, p. 86—97.
 196. *Hancock J.M., Kauffman E.G.* The great transgressions of the Late Cretaceous. — *J. Geol. Soc.*, 1979, vol. 136, N 2, p. 175—186.
 197. *Hart M.B., Bigg P.J.* Arenaceous Foraminifera from Late Cretaceous "anoxic events" in Northwest Europe. — *Publ. Continental Shelf Inst.*, 1983, N 108, p. 89—90.
 198. *Hattin D.E.* Widespread, synchronously deposited, burrow-mottled limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of Kansas and southeastern Colorado. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1971, vol. 55, N 3, p. 412—431.
 199. *Heim A.* Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. — *Geol. Rdsch.*, 1924, Bd. 15, S. 1—47.

200. *Heinz R.* Das Inoceramen-Profil der oberen Kreide Lüneburgs. — Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 1928, Bd 21, S. 64—81.
201. *Hemleben C.* Fossil-Lagerstätten N 40: Rote Tiden und die oberkretazischen Plattenkalke im Libanon. — Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1977, N 4, S. 239—255.
202. *Herm D.* Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreidelysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien). — Ztschr. Dt. geol. Ges., 1965, Bd 115, S. 277—348.
203. *Hesse R., Butt A.* Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the Alps relative to the calcite compensation level. — J. Geol., 1976, vol. 84, N 5, p. 505—533.
204. *Hickey L.J.* Land plant evidence compatible with gradual, not catastrophic change at the end of the Cretaceous. — Nature, 1981, vol. 292, N 5823, p. 529—531.
205. *Hillebrandt A. von.* Zur Entwicklung der planktonischen Foraminiferen im Alttertiär und ihre stratigraphische Bedeutung. — Paläontol. Ztschr., 1964, Bd 38, N 2, S. 189—206.
206. *Hofker J.* The Foraminifera of the lower boundary of the Danish Danian. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1960, vol. 14, N 3, p. 212—242.
207. *Hsü K.* Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous. — Nature, 1980, vol. 285, N 5762, p. 201—203.
208. *Hsü K.J.* Actualistic catastrophism. — Sedimentology, 1983, vol. 30, N 1, p. 3—9.
209. *Hsü K., He Q., McKenzie J.A.* et al. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences. — Science, 1982, vol. 216, N 4543, p. 249—256.
210. *Hudson J.D.* Speculations on the depth retentions of calcium carbonate solution in recent and ancient seas. — Mar. Geol., 1967, vol. 5, N 5/6, p. 473—480.
211. *Hughes N.F.* Palaeobiology of angiosperm origins. Cambridge: Univ. press, 1976. 242 p.
212. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash (D.C.): Gov. print. off., 1969—1981. Vol. 1—62.
213. *Irving E., North F.K., Couillard R.* Oil, climate and tectonics. — Canad. J. Earth Sci., 1974, vol. 11, p. 1—15.
214. *Jarvis I., Woodroof P.* The phosphatic chalks and hardgrounds of Boxford and Winterbourne — two tectonically controlled facies in the Late Coniacian to Early Campanian (Cretaceous) of Southern England. — Geol. Mag., 1981, vol. 118, N 2, p. 175—187.
215. *Jefferies R.P.S.* The palaeoecology of the Actinocamax plenus subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. — Palaeontology, 1962, vol. 4, N 4, p. 609—647.
216. *Jefferies R.P.S.* The stratigraphy of the Actinocamax plenus subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. — Proc. Geol. Assoc., 1963, vol. 74, N 1, p. 1—31.
217. *Jeletzky J.A.* Causes of Cretaceous oscillations of sea level in Western and Arctic Canada and some general geotectonic implications. Ottawa, 1978. 44 p. (Geol. Surv. Canada Pap. 77—18).
218. *Jenkyns H.C.* The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. — Lethaia, 1971, vol. 4, N 3, p. 327—352.
219. *Jenkyns H.C.* Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. — J. Geol. Soc., 1980, vol. 137, N 2, p. 171—188.
220. *Jørgensen N.O.* Mg and Sr distribution in carbonate rocks in the boundary sequence in the Danish Basin and the North Sea Central Graben. — In: Cretaceous-Tertiary boundary events: Symp. Copenhagen, 1979, vol. 1, p. 33—41.
221. *Juignet P.* Transgressions—régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris Occidental et sur la bordure du Massif Armorican. — Cretaceous Res., 1980, vol. 1, N 4, p. 341—357.
222. *Kauffman E.G.* Geological and biological overview: Western interior Cretaceous basin. — Mountain Geol., 1977, vol. 14, N 3/4, p. 75—99.
223. *Kauffman E.G.* Evolutionary rates and patterns among Cretaceous bivalvia. — Philos. Trans. Roy. Soc. London B, 1978, vol. 284, N 1001, p. 277—304.
224. *Kauffman E.G.* The community structure of "Shell Islands" on oxygen depleted substrates in Mesozoic dark shales and laminated carbonates. — In: Cyclic and event stratification. B., 1982, p. 502—503.
225. *Kaźmierczak J., Pszczółkowski A.* Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świetokrzyckich. — Acta geol. pol., 1968, vol. 18, N 3, p. 587—612.

226. *Keith M.L.* Violent volcanism, stagnant oceans and some inferences regarding petroleum strata bound ores and mass extinctions. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, vol. 46, N 12, p. 2621.
227. *Kemper E., Weiss W.* Synchrone Kaltwasser—Ablagerungen: Die Grenzschichten Cenoman-Turon in Mittel- und Nordeuropa und bei Regensburg (Süddeutschland). — *Zitteliana*, 1983, Bd 10, S. 371—373.
228. *Kendall Ch.G.S., Schlager W.* Relative changes in sea level and its effect upon carbonate deposition. — *Shale Shaker*, 1982, vol. 33, N 1, p. 1—9.
229. *Kennedy W.J., Garrison R.E.* Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. — *Sedimentology*, 1975, vol. 22, N 3, p. 311—386.
230. *Kennett J.P.* Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica. — *Science*, 1966, vol. 153, N 3732, p. 191—193.
231. *Kent D.V.* Asteroid extinction hypothesis. — *Science*, 1981, vol. 211, N 4483, p. 649—650.
232. *Kerr R.A.* Asteroid theory of extinctions strengthened. — *Science*, 1980, vol. 210, N 4469, p. 514—517.
233. *Kitchell J.A., Clark D.L.* Late Cretaceous-Paleocene paleogeography and paleocirculation: Evidence of North Polar upwelling. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 40, N 2, p. 135—165.
234. *Krassilov V.A.* Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1981, vol. 34, p. 207—224.
235. K-TEC II. Cretaceous-Tertiary extinctions and possible terrestrial and extraterrestrial causes. Ottawa, 1982. 151 p. (*Syllogeus*, N 39).
236. *Kyte F.T., Zhou Z., Wasson J.T.* Siderophile-enriched sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary. — *Nature*, 1980, vol. 288, N 5792, p. 651—656.
237. *Lerbekmo J.F., Evans M.E., Baadsgaard H.* Magnetostratigraphy, biostratigraphy and geochronology of Cretaceous-Tertiary boundary sediments, Red Deer Valley. — *Nature*, 1979, vol. 279, N 5708, p. 27—30.
238. *Lewin R.* Extinctions and the history of life. — *Science*, 1983, vol. 221, N 4614, p. 935—937.
239. *Liebau A.* Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. — *Neues. Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1980, Bd 160, N 2, S. 173—216.
240. *Lindsay E.H., Butler R.F., Johnson N.M.* Magnetic polarity zonation and biostratigraphy of Late Cretaceous and Paleocene continental deposits, San Juan Basin, New Mexico. — *Amer. J. Sci.*, 1981, vol. 281, N 4, p. 390—435.
241. *Lucas S.G., Schoch R.M.* Magnetostratigraphic polarity zonation and biostratigraphy of Late Cretaceous and Paleocene continental deposits, San Juan Basin, New Mexico. — *Amer. J. Sci.*, 1982, vol. 282, N 6, p. 920—927.
242. *Marlière R., Robaszynski F.* Crétacé. Bruxelles: Commiss. nat. de stratigr. mésozoïque, 1975. 53 p.
243. *Matsumoto T.* On the so-called Cretaceous transgressions. — *Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap.*, 1977, vol. 21, p. 75—84.
244. *McLaren D.J.* Boulders and biostratigraphy. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1983, vol. 96, N 3, p. 313—324.
245. *McLean D.M.* Land floras: The major Late Phanerozoic atmospheric carbon dioxide/oxygen control. — *Science*, 1978, vol. 200, N 4356, p. 1060—1062.
246. *Melguen M., Le Pichon X., Sibuet J.-C.* Paléoenvironnement de l'Atlantique sud. — *Bull. Soc. géol. France*, 1978, t. 20, N 4, p. 471—489.
247. *Milliman J.D., Müller J.* Precipitation and lithification of magnesium calcite in the deep sea sediments of the eastern Mediterranean Sea. — *Sedimentology*, 1973, vol. 20, N 1, p. 29—46.
248. *Moberly R., Schlanger S.O., Baltack M.* et al. The Mesozoic superocean. — *Nature*, 1983, vol. 302, N 5907, p. 381—383.
249. *Moore P.D.* Plants and the palaeoatmosphere. — *J. Geol. Soc.*, 1983, vol. 140, N 1, p. 13—25.
250. *Mörner N.-A.* Relative sea-level tectono-eustasy, geoidal-eustasy and geodynamics during the Cretaceous. — *Cretaceous Res.*, 1980, vol. 1, N 4, p. 329—340.
251. *Mörner N.-A.* The Cretaceous-Tertiary boundary: Chronostratigraphic position and sequence of events. — *J. Geol.*, 1982, vol. 90, p. 564—573.
252. *Naidin D.P., Sazonova I.G., Pojarkova Z.N.* et al. Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform, in Crimea and Central Asia. —

- Cretaceous Res., 1980, vol. 1, N 4, p. 375—387.
253. *Nestler H.* Die Rekonstruktion des Lebensraumes der Rügener Schreiekreide-Fauna mit Hilfe der Paläoökologie und Paläobiologie. — *Geologie*, 1965, N 49, S. 1—147.
 254. *Nestler H.* Die Fossilien der Rügener Schreiekreide. Wittenberg Lutherstadt: Neue Brehm-Bücherei, 1975. 120 S.
 255. *Nestler H.* Der Meeresboden zur Zeit des Unter-Maastrichts im Raum Rügen und seine Seeigelfauna. — *Veröff. Geophys. Inst. Karl Marx-Univ. Leipzig*, 1980, Bd 2, N 2, S. 23—30.
 256. *Neugebauer J.* The diagenetic problem of chalk. — *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1973, Bd 143, N 2, S. 223—245.
 257. *Officer C.B., Drake C.L.* The Cretaceous-Tertiary transition. — *Science*, 1983, vol. 219, N 4591, p. 1383—1390.
 258. *Orth C.J., Gilmore J.S., Knight J.D.* et al. An iridium abundance anomaly at the palynological Cretaceous-Tertiary boundary in northern New Mexico. — *Science*, 1981, vol. 214, N 4527, p. 1341—1343.
 259. *Pavlov A.P.* Le Crétacé inférieur de la Russie et sa faune. — *Nouv. Mém. Soc. imp. natur. Moscou*, 1901, t. 16, N 3, p. 1—187.
 260. *Pilmore C.L., Tschudy R.H., Orth C.J.* et al. Geologic framework of nonmarine Cretaceous-Tertiary boundary sites, Raton Basin, New Mexico and Colorado. — *Science*, 1984, vol. 223, N 4641, p. 1180—1183.
 261. *Plaziat J.-C.* Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southern Europe. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1981, vol. 36, N 3/4, p. 263—320.
 262. *Plaziat J.-C., Ellenberger F.* A propos de la limite Crétacé-Tertiaire — *Bull. Soc. géol. France*, 1982, t. 24, N 4, p. 831—841.
 263. *Platt T., Sublò Rao D.V., Irwin B.* Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. — *Nature*, 1983, vol. 301, N 5902, p. 702—704.
 264. *Pomerol C.* Stratigraphie et paléogéographie: Ère Mésozoïque. P.: Doin, 1975. 384 p.
 265. *Pop G., Petrescu I.* Consideratii paleoclimatice asupra vegetatiei din Cretaceous superior de la Rusca Montana. — *Stud. Univ. Babes-Bolyai. Ser. geol.-geogr.*, 1983, vol. 28, p. 49—54.
 266. *Porrenga D.H.* Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. — *Mar. Geol.*, 1967, vol. 5, N 5/6, p. 495—501.
 267. *Požaryska K.* Zagadnienia sedimentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Paława. — *Państw. Inst.geol.*, 1952, N 81, s. 1—114.
 268. *Premoli Silva I., Paggi L.* Cretaceous through Paleocene biostratigraphy of the pelagic sequence et Gubbio, Italy. — *Mem. Soc. geol. ital.*, 1977, vol. 15, p. 21—32.
 269. *Rahhali I.* Le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur bitumineux du Bassin côtier de Tarfaya et du Haut Atlas. — *Mines, géol. et energ.*, 1979, N 46, p. 63—69.
 270. *Rampino M.R., Reynolds R.C.* Clay mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary clay. — *Science*, 1983, vol. 219, N 4584, p. 495—498.
 271. *Rawson P.F., Curry D., Dilley C.* et al. A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. L., 1978. 70 p. (*Geol. Soc. London Spec. Rep.*; N 9).
 272. *Reid R.E.H.* Late Cretaceous climatic trends, faunas and hydrography in Britain and Ireland. — *Geol. Mag.*, 1976, vol. 113, N 2, p. 115—128.
 273. *Reyment R.A.* Biogeography of the Saharan Cretaceous and Paleocene epicontinental transgressions. — *Cretaceous Res.*, 1980, vol. 1, N 4, p. 299—327.
 274. *Riding R.* Cyanophyte calcification and changes in ocean chemistry. — *Nature*, 1982, vol. 299, N 5886, p. 814—815.
 275. *Romein A.J.T., Smit J.* The Cretaceous-Tertiary boundary: Stable isotopes and nannofossils. — *Proc. Nederl. Akad. Wetensch. B*, 1982, vol. 84, p. 295—314.
 276. *Ronov A.B., Khain V.E., Balukhovskiy A.N., Seslavinsky K.B.* Quantitative analysis of Phanerozoic sedimentation. — *Sediment. Geol.*, 1980, vol. 25, N 4, p. 311—325.
 277. *Roth P.H.* Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean. — In: *Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.)*, 1978, vol. 44, p. 731—759.
 278. *Russell D.A.* The enigma of the extinction of the dinosaurs. — *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1979, vol. 7, p. 163—182.
 279. *Russell D.A.* The mass extinctions of the Late Mesozoic. — *Sci. Amer.*, 1982, vol. 246, N 1, p. 47—67.
 280. *Russell D.A.* The gradual decline of the

- dinosaurs — fact or fallacy? — *Nature*, 1984, vol. 307, N 5949, p. 360—361.
281. *Russell D.A., Singh C.* The Cretaceous-Tertiary boundary in south-central Alberta — a reappraisal based on dinosaurian and microfloral extinctions. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, vol. 15, N 2, p. 284—292.
282. *Ryan W.B.F., Cita M.B.* Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. — *Mar. Geol.*, 1977, vol. 23, N 1/2, p. 197—215.
283. *Sagri M.* Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level. — *J. Sediment. Petrol.*, 1979, vol. 49, N 1, p. 23—28.
284. *Saito T., van Donk J.* Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifera. — *Micropaleontology*, 1974, vol. 20, N 2, p. 152—177.
285. *Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* Cretaceous anoxic events: Causes and consequences. — *Geol. en mijnbouw*, 1976, vol. 55, N 3/4, p. 179—184.
286. *Schlanger S.O., Jenkyns H.C., Premoli Silva I.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 52, N 2, p. 435—449.
287. *Schmid F.* Biostratigraphie du Campanien-Maastrichtien du NE de la Belgique sur la base des Bélemnites. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1959, t. 82, p. 235—256.
288. *Schmid F., Spaeth Ch.* Erster Nachweis von Schwarzschiefern im Unter-Turon Helgolands. — *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, 1980, H. 11, S. 703—706.
289. *Scholle P.A.* Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: Oil from chalks, a modern miracle? — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1977, vol. 61, N 7, p. 982—1009.
290. *Scholle P.A., Arthur M.A.* Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, N 1, p. 67—87.
291. *Scholz R.W.* Zur Sedimentologie und Kompaktion der Schreibkreide von Lägerdorf in SW-Holstein. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1973, Bd 118, N 2, S. 111—133.
292. *Schoff T.J.M.* Extinctions of the dinosaurs. — In: *Conf. on large body impacts and terrestrial evolution*. Snowbird, Utah, 1981, p. 49.
293. *Sclater J.G., Hellinger S., Tapscott Ch.* The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 5, p. 509—552.
294. *Seibertz E.* Stratigraphisch-facielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW-Deutschland). — *Newslett. Stratigr.*, 1979, vol. 8, N 1, p. 3—60.
295. *Shinn E.A.* Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. — *Sedimentology*, 1969, vol. 12, N 1/2, p. 109—144.
296. *Siesser W.G.* Petrography and geochemistry of pyrite and marcasite in DSDP leg 40 sediments. — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1978, vol. 38/41, suppl., p. 767—775.
297. *Sliter W.V.* Cretaceous foraminifers-depth habitats and their origin. — *Nature*, 1972, vol. 239, N 5374, p. 514—575.
298. *Sliter W.V.* Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology — Eastern Pacific margin. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1972, vol. 12, N 1/2, p. 15—31.
299. *Sliter W.V.* Cretaceous foraminifers from the south-western Atlantic Ocean, leg 36, DSDP. — In: *Initial reports of the DSDP*. Wash. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 519—573.
300. *Sloan R.E.* The ecology of dinosaur extinction. — In: *Athlon. Essays on palaeontology in honour L.S. Russell*. Queens Park: 1976, p. 134—154.
301. *Smit J., Hertogen J.* An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. — *Nature*, 1980, vol. 285, N 5762, p. 198—200.
302. *Smit J., van der Kaars S.* Terminal Cretaceous extinctions in the Hell Creek Area, Montana: Compatible with catastrophic extinction. — *Science*, 1984, vol. 223, N 4641, p. 1177—1179.
303. *Southam J.R., Peterson W.H., Brass G.W.* Dynamics of anoxia. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 40, N 3/4, p. 183—198.
304. *Stanley S.M.* Marine mass extinctions: A dominant role for temperature. — In: *Extinctions*. Chicago: Univ. press, 1984, p. 69—117.
305. *Stenestad E.* Upper Cretaceous in the deep test-well Rønde N 1 in Djursland, Denmark. — *Geol. Surv. Denm. Ser. 3*, 1971, N 39, p. 53—60.
306. *Stenestad E.* Upper Cretaceous Foraminifera from Danish Basin. — In: *Cretaceous-Tertiary boundary events:*

- Symp. Copenhagen, 1979, vol. 1, p. 101—107.
307. *Surlyk F.* Morphological adaptations and population structures of the Danish chalk brachiopods (Maastrichtian, Upper Cretaceous). — Kgl. Dan. vid. selsk. biol. skr., 1972, bd 19, N 2, s. 1—69.
 308. *Surlyk F.* Upper Cretaceous and Danian outcrops in Scania and East Denmark. — In: Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc. A-69, 26th Intern. geol. congr. Paris, 1980, p. 31—74.
 309. *Surlyk F., Christensen W.K.* Epifaunal zonation on an Upper Cretaceous rocky coast. — Geology, 1974, vol. 2, N 11, p. 529—534.
 310. *Tappan H.* Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1968, vol. 4, p. 187—210.
 311. *Tappan H.* Protistan evolution and extinction at the Cretaceous/Tertiary boundary. — In: Cretaceous-Tertiary boundary events: Symp. Copenhagen, 1979, vol. 2, p. 13—21.
 312. *Thiede J.* Planktonic foraminifera in hemipelagic sediments: Shell preservation off Portugal and Morocco. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 8, p. 2749—2754.
 313. *Thiede J., Agdestein T., Strand J.E.* Depth distribution of calcareous sediments in the Mesozoic and Cenozoic N. Atlantic Ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, p. 416—422.
 314. *Thiede J., van Andel T.H.* The paleo-environment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 33, p. 301—310.
 315. *Thierstein H.R.* Paleoenvironmental implications of organic carbon and carbonate distribution in Mesozoic deep sea sediments. Washington, Amer. Geophys. Union, 1979, p. 249—274. (M. Ewing Ser.; N 3).
 316. *Thierstein H.R.* Late Cretaceous nanoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1981, N 32, p. 355—394.
 317. *Thierstein H.R.* Terminal Cretaceous plankton extinctions: A critical assessment. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1982, N 190, p. 385—399.
 318. *Thierstein H.R., Berger W.H.* Injection events in ocean history. — Nature, 1978, vol. 276, N 5687, p. 461—466.
 319. *Tissot B.* Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. — Nature, 1979, vol. 277, N 5696, p. 464—465.
 320. *Tucholke B.E., Vogt P.R.* Western North Atlantic: Sedimentary evolution and aspects of tectonic history. — In: Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 43, p. 791—825.
 321. *Vail P.R., Mitchum R.M., jun., Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. 4. Global cycles of relative changes of sea level. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1977, N 26, p. 83—97.
 322. *Valeton I.* Vulkanische Tuffiteinlagerungen in der nordwestdeutschen Oberkreide. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1960, H. 29, S. 26—41.
 323. *Van Andel T.H.* Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and global distribution of calcareous sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 187—194.
 324. *Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W.* Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. — J. Geol., 1977, vol. 85, N 6, p. 651—698.
 325. *Van Hinte J.* A Cretaceous time scale. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 4, p. 269—287.
 326. *Van Valen L., Sloan R.E.* Ecology and the extinction of the dinosaurs. — Evol. Theory, 1977, vol. 2, p. 37—64.
 327. *Van Valen L.M.* Catastrophes, expectations and evidence. — Paleobiology, 1984, vol. 10, N 1, p. 121—137.
 328. *Vogt P.R.* Evidence for global synchronism in mantle plume convection and possible significance for geology. — Nature, 1972, vol. 240, N 5380, p. 338—342.
 329. *Voigt E.* Nachweis des Uintacrinus-Horizontes in der Kreide Schleswig-Holsteins. — Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1954, N 5, S. 224—228.
 330. *Voigt E.* Die ökologische Bedeutung der Hartgründe ("Hardgrounds") in der oberen Kreide. — Paläontol. Ztschr., 1959, Bd 33, N 3, S. 129—147.
 331. *Voigt E.* Ueber die Bedeutung der Hartgründe (Hardgrounds) für die Evertebratenfauna der maastrichter Tuffkreide. — Naturhist. maandbl., 1974, bd. 63, N 2, blz. 32—39.
 332. *Voigt E.* Critical remarks on the discussion concerning the Cretaceous-Tertiary boundary. — Newslett Stratigr., 1981, vol. 10, N 2, p. 92—114.

333. *Walther J.* Allgemeine Paläontologie. — In: Geologische Fragen in biologischen Betrachtung. B., 1927. T 3, S. 355—548.
334. *Waples D.W.* Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on Cretaceous of North America. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1983, vol. 67, N 6, p. 963—978.
335. *Watts A.B., Bodine J.H., Ribe N.M.* Observations of flexure and the geological evolution of the Pacific Ocean basin. — Nature, 1980, vol. 283, N 5747, p. 531—537.
336. *Weiner S.* The carbon isotopic composition of the eastern Mediterranean planktonic foraminifera *Orbulina universa* and the phenotypes of *Globigerinoides ruber*. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1975, vol. 17, N 2, p. 149—156.
337. *Westbroek P.* Life as a geologic force: New opportunities for paleontology? — Paleobiology, 1983, vol. 9, N 2, p. 91—96.
338. *Wezel F.C., Vannucci S., Vannucci R.* Découverte de divers niveaux riches en iridium dans la "Scaglia rossa" et la "Scaglia bianca" et l'Apennin d'Ombrie-Marches (Italie). — C.r. Acad. sci. D, 1981, t. 293, p. 837—844.
339. *Wicher C.A.* Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jb., 1953, Bd 68, S. 1—26.
340. *Wise S.W., Hsü K.* Genesis and lithification of a deep sea chalk. — Eclog. geol. helv., 1971, vol. 64, N 2, p. 273—278.
341. *Worsley T.R.* The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 20, p. 94—125.

Раздел VI

МОРСКОЙ МЕЛ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА

Выделение Бореального пояса в качестве территории, где на обширных пространствах умеренных и высоких широт в меловое время шло формирование особого типа осадков и активно развивались оригинальные палеобиологические сообщества, утверждалось многими исследователями [42, 53, 76, 85, 86, 108 и др.]. Особенности биот бореальных морей также свидетельствуют об их перманентной автономности в течение мелового периода, хотя границы их распространения и характер связей с биотами Тетис (Средиземноморского пояса) видоизменялись на разных этапах меловой истории.

Границы и структура бореального пояса. На большей части планеты 30—40° северной широты представляли в мелу естественное ограничение фаун и фаций бореальных морей. Эта граница лишь в Западной Европе (Атлантический порог) и эпизодически в пределах развития среднерусских эпиконтинентальных морей поднималась до 50°сш. Однако едва ли справедливо мнение Ю.А. Елецкого [76] о необходимости отнесения Северо-Тихоокеанской провинции (40—60°сш) (Западные Кордильеры Канады, Вашингтон, Ореон, Калифорния, Юго-Восток Аляски, Дальний Восток, Япония) к Средиземноморской области (поясу).

Внутренняя структура Бореального пояса определялась широтной (климатической) зональностью с выделением областей развития арктических высокоширотных фаун, фаун морей умеренных широт, смешанных бореально-средиземноморских фаун на южных окраинах пояса. Иногда такое разделение было достаточно рельефно, но констатируются и временные интервалы, когда широтная зональность меловых бореальных морей оказывалась более или менее сивелированной.

Совершенно несомненно влияние на формирование внутренней структуры Бореального пояса его поперечное пересечение тихоокеанским тектоническим клином. Дальневосточные и североамериканские меловые моря всегда отличались особыми условиями распространения и развития фаун, накоплением осадков специфического фациального и формационного ранга. Часто наряду с широтной зональностью в Тихоокеанском сегменте фиксируется зональность, обусловленная соотношением континент—океан. В этих случаях удается вычленить фации, приближенные к океану (Внутренняя дуга), и фации, удаленные в сторону континента (Внешняя дуга).

Определенным образом трансформировали строго широтное распределение фаун бореальных морей особенности размещения связующих

звеньев между главными акваториальными субстанциями (проливов, островных и континентальных масс и т.д.).

Факторы, определяющие структуру и размещение меловой биоты. В фаціальном отношении реальные контуры самого бореального пояса определяются в первую очередь резким преобладанием терригенных и вулканогенных пород над карбонатными [85]. Широтный общий план размещения подобных фаций, которому в целом соответствует и полоса распространения специфических организмов (при полном или значительном отсутствии тетических компонентов биоты), свидетельствует о несомненном смещении Бореального пояса на север от карбонатопроизводящих бассейнов тропических широт в направлении к меловому Северному полюсу. Таким образом, наиболее общим фактором, определяющим структуру и размещение бореальной меловой биоты, является интегрированное климатическое состояние планеты в меловое время, факт общего похолодания в направлении тропики—арктические широты. Для отдельных эпизодов меловой истории это похолодание отличалось значительной контрастностью, и тогда резко проявлялись элементы широтной провинциальности фауны бореальных морей, в иные моменты климатическое состояние планеты оказывалось снивелированным, и в этих случаях арктические фауны не отличались контрастно от умеренных и пограничных со средиземноморскими.

Положение северного географического полюса в течение мелового периода оставалось достаточно стабильным (при общем "блуждании" по палеомагнитным данным северного магнитного полюса). Об этом свидетельствует как мало изменяющаяся во времени по параллели северная граница распространения тетических (или южнобореальных) фаун, так и сходные трансформации сообществ морских организмов от умеренных широт к арктическим. Можно, конечно, допустить некоторые смещения полюса в сторону ли Берингова пролива или наоборот, но, вероятно, даже эти предполагаемые смещения не выводили его из пределов современного арктического бассейна. Таким образом, утверждения В.Н. Сакса [42] и В.А. Захарова [20] о положении географического полюса в поздней юре—раннем мелу в этих границах справедливо и вообще для мелового периода.

Мы недостаточно знаем особенности и масштабы морских течений в меловое время. Однако их влияние на температурный режим бореальных морей, скорость и направление расселения организмов несомненно. Так, существование атлантического порога с широким выходом в 50-ые широты средиземноморских фаун и фаций легко объясняется наличием долго жившего теплого течения вдоль западно-европейских окраин.

Не менее эффективно, чем климатические факторы общего и частного порядка, на формирование и особенности морских меловых биоценозов влияли структурно-формационные и структурно-фаціальные условия их существования. С одной стороны, эти факторы, действуя совместно, контролировали смены трансгрессивных режимов регрессивными, регулировали направление морских течений,

обеспечивали или нарушали связи между бассейнами. С другой — структурные возможности отдельных территорий материализовались в создании уникальных условий осадконакопления и обитания организмов. Речь в первую очередь идет о формировании меловых отложений на севере Тихого океана, многокилометровых толщ геосинклинального ряда, образование которых подчинялось особым градиентам динамики водной среды, ее химизму, исключительным скоростям осадконакопления. Все это не могло не отразиться на особенностях морских меловых биоценозов Тихоокеанского клина. Кстати, не исключено, что угол схождения тихоокеанского клина определял в меловое время, как и сейчас, направление на географический полюс.

Не вполне ясным остается вопрос о соотношении бореальных и антибореальных биоценозов в меловое время. С одной стороны, поражает их удивительное сходство на разных временных интервалах [58]. С другой — это сходство объясняется альтернативными обстоятельствами или наличием постоянных связей и соответственным тождеством биот Севера и Юга, или подобным развитием на Юге неродственных групп. Последнее, если и имело место, то как частный случай, а не постоянно действующая ситуация.

В случаях же, когда тождество биот определяется как факт, этому находят объяснение либо в скоростной миграции фаун с севера на юг, либо в отодвигании в том же направлении плит с ископаемыми Бореального пояса. Плитный вариант труднее аргументировать, т.к. в этом случае, имея в разрезах сменяющие друг друга бореальные и антибореальные биоценозы, мы должны предположить "маятниковое" схождение и расхождение плит в течение мелового периода.

Ярусное деление бореального мела, опирающееся на традиционные принципы, во многих случаях не вполне отражает естественное развитие меловых биот. Так достаточно автономно выступают стратоны, включающие позднеюрские—раннеэокомские бухиевые сообщества (поздний титон—ранний готерив), симбирскитовые сообщества (поздний готерив), митилоидная ассоциация (ранний турон), пахидискусовая ассоциация (поздний кампан—маастрихт). Излагая ниже основные данные по стратиграфии морских меловых осадков в рамках традиционных ярусов, мы постоянно будем иметь в виду соответствие или несовпадение их границ с естественными пределами трансформации биологических сообществ.

Граница юры и мела в Бореальном поясе. Корректного решения вопроса о разграничении юрских и меловых отложений в Бореальном поясе до сего времени не найдено, несмотря на то что эта проблема в последнее время активно обсуждалась на собраниях разного ранга, несмотря на то что с каждым годом появляется все большее количество фактического материала по стратиграфии и фаунам пограничных слоев. Пытаясь определить границу систем в Бореальном поясе, мы постоянно обращаемся к системе титон—берриас Тетического пояса, как к эталону, хотя отдаем себе отчет, что и в Средиземноморье предполагается не-

сколько уровней (приоритетных, или удобных, или естественно-исторических) в качестве границы юры и мела. А.Г. Цейс [48, с. 21] так оценивает предполагаемые варианты: "Граница в основании берриаса в его типовом разрезе (т.е. в основании зоны *Pseudosubplanites grandis*) не пригодна, поскольку между этой зоной и нижележащей *Berriasella jacobii* существуют слишком тесные фаунистические связи... Пограничная область зон *durangites*—*jacobii* слишком мало изучена. Расположение юрско-меловой границы на этом месте означало бы, что вся верхняя волга должна быть отнесена к мелу... Гораздо более подходящим местом для проведения границы могло бы быть основание верхнего берриаса (основание зоны *Fauriella boissieri* s.l.)... Еще проще решаются проблемы в случае принятия основания валанжина для проведения юрско-меловой границы". В такой ситуации определить отношение к юре или мелу бореальных пурбека или верхней волги, рязанского яруса или хеттовых зон Сибири действительно затруднительно, а любая конвенция по проблеме не останется долговечной.

В этой связи представляет интерес позиция В.Л. Егояна [16], определившего достаточно строгие принципы разделения стратонов, подобных юрской и меловой системам. Эти принципы основаны на поисках уровней фундаментальной перестройки аммонитовых ассоциаций. Такой подход позволил В.Л. Егояну утверждать логическое единство зоны *grandis* s.l. (=зоне *jacobii*—*grandis*), принадлежность этой зоны к меловой системе и неадекватность (даже частичную) ее с нижерасположенной зоной *transitorius*.

С подобных позиций исследовал иноцерамов из пограничных слоев юры и мела В.П. Похиалайнен [37]. По его мнению, уровню появления основных групп меловых берриазелид соответствует возникновение настоящих иноцерамов, сугубо меловых моллюсков, не уступающих по своей ортостратиграфической значимости аммонитам.

К этому уровню, вероятно, была приурочена и перестройка бухиевых систем с оккупацией бореальных морей популяциями так называемых "переходных" видов (*obeiqua*, *unschensis*, *terebratuloides*, *fischeriana*).

Учитывая все вышеизложенное, основание меловой системы в Бореальном поясе (=основанию берриаса s.l.) может быть приурочено к более древним слоям, чем это регламентируется многими существующими стратиграфическими схемами. В этом случае резонно отнесение к самым древним горизонтам меловой системы слоев с *Subcraspidites lamplughii* Англии, зон *subdites* и *modiger* (а может быть и *fulgens*) Восточно-Европейской равнины, *Craspedites okensis*, *Cr. taimyrensis* и *Chetaites chetae* Северной Сибири, *Craspedites canadensis* и *Paradotoceras calistoides* Северо-Американского континента [70], как и их бухиеосодержащие эквиваленты.

Непонятно, почему подобное предложение должно в большей степени шокировать исследователей, как полагает А.Г. Цейс [48], нежели другие варианты, в том числе тот, который относит границу юрской и меловой систем к основанию валанжина.

БЕРРИАССКИЙ И ВАЛАНЖИНСКИЙ ЯРУСЫ

Независимо от того, с чего начинать меловую систему в Бо-реальном поясе, с берриаса в узком или широком смысле, исследуя нижнеэокомские отложения умеренных и арктических широт, мы приходим к выводу, что здесь ранний неоком (и частично готерив) представляет собой своеобразный и автономный этап меловой истории. Границы бореальных морей не менялись сколько-нибудь значительно в течение берриасского, валанжинского и раннеготеривского времени. В качестве неперменного компонента в биоценозах этого времени присутствуют бухии. В небольшом количестве, но постоянно встречаются иноцерамы. Неравномерно распределены аммониты.

Фации раннего неокома. На севере Тихого океана, как в пределах Северо-Американского континента, так и на Дальнем Востоке ранний неоком представлен много мощными толщами, разной формационной принадлежности, чаще геосинклинального ряда. В других районах развития бореального нижнего неокома осадки этого возраста сравнительно маломощные и представлены особыми фациями эпиконтинентальных морей. В таком порядке они и будут рассмотрены ниже.

Область распространения морских неокомских отложений на западе Северной Америки протягивается в виде рваной линии от Калифорнии до Берингова моря. Отдельные сегменты этой трассы принадлежат, согласно традиционным структурно-тектоническим построениям, то областям мезозойской (неваиды), то кайнозойской складчатости, что и заставляет исследователей неокома относить соответствующие осадочные комплексы в первом случае в ряды орогенных (молассовых), во втором — ортогеосинклинальных формаций, хотя объективно те и другие часто трудно разделить по каким-либо признакам.

Из Калифорнии и Орегона одна полоса неокома продолжается через Вашингтон к о-ву Ванкувер, острова Королевы Шарлотты, Адмиралтейства и далее в южную Аляску (Островной прогиб Ю. Елецкого [78]), другая к востоку от Каскадных гор через Орегон, Вашингтон, центральную часть Британской Колумбии протягивается в бассейн Юкона, Арктическую Канаду и Аляску. В пределах Британской Колумбии эта полоса развития неокома входит в состав выделенного Ю. Елецким [78] прогиба Тьяунтон, с которыми, возможно, связана область распространения разновозрастных отложений к востоку от Скалистых гор (район р. Пис-Ривер).

Южноалаяскинский морской неоком переходит на азиатский континент в районе Беринговского полуострова. Из бассейна рек Анадырь-Пенжина одна полоса неокома трассируется в направлении акватории Охотского моря (Пенжинская губа), другая — на север, северо-запад в направлении Восточно-Сибирского моря и Новосибирских островов. Продолжение охотской полосы морского бореального неокома можно наблюдать на территории Хабаровского и Приморского краев и в Японии. Возможно к неокому относятся

некоторые осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы Центрального Сахалина.

Так или иначе, но с тихоокеанскими разрезами неокома сопряжены фации соответствующих толщ, приуроченных к площадям, где осуществлялась связь тихоокеанских морей геосинклинального класса с арктическими эпиконтинентальными бассейнами. На Северо-Американском континенте эти площади размещаются в бассейне Юкона-Маккензи и на севере Аляски (пролив Поркьюпайн), на северо-востоке Азии в бассейне рек Большой и Малый Анюй-Рауча (соответственно Анюйский и Раучуанский проливы, по Паркецову [25]).

Для тихоокеанского геосинклинального пояса в раннем неокоме обычны две группы формаций — эв- и миогеосинклинальная. Первую представляют формация Францискан (Береговые хребты Калифорнии и Орегона), кингвеевская, койвэреланская, янранайская свиты и их аналоги в Корякско-Анадырском регионе; возможно присутствие образований этого типа и возраста на о-ве Сахалин (остринская, хойская свиты, набильская серия), в хр. Сихотэ-Алинь и в Японии. Для францисканского типа формаций характерно широкое распространение вулканогенных и кремнистых пород (радиоляриты), огромные мощности (до нескольких километров), приуроченность к выходам гипербазитовых тел. Возраст францисканской формации и ее аналогов на севере Азиатского континента, по-видимому, не выходит из пределов неокома: об этом свидетельствуют как находки раннемеловых ископаемых остатков в породах формации, так и соотношение этих пород с осадочными толщами неокома. Находки остатков позднемеловой фауны в отложениях, относимых к францисканской формации в Береговых хребтах Калифорнии, объясняются, с нашей точки зрения, тектонической "скупенностью" толщ, принадлежащих вулканогенно-кремнистым формациям разных структурно-фациальных зон — ортофранцисканской раннемеловой и постфранцисканской позднемеловой эвгеосинклиналям. Тогда, когда указанные структурно-формационные зоны территориально разобщены, подобные "совместные" находки разновозрастных ископаемых исключены, что и имеет место в Корякско-Анадырском регионе.

Осадочные морские нижненеокомские толщи, развитые по периферии Тихого океана, либо фациально замещают эвгеосинклинальные толщи, типа францисканских, либо сменяют последние по вертикали. Представлены они обычно песчаниками, сланцами, алевролитами, аргиллитами в различных сочетаниях, иногда в разрезах присутствуют конгломераты, редко известняки. Мощность такого рода отложений достигает 1000—2000 м, хотя эта цифра может варьировать в одну и другую сторону в зависимости от полноты конкретных разрезов, взглядов конкретных исследователей на необходимость или нежелательность отнесения части разрезов к меловой системе.

К осадочным фациям раннего неокома относятся осадки, принадлежащие группам Ноксвилл, Паскента (часть серии Шаста), фор-

мации Ридл, Дейс-Крик Калифорнии и Орегона [52, 68, 95, 105], их аналоги, развитые в прогибах Островном и Тъяутон [52, 74], на юге Аляски [71]. В Корякско-Анадырском регионе подобные образования относятся к мялекасынской и пекульнейской свитам [1, 33, 26]. На юге Дальнего Востока раннеэокомские осадки известны в составе комсомольской серии [23, 29]. Интересно, что в морских осадочных толщах эокомского возраста на западе Тихого океана содержится большой процент вулканомиктовых пород.

Близки по составу и также достигают значительных мощностей (до 1000 м) раннеэокомские осадки раучуан-анюйской и юкон-североалаякской зоны [25, 68, 72, 73].

В целом представляется, что вулканогенно-кремнистые формации раннего эокома в первоначальном виде очерчивали внутреннюю дугу в северной части Тихого океана, осадочные — внешнюю, миогеосинклинальную, обращенную в сторону континентов.

На всей остальной территории распространения морских осадков раннего эокома (континентальная Европа, север Сибири, арктические острова), они представляют фации эпиконтинентальных морей. Мощности осадков здесь значительно сокращены (до 100—200 м), хотя и не равнозначны (иногда до нескольких сотен метров), что объясняется разной интенсивностью прогибания, связанной, с одной стороны, развитием горсто-грабенных систем, с другой — соляной тектонике. Основные типы осадков песчаники, глины, алевролиты, аргиллиты, реже известняки, мергели. Иногда на широких площадях констатируется зараженность фосфоритами, ожелезнение.

Генетически осадки раннего эокома Европы, Северной Сибири, арктических островов принадлежат либо фациям мелководных морей, либо опресненных прибрежно-морских и внутриконтинентальных бассейнов (пурбек, вельд, серпулитовые фации Англии, ФРГ, Голландии, Польши).

Значительное присутствие карбонатных фаций отличает разрезы раннего эокома в областях сопряжения осадков бореального и тетического типа (Средняя Азия, Северный Кавказ, Крым).

Морские бореальные отложения, развитые за пределами Тихоокеанской области исследовались давно и детально. Среди последних публикаций, посвященных рассматриваемому вопросу, хотелось бы отметить такие фундаментальные сводки, как "Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе" (1972), "Верхняя юра и граница ее с меловой системой" (1979), в составлении которых приняли участие многие советские и зарубежные авторы.

Фауны раннего эокома. Среди радикальных компонентов морской биоты раннего эокома следует особо выделить аммонитов, белемнитов, бухий и иноцерамов. Все эти группы моллюсков играют существенную роль как для выделения и расчленения бореального эокома, так и для расшифровки внутренней структуры Бореального пояса в указанный временной интервал.

Прямо определяют границы Бореального пояса пределы распространения бухий (рис. 25). По В.А. Захарову [20], эти двустворки расселялись в поздней юре—эокоме на территории, расположенной

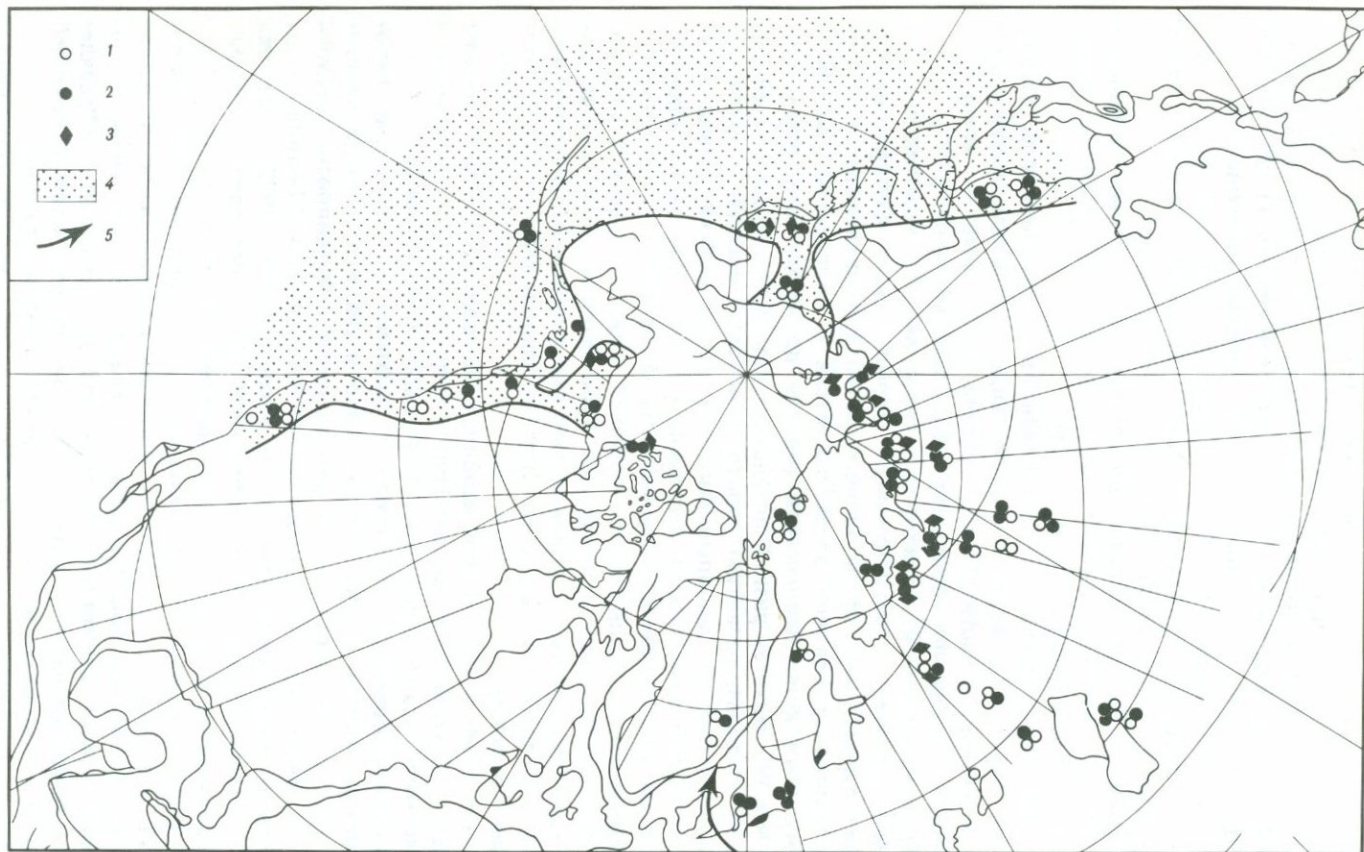


Рис. 25. Распространение бухий в морях Бореального пояса (Захаров, 1981)

1 — инфрaneoком (-берриас s.l.); 2 — валанжин; 3 — ранний готерив; 4 — Тихоокеанская область Бореального пояса; 5 — средиземноморско-атлантическое течение

к северу от 40 параллели, обитали в бореальных морях с температурой вод, близкой к умеренно-теплым и умеренным (10—15°), были достаточно неприхотливы к условиям обитания (свет, глубина, характер грунтов и т.д.). С другой стороны, бухии обладали достаточно высокими темпами формообразования, что обусловило высокую стратиграфическую значимость этих двустворок. В.А. Захаровым [19, 20] предложена серия элементарных биостратонов по бухиям (бухиазон), из которых ранний неоком, на наш взгляд, определяют следующие из них: 1) *V. obliqua*; 2) *V. unchensis*; 3) *V. okensis*; 4) *V. jaskovi*; 5) *V. tolmatschowi*; 6) *V. inflata*; 7) *V. keyserlingi*; 8) *V. sublaevis*; 9) *V. crassicollis*. Первые пять определяют инфранеоком (=берриас s.l.); шестая, седьмая и восьмая (частично) — валанжин; девятая — нижний готерив. Подобная последовательность бухиазон в целом отражает реальные этапы развития этих моллюсков в бореальных морях.

В пределах Бореального пояса могут быть выделены территории, где: а) бухии являются главным компонентом биоты, при отсутствии или крайней малочисленности головоногих моллюсков (осадочные толщи на севере Тихого океана — Корьяско-Анадырский регион, Анюйско-Раучуанское междуречье, Аляска, частично фации Островной дуги); б) бухиям сопутствуют аммониты, среди которых отмечается (особенно в берриасе) большой процент чисто арктических родов (север Сибири, Приполярное Зауралье); в) бухиям сопутствуют аммониты умеренных широт (Западная Европа, европейская Россия, Северная Канада, Шпицберген); г) бухиям сопутствуют аммониты обычные в Тетическом поясе (юг Дальнего Востока, Западная Канада, тихоокеанское побережье США, Мангышлак, Крым, Кавказ).

Аммониты раннего неокома обнаруживают в Бореальном поясе заметную широтную зональность. В берриасских отложениях притетисовых бассейнов обычны аммониты Средиземноморья — *Paradontoceras*, *Substeuerceras*, *Proniceras*, *Negrelliceras*, *Neocosmoceras*, *Protacanthodiscus* и др. (Тихоокеанское побережье США, юг Западной Канады), *Spiticeras*, *Subs?tenoceras*, *Berriassella* (Япония, частично юг Дальнего Востока), *Lemencia*, *Berriassella*, *Neocosmoceras*, *Dalmagiceras*, *Malbosiceras* и др. (Крым, Кавказ, Мангышлак). Интересно, что наряду с бухиями на отдельных временных уровнях берриаса притетисовых бассейнов вместе с указанными аммонитами появляются роды этих моллюсков, обычные для умеренных широт — *Subcraspedites* и *Hectoroceras* в берриасе Западной Канады, *Euthymniceras* и *Riasanites* (Мангышлак, Кавказ), что позволяет проводить возможные сопоставления тетисовых и бореальных фаун.

Для берриаса (s.l.) умеренного пояса обычны остатки *Craspedites*, *Subcraspedites*, *Surites*, *Riasanites*, *Euthymniceras*, *Hectoroceras*. Некоторые из указанных родов аммонитов являются определяющими элементами и для берриаса арктических широт (Северная Сибирь, Полярное Зауралье, Шпицберген), однако здесь констатируется развитие и оригинальных аммонитов, не покидавших в берриасе пределы Арктики (*Chetaites*).

В валанжинское время аммониты были распределены в Бо-реальном поясе близким или подобным образом: основным элемен-том аммонитовой фауны, умеренных и высоких широт являлись роды *Temporychites*, *Polyptychites*, *Tollia*, *Neotollia*, *Dichotomites*, в прите-тисовых бассейнах преобладали *Thurmaniceras*, *Kilianella*, *Olcostephanus*.

Особо интересны находки аммонитов в слоях, относимых к раннему готериву. Чаще всего их представляют раковины, отно-симые к роду *Homolosomes* (Калифорния, Север Сибири, Восточно-Европейская равнина), вместе с которыми еще в изобилии встре-чаются бухии.

На Аляске и Северо-Востоке Азии аммониты встречаются в раннем неокоме крайне редко (*Lythoceras*, *Phylloceras*, единичные *Surites*, *Chetaites*, *Euthymiceras*, *Polyptychites*), однако вероятность от-несения здесь высоких горизонтов с бухиями уже к нижнему го-териву (аналоги хомолсомитовых слоев) достаточно высокая, т.к. последние в ряде случаев (Анадырско-Корякский регион) согласно перекрываются слоями, содержащими в своем основании моллюсков позднего готерива.

Белемниты, широко распространенные в раннем неокоме Бореального пояса [43], представлены родами *Cylinodroteuthis*, *Acro- teuthis*, *Lagonibelus*, *Pachyteuthis*, *Simobelus* в отличие от Тетической области, где в основном были распространены представители *Du- valiidae* и *Belemnopsidae*. Присутствие средиземноморских групп белем-нитов отмечается в областях переходных от Бореального пояса к Тетическому: р. *Hibolites* (Крымско-Кавказская область, Калифорния). Ростры *Cylinodroteuthis* и *Acroteuthis* известны и из более высоких горизонтов неокома.

В Северо-Тихоокеанской провинции, куда Ю. Елецкий [76] отнес меловые бассейны Тихоокеанского побережья США и Канады, Даль-ний Восток, одним из критериев автономности этой провинции и ее принадлежности к Тетическому поясу указывалось почти пол-ное отсутствие белемнитов. Что это не так, свидетельствуют сис-тематические, иногда многочисленные находки остатков бореальных родов этих головоногих в неокомских отложениях Калифорнии, Анадырско-Корякского региона, хотя и не в таком изобилии как, скажем, в Поволжье и на Севере Сибири.

Все большее значение для стратиграфии раннего неокома приоб-ретают и иноцерамы. Представлены они исключительно примитивно устроенными, стандартными группами (подроды *Anopaea*, *Mytiloides*, *Birostrina*, *Neosomiceramus*). В раннем неокоме эти моллюски не только занимали такие же площади, что и бухии, но и выходили за пределы распространения последних (например, в Западной Европе, возможно, в Японии). Иноцерамы известны во всех подразделениях раннего неокома Тихоокеанской области [34], на севере Сибири [18, 21], в верхневолжском ярусе (=нижнему берриасу s.l.) Восточно-Европейской платформы [7, 9], в раннем неокоме Крыма, Кавказа и Мангышлака [3, 47, 50].

В.А. Басов и Е.Ф. Иванова [2], анализируя фораминифер раннего неокома в Бореальном поясе, приходят к выводу о опре-

деленном единстве волжских и берриасских (s.s.) комплексов этих организмов. Некоторая перестройка фораминиферовых групп происходит в позднем берриасе, где появляются уже собственно валанжинские их представители.

Т.Н. Горбачик [13] утверждает, что нет ни одного семейства, которое было бы известно только в Бореальном поясе, но, с другой стороны, из 25 семейств фораминифер берриаса 15 известны только в пределах Тетис.

* *
*

В целом, анализируя структуры морской раннеэоценовой биоты в Бореальном поясе, мы приходим к выводу, что с конца волжского времени до середины готерива в морях умеренных и высоких широт планеты сформировалась и стабильно существовала относительно мономорфная биофациальная система. Формирование этой системы часто приурочено к началу распространения регрессивных фаций в некоторых областях Бореального пояса и выражается в появлении в моллюсковых биоценозах "настоящих" меловых иноцерамов, бухий так называемого "переходного" типа, и формировании краспедитовых (=берриасселовых, в пограничных с Тетическим поясом областях) ассоциаций аммонитов.

Бореальный берриас в такой интерпретации должен приниматься от основания краспедитовых зон до появления темноптихитов, иначе говоря, включать в себя верхнюю часть волжского яруса и рязанский ярус. Такое представление в принципе соответствовало бы позициям М. Брейштрофера [55], В.Л. Егояна [16], Видмана [109], и Цейса [48] о берриасе в широком смысле (или инфраэоценоме), как об автономной неделимой экосистеме, появление, становление и смена которой проходили синхронно в Бореальном и Тетическом поясах, что и удается наблюдать на границе поясов. Отнесение этой экосистемы к мелу, а не юре (как предлагали некоторые авторы), обосновывается общим меловым обликом фауны и инфраэоцома [55], в первую очередь появлением архетипичных меловых моллюсков-иноцерамов.

Валанжинскую экосистему в Бореальном поясе радикально определяют блок аммонитовых зон *Neotollia*—*Temnoptychites*—*Polypptychites*—*Dichotomites*, система бухизон валанжина, значительное разнообразие иноцерамов, отражающие экспансию популяций этой группы в валанжинское (и раннеготеривское) время. К валанжинской экосистеме достаточно плотно примыкает экосистема раннего готерива — фактически последняя отличается от валанжинской единственным радикалом — присутствием аммонитов рода *Homolosomes*.

ГОТЕРИВСКИЙ И БАРЕМСКИЙ ЯРУСЫ

Формирование позднеэоценовой биоты в Бореальном поясе стимулировали два основных фактора — широчайшая трансгрессия симбирскитовых морей и образование в области развития тихоокеанских геосинклиналей флишевых прогибов. Оба эти фактора

кардинально трансформировали предыдущие экосистемы, а в тихоокеанской области вдвойне.

Фации позднего неокома. Масштабы позднеокомских морских бассейнов на севере Тихого океана почти соответствовали размерам раннеокомских. Сменились лишь условия осадконакопления, характер среды обитания организмов. Внутренняя дуга Тихого океана трассировала полосу распространения флишевых прогибов, где накапливались все типы флишевых фаций от "дикого" флиша, до орго- и криптофлиша. По Внешней дуге к флишевым прогибам примыкали бассейны, где шло накопление специфических туфогенно-осадочных толщ (фации "зеленых туфов"), распространение которых фиксируется в арктической части Тихоокеанского пояса, где в позднем неокоме (как и в раннем) осуществлялась связь тихоокеанских геосинклинальных и евроазиатских эпиконтинентальных морей.

Прогибы Внутренней дуги протягиваются на востоке Тихого океана по линии Калифорния—Орегон—Вашингтон—запад Британской Колумбии—горы Врангеля—залив Кука; на Северо-Востоке Азии их продолжение наблюдается на Беринговом полуострове, в хребте Пекульной, Майнских горах, на Северо-Западной Камчатке и п-ве Тайгонос; на юге Дальнего востока — в хребте Сихотэ-Алинь.

В калифорнийском сегменте [52, 68, 100] позднеокомские толщи принадлежат серии Шаста (верхи формации Паскента — низы Хорзтауна), распространение которых приурочено к западным склонам долины р. Сакраменто, где они представляют основание прогиба Грейт-Велли.

Неокомские отложения Калифорнии, прилегающие непосредственно к тихоокеанскому побережью (формации Францискан-Ноксвилл), не включают в себя палеонтологически аргументированных осадков, которые могли бы датироваться поздним неокомом. Однако это не исключает возможного их присутствия здесь, что может быть затушевано как сложным геологическим строением означенных территорий, так и слабой стратиграфо-палеонтологической изученностью указанных толщ.

В формации Паскента и Хорзтаун объединена мощная (более 4000 м) толща, достаточно однородная, алевритисто-сланцевого состава с прослоями песчаников и известняков. Не менее 1/3 указанной мощности, вероятно, приходится на верхний неоком. Подобные образования протягиваются на север, в Орегон (округа Дуглас, Карри, Джозефин) и Вашингтон (округ Оканогон).

Присутствие позднего неокома на Западе Британской Колумбии отмечал еще Anderson [52], указавший по крайней мере пять местонахождений участков распространения пород раннего мела, несомненно, более молодых, нежели слои с бухиями (район озер Хоризон, Потлайоко, в горах Джакас, на островах Ванкувер, Адмиралтейства, королевы Шарлотты). По Ю.А. Елецкому, поздней неоком Британской Колумбии входит в состав граувакко-сланцевой серии Джакас (мощностью около 3000 м). По-видимому, в Британской Колумбии позднеокомские (как и раннеокомские) отложения

формировались в сходных фациях в пределах двух разобленных прогибов — Островного и Тьяунтон.

Данные о распространении морских фаций позднего неокома на юге Аляски крайне ограничены, однако следует иметь в виду, что ранее вообще категорически отрицалось присутствие готеривского и барремского ярусов на Аляске [71]. За последнее время [66, 81, 84] они были обнаружены в ряде участков: в районе гор Врангеля (обломочная толща, около 300 м с фауной позднего неокома), Известняковых холмов в районе Нельчина (алевролиты готерива-баррема), Камишак-Хиллс (алевролиты с готеривскими моллюсками).

На Северо-Востоке поздненеокомские флишевые толщи установлены на Беринговском полуострове [4, 41], где они объединяются в составе кэнкэрэнской свиты (ритмичнослоистые туфогенные алевролиты, алевролиты, туфы, песчаники туфы) мощностью до 500 и более метров. Эти отложения распространены на достаточно широких площадях от мыса Наварина до р. Опуха.

Близкие по составу и возрастному положению породы обнажены на других участках Анадырско-Корякского региона — в хребте Пекульней, Майнских горах, в районе Пенжинской губы. В последнем местонахождении они объединяются в составе тылакрьельской свиты (от 550—700 до 2300 м), образованной толщей переслаивающихся алевролитов, аргиллитов (с достаточной примесью туфогенного материала), туфов, туфопесчаников, туфобрекчий основного состава. Часто чередование указанных разностей носит четкий ритмичный характер (ортофлиш) или аналогично другим разновидностям флиша. Присутствие достаточно мощных, более 2000 м, морских обломочных палеонтологически охарактеризованных толщ поздненеокомского возраста доказано на Сихотэ-Алине [6, 23, 29] в составе уктурской свиты и ее фациальных аналогов.

Фации Внешней дуги и бассейнов, соединявших Тихоокеанскую область с арктической, обстоятельно исследованы на Северо-Востоке Азии [25, 32]; развитие их предполагается на Аляске и северо-западе Канады. На Северо-Востоке СССР к северу от площадей развития флишевых толщ неокома протягивается полоса (центральная часть п-ва Тайгонос—р. Мургалы—бассейн р. Анадырь), где обнажены поздненеокомские туфогенно-осадочные породы мощностью до 700—1700 м (алевролиты, песчаники, туфы, туффиты, туфобрекчии и т.д.). Близкие по составу и возрасту породы обнажены и к северу от указанной полосы (Аньюйский район, Умкувеемская и Талыльвеемская впадины), где для них констатируются лишь несколько меньшие мощности (до 500—600 м). Формирование рассматриваемых фаций сопровождалось особым характером вулканической деятельности (масштабный андезитовый вулканизм), специфической динамикой вод, что обеспечило отличие биоценозов Внутренней и Внешней дуг Тихоокеанской области по некоторым радикальным компонентам.

На Аляске с рассматриваемой точки зрения интересны данные о развитии мощных песчано-глинистых фаций в бассейне рек Юкон-Кускоквим (междуречье Иннокко-Айдитород), где была собрана инте-

ресная ассоциация возможно поздненеокомских иноцерамов и белемнитов [71].

За пределами Тихоокеанской области, в местах развития эпиконтинентальных бореальных морей, поздний неоком распространен достаточно широко, хотя границы его не вполне совпадают с границами распространения раннего неокома. Формирование позднего неокома в указанных районах подчинялось трансгрессии "симбирскитовых" морей, результаты которой мы наблюдаем на севере Западной Европы (Англия, ФРГ), Центральной и Северной России, в Крымско—Кавказской области, на арктических островах (Шпицберген). Основной особенностью осадконакопления на этих территориях было стабильное, широкое по площади развитие глинистых фаций в симбирскитовое время (спитонские глины Англии, симбирскитовые глины Русской платформы).

Мощности верхнего неокома (до 50—100, в южных районах до 200 м) эпиконтинентальных морей несоизмеримы с мощностями одновозрастных комплексов Тихоокеанской области.

Поздненеокомской трансгрессии на севере и востоке европейского континента соответствовало значительное изменение конфигурации арктического бассейна. Оказались выведенными на сушу значительные площади на севере Сибири (вероятно, и в Гренландии), где в раннем неокоме господствовал морской режим.

Фауны позднего неокома. Радикалы¹ морской биоты в позднем неокоме сменились почти полностью: основные позиции в биоценозах среди аммонитов приобрели симбирскитиды и криоцератиды, место бухий заняли особые группы иноцерамов (гетероптерии и колоницерамы), в меньшей степени изменился состав белемнитов. Распределение этих моллюсков в биоте бореальных морей было более или менее равномерным. Эту очевидную равномерность существенно нарушают лишь особые биоценозы, специфичные для бассейнов Внутренней (флишевой) дуги Тихоокеанской области и некоторые особенности в биоценозах областей на границе Бореального и Тетического поясов.

Иноцерамовые двустворки в позднем неокоме [31, 34] испытали особый этап своего развития. Вместо примитивно устроенных стандартных иноцерамов раннего неокома моря оккупировали совершенно особые группы этих моллюсков — гетероптерии и колоницерамы, обладатели уникальных раковин, что выводит их на уровень особых родов.

Представители рода *Heteropteria* распространены были, по-видимому, довольно широко. К ним относятся широко известные на Восточно-Европейской платформе, отмеченные в Крыму и на Кавказе *Heteropteria aucella* (Lah.), несколько видов *Heteropteria* (в том числе *H. heteropterus*) тихоокеанского позднего неокома как Внешней, так и Внутренней дуги. Имеются сведения [58] о распространении *Heteropteria heteropterus* в Антибореальном поясе.

¹ Радикалы биоты, радикальные компоненты биоты — у автора это основные, определяющие элементы сообществ морских организмов на тех или иных временных уровнях.

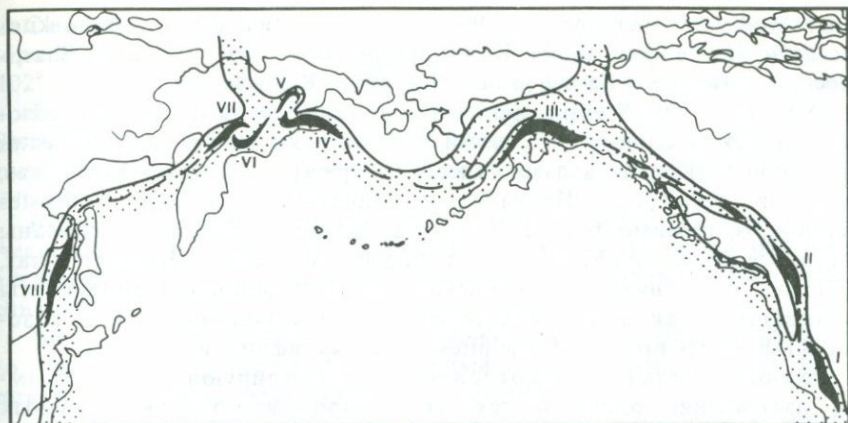


Рис. 26. Распространение колоницерамов на севере Тихоокеанской области в позднем неокоме

I — Калифорния, Орегон; II — Вашингтон, Британская Колумбия; III — Южная Аляска; IV — Корякское нагорье; V — хребт Пекульней, Майнские горы; VI — Таловские горы; VII — п-ов Елистратова, Валижгенское поднятие; VIII — Сихотэ-Алинь

Особый интерес представляют данные о распространении моллюсков, относящихся к р. *Colonisegamus* (рис. 26). Их развитие строго определялось особыми структурно-фациальными условиями. Находки колоницерамов приурочены исключительно к полям развития флишевых толщ Внутренней дуги Тихоокеанского пояса (Тихоокеанское побережье США, Британская Колумбия, Южная Аляска, Анадырско-Корякский регион, Сихотэ-Алинь). Расселение колоницерамов вне пределов флишевых прогибов, видимо, затруднялось полосой пограничных геантиклинальных поднятий, оконтуривавших флишевые прогибы со стороны континента. Возможно, вулканическая деятельность в этих зонах способствовала образованию своеобразного химизма окружающих бассейнов, неодолимого колоницерамовыми и сыгравшего свою роль в их изоляции.

В целом температурный режим, судя по присутствию одних и тех же белемнитов, других моллюсков, был идентичен как во флишевых бассейнах, так и в окаймляющих водоемах соседних структурных зон; близок был и характер субстрата так же как, по-видимому, и глубинные градиенты.

Среди аммонитов "симбирскитовых" морей главную роль играли прежде всего роды *Speetonicerias* и *Simbirskites*. Традиционно считается, что первые определяют верхнюю часть нижнего готерива, вторые — верхний готерив. Для начала барремского века обычно появление *Holcodiscus*, *Pulchellia*.

Спитоницеросовые и симбирскитовые биоценозы равномерно и последовательно захоронены в морских позднеэокомских осадках.

На тихоокеанском побережье США особенности распространения аммонитовых фаун исследованы Р. Имли [68]. К нижнему готериву им отнесены велзиевые зоны (*Wellsia oregonensis*, *W. packardii*) и

зона *Hollisites dichotomus* Орегона, к верхнему — *Simbirskites broadi* и *Hertleinites aquila* Калифорнии; к баррему — зона *Shasticrioceras pognie* в Калифорнии, Орегоне и Вашингтоне.

Отнесение зон *Wellsia* spp. к готериву обосновывается их положением между слоями с бухиями и симбирскитами (в зоне *Hollisites dichotomus*). Кроме велзий, здесь содержатся остатки *Phyloceras*, *Lytoceras*, *Spitidiscus*, *Hannaites* и *Crioceratites*. В зоне *Hollisites dichotomus*, помимо тех же *Hannaites*, *Lytoceras*, *Spitidiscus*, описаны *Speetonicer* и *Simbirskites*, а также *Acrioceras*, *Нoplocrioceras*, *Hollisites*, известные из готеривских зон Калифорнии. Симбирскиты указываются как в высоких слоях готерива Орегона, так и в зонах *Simbirskites broadi* и *Hertleinites aquila* Калифорнии.

Разобщенность выходов отложений, демонстрирующих зоны Р. Им-ли, нахождение одних и тех же наборов аммонитов в разных зонах, сомнительные данные о строгой стратиграфической последовательности указанных зон снижают позитивную ценность предлагаемой схемы. Видимо, с определенными оговорками можно считать достаточно реальным соответствие зон *Wellsia* spp. и частично *Hollisites dichotomus* (там, где были встречены остатки *Speetonicer*) спитоницеросовой части бореального готерива. Часть зоны *Hollisites dichotomus* с симбирскитами, зона *Simbirskites broadi* и *Hertleinites aquila* дублируют симбирскитовые зоны верхнего готерива Европы. Единственная находка *Pulchellia* в зоне *Shasticrioceras pognie* дает возможность относить эту зону к баррему.

Во многих других районах вдоль трассы Внутренней дуги Тихоокеанской области аммониты готерива отсутствуют, и здесь спитоницеросовым и симбирскитовым слоям в большей степени соответствует зона распространения колоницерамов. Это положение находит свое подтверждение на Аляске и Северо-Востоке Азии. В Корьякско—Анадырском регионе колоницерамы занимают весь интервал от кровли бухиевых слоев до подошвы слоев с ауцеллинами. В этом интервале указываются группы аммонитов [33], часть из которых определяет спитоницеросовые (ранний готерив) биоценозы — *Speetonicer*, *Hollisites*; другая — симбирскитовые биоценозы позднего готерива — *Simbirskites* spp. Интересно, что на Северо-Западной Камчатке представители рода *Shasticrioceras* встречены вместе с ауцеллинами, что, с одной стороны, свидетельствует о, вероятно, барремском возрасте первых двустворок этого рода, а с другой — что на севере Тихого океана несколько раньше, чем это было в южной части североамериканских позднеэокомских бассейнов, произошла трансформация биот (от колоницерамовой к ауцеллиновой). Остатки *Shasticrioceras* (вместе с *Pulchellia*, *Silesites*) отмечаются и в Японии (серия Монобегава).

За пределами бассейнов Внутренней дуги позднеэокомские аммониты известны как на Северо-Востоке Азии — *Simbirskites* spp., *Hertleinites* (бассейны рек Пенжина-Анадырь, Умкувеем, Малый Аноуй, центральная часть п-ва Тайгонос), так и на Северо-Западе Канады — *Shasticrioceras*?, *Acrioceras*, *Нoplocrioceras* и др. (кстати, вместе с ауцеллинами), *Simbirskites* [72, 73].

Симбирскитовые фауны Северной и Восточной Европы достаточно хорошо известны [11, 17, 49, 87, 98, 102]. В Англии П. Раусон [102] считал возможным отнести к роду *Simbirskites* все группы симбирскитид, в том числе и *Speetonicerus* (в качестве подрода). Но вне зависимости от этого его зона *Simbirskites* (*Speetonicerus*) *inversum* занимает самое нижнее положение в ряду симбирскитовых зон.

Вместе со спитоницерасами здесь присутствуют гетероморфные *Aegocrioceras* и *Crioceratites*. Большой интерес представляет описание английских *Shasticioceras* [64] в еще более низких горизонтах спитонских глин.

Большая часть английских *Simbirskites* найдена над горизонтом со *Speetonicerus*, где вместе с ними обнаружены остатки *Crioceratites*, *Spitidiscus*, *Aegocrioceras*, *Paracrioceras*.

Подобная система аммонитовых фаун прослеживается в других районах Северной Европы. В Ульяновском Поволжье очень четко выделены спитоницеросовые и собственно симбирскитовые слои (зоны *versicolor* и *decheni*). Других аммонитов, кроме представителей *Speetonicerus* и *Simbirskites*, здесь не было встречено, так же как в одновозрастных отложениях Шпицбергена [17], Ярославского Поволжья и Печоры [12].

Самые южные районы, где известны находки симбирскитовой фауны, приурочены к полосе крымско-кавказского готерива [15]. Вместе со *Speetonicerus* здесь отмечаются остатки *Crioceratites*, а в слоях с *Simbirskites* или в их аналогах — находки тетических аммонитов, например *Pseudothurmannia*. К барремскому ярусу здесь относятся осадки, содержащие аммонитов, неизвестных (или малоизвестных) в одновозрастных отложениях вне Тетического пояса, — *Emericeras*, *Barremites*, *Holcodiscus*, *Heteroceras*.

К сожалению, в других районах бореальной Европы барремские отложения выделяются не вполне уверенно. В большей степени их присутствие определяется кровлей симбирскитовых слоев, нежели появлением особых групп барремских аммонитов: лишь на севере Европы (ФРГ) отмечается распространение в слоях, перекрывающих отложения с *Simbirskites* spp., некоторых гетероморфных аммонитов (*Paracrioceras*, *Hoplacrioceras*).

Белемниты встречаются почти повсеместно в областях распространения позднего неокома: в готериве встречаются роды, широко известные в раннем неокоме, — *Cylydroteuthis*, *Acroteuthis*. Имеются указания на находки *Hibolites*. Для баррема характерен род *Oxuteuthis*.

На Восточно-Европейской равнине баррем характеризует даже специальная зона *Oxuteuthis jasicovi*. Однако появление его констатируется уже в симбирскитовых слоях готерива [11]. В Крымско-Кавказской области для готеривских и барремских отложений характерны лишь представители *Hibolites* при полном отсутствии бореальных родов белемнитов.

Отличительными чертами готерив-барремской биоты Бореального пояса являлось значительное преобладание глинистых фаций (особенно для симбирскитовых морей) как в ряду формаций эпиконтинентальных морей, так и геосинклинальных формаций тихоокеанского клина. Геосинклинальные формации Внутренней дуги Тихоокеанской области иллюстрируют прежде всего флишевый этап осадконакопления, во Внешней дуге (в Арктической ее части) накапливались достаточно мощные граувакковые толщи со значительной примесью вулканомиктового материала.

Карбонатные осадки сравнительно редки и проявлены более или менее выразительно лишь на границе Бореального и Тетического поясов.

Радикальными компонентами готерив-барремской биоты являлись определенные группы моллюсков, из которых структуру симбирскитовых биоценозов определяли в первую очередь иноцерамы (*Heteropteria*) и аммониты (*Speetonicerias*, *Simbirskites*). Во Внутренней (флишевой) дуге Тихоокеанской области развивались особые иноцерамовые моллюски (род *Coloniceramus*). Для Тихоокеанской же области характерно распространение особых групп аммонитов (*Hollisites*, *Hertleinites*), родственно близких, однако, симбирскитам.

В областях пограничных между Тетическим и Бореальным поясами (Крымско-Кавказский регион, Япония) наблюдается смешение фаун и фаций обоих поясов, что представляет особую ценность для корреляции.

В целом можно сказать, что если нижние слои готерива Бореального пояса образуют неразрывный блок с бореальным нижним неокомом, то спитоницеросово-симбирскитовая биота целиком законсервирована в высоких слоях готерива (в традиционных рамках — это верхи раннего—поздний готерив).

Барремское (прежде всего раннебарремское) время отвечает началу перестройки симбирскитовой биоты. Фации и фауны этого времени либо связаны трансформной цепочкой с фациями и фаунами готерива (однотипные гетероморфные аммониты, белемниты, переходящие из готерива в баррем), либо в барремское время мы имеем прямые свидетельства смены трансгрессивного режима симбирскитовых морей регрессивными (широкое распространение грубообломочных фаций, появление в биоте некоторых компонентов аптского регрессивного комплекса, например, ауцеллин).

При значительной интенсивности симбирскитовой трансгрессии, в готерив—барремское время наблюдалось общее сокращение арктического бассейна (отсутствие морских фаций позднего готерива—баррема на севере Средней Сибири, в Гренландии). Связь эпиконтинентальных морей Европы и геосинклинальных бассейнов Тихого океана осуществлялась через Анюйский пролив на Северо-Востоке Азии и Северо-Западный в Канаде с выходом их через приполярный район на север Европы.

АПТСКИЙ ЯРУС

В аптское время в Бореальном поясе завершилось образование оригинальной биоты, формирование которой началось еще в барремское время. Процесс этот сопровождался существенной перестройкой бассейнов, функционировавших в симбирскитовое время, изменением соотношений новых морских водоемов, направления морских течений, характера осадконакопления; расширилась область распространения смешанной бореально-тетической фауны.

Фации апта. В Тихоокеанской области на участках развития раннемеловых геосинклиналей в аптское время, вероятно, на завершающем этапе образования флишевых формаций формировались достаточно мощные, но пестрые по составу граувакковые толщи. В Калифорнии эти толщи входят в состав мощной и однообразно устроенной песчано-сланцевой формации Хорзтаун [95, 100]. Вероятно, следует ожидать, что и севернее, в пределах Орегона и Вашингтона, подобные фации апта могут быть обнаружены, судя по присутствию морских отложений апта в прогибе Тьяутон Британской Колумбии [77]. Аптские сланцевые, частично граувакковые толщи районов Маннинг-Парк, Пембертон Британской Колумбии входят в состав мощной группы Джакас, рассмотренной выше. В пределах Островного прогиба и Аляски аптские отложения не были обнаружены.

В Корякско-Анадырском регионе аптские толщи картируются довольно уверенно; чаще они согласно наращивают отложения готерива—баррема, но представлены несколькими фациальными разновидностями. На востоке Корякского нагорья [4] они входят в состав кенвудской свиты (700 м), представленной нерегулярно чередующимися туфогенными алевролитами, песчаниками, туфами, туфобрекчиями. На Северо-Западной Камчатке одновозрастные отложения входят в состав кармаливайемской (700—900 м) и тихореченской (1300—2200 м) свит. Первая по составу близка к кенвудской; вторая представлена песчано-глинистыми породами, причем аргиллиты занимают основной объем среди пород свиты [22, 26].

Алевролиты, песчаники и конгломераты (400—450 м) с морскими моллюсками известны также в пределах хребта Пекульней [26, 46].

В хребте Сихотэ-Алинь частично к аптскому ярусу, вероятно, относятся песчано-алевролитовые слои уктурской свиты, содержащие остатки ауцеллин. Мощность отложений, объединяемых в составе свиты, значительна — от 800—850 в зоне Главного антиклинория до 4500 м в восточной части Главного синклинория. Не менее половины этой мощности принадлежит, по-видимому, аптским отложениям.

В арктической части Тихоокеанской области видоизменилась конструкция проливов, обеспечивающих связь Пацифики и приполярного бассейна. На Северо-Востоке Азии [25] в апте предполагается замыкание существовавшего в неокоме пролива. В замкнутых и полузамкнутых бассейнах Айнахургенской и Умкувеевской впадин

отлагались неустойчивые континентальные, прибрежно-морские и морские фации (песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и углестые сланцы, гравелиты, конгломераты — 1300 м). Видимо, какая-то связь морских бассейнов Северной Европы и Тихоокеанской области существовала именно через эту территорию, т.к. иных путей взаимопроникновения некоторых групп моллюсков в пределы обеих территорий невозможно представить.

В арктической части Северо-Американского континента доподлинно аптские отложения известны лишь на северо-западе Канады [72, 73]. Здесь в хребте Аклавик к баррему—апту отнесены сланцево-алевролитовая и песчаниковая толщи с аммонитами, ауцеллинами и белемнитами, общей мощностью 500—600 м. То, что бассейн, где отлагались указанные породы, был связан с арктическими эпиконтинентальными морями — несомненно, но имел ли он продолжение к югу на сочленении с аптским бассейном прогиба Тьятон Британской Колумбии, остается невыясненным.

Бореальная морская биота апта европейских эпиконтинентальных морей содержит в себе много радикальных тетических компонентов. Наличие достаточно широкого и протяженного пояса от Атлантики до Средней Азии, где наряду с типичными тетическими фаунами и фациями размещались бореальные ауцеллины, заставляет рассматривать эту территорию скорее в составе Тетического пояса.

В пределах же Восточно-Европейской платформы морской апт протягивается узкой полосой от низовьев Волги до Новой Земли. Обычно это небольшой мощности слабо диагенезированные песчано-глинистые породы, с преобладанием того или другого литологического компонента [8]. В Ульяновском Поволжье в толще аптских глин прослеживается на большие расстояния мергелистый горизонт (2—5 м), так называемая аптская плита.

Известные местонахождения морского апта представлены в Восточной Гренландии (Волластон, острова Колдевей, Кловринг, Кун) сланцами, алевролитами, песчаниками и мергелями [63, 71, 91]; в Канадском арктическом архипелаге сланцами Кристофер, перекрывающими песчаники Исаксен [44]; на Шпицбергене песчаниками и известковистыми сланцами с аммонитами, ауцеллинами и иноцебрами [65].

Фауны бореального апта. Аптские фауны бореальных морей отличались от неокомских отсутствием сколько-нибудь исключительных для северных областей групп моллюсков. Даже ауцеллины настолько глубоко проникали в бассейны Тетиса, что не всегда оправдывали свое субарктическое происхождение, свой бореальный статус. Вероятно, можно говорить лишь о несколько более скромных масштабах таксономического разнообразия аптских бореальных моллюсков по сравнению с тетическими.

Существенную роль в морских бореальных биоценозах играли ауцеллины (рис. 27), хотя распределение их в морях северного полушария было неравномерно. В пределах Тихоокеанской области ауцеллины в большей степени тяготеют к ее западной (дальневос-

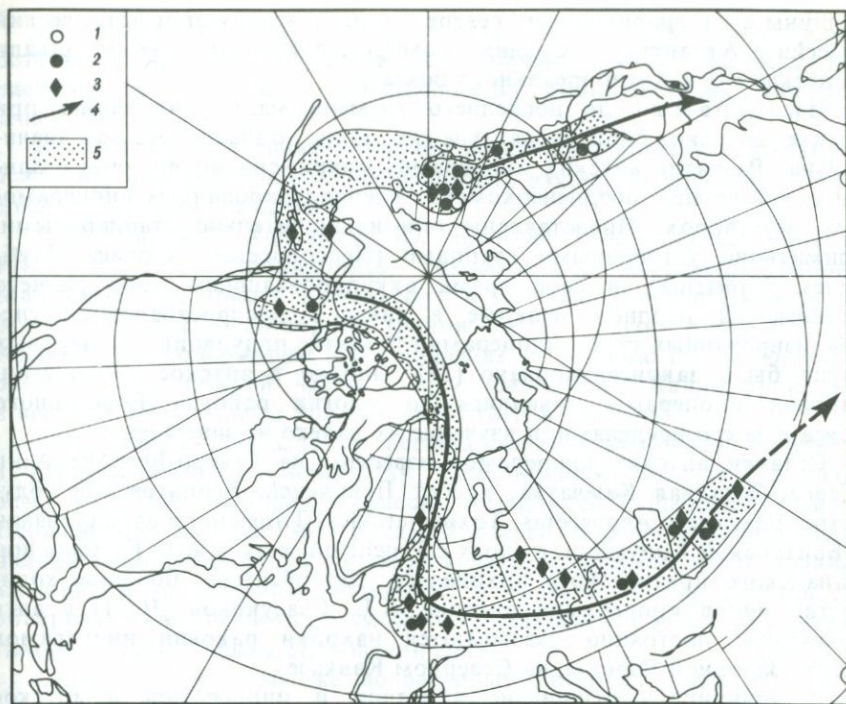


Рис. 27. Распространение ауцеллин в Бореальном поясе:

1 — Баррем; 2 — Апт; 3 — Альб-сеноман; 4 — пути миграции ауцеллин; 5 — площади ауцеллиновых морей

точной) части, их остатки широко распространены в разнофациальных аптских отложениях Анадырско-Корякского региона и к северу от него; известны они в апте Сихотэ-Алиня; есть сведения о возможности обнаружения их на западном берегу Камчатки [1, 5].

На Американском континенте остатки аптских ауцеллин отмечаются в соответствующих отложениях Северо-Западной Канады [72]. Пока нет уверенности, что некоторые ауцеллиносодержащие породы Аляски могут относиться к апту, однако вероятность этого не исключена. К югу от указанных районов нигде в апте Северной Америки представители рода *Aucellina* встречены не были. Антибореальные аптские ауцеллины Южной Америки, Антарктиды оказываются отделенными от арктических многими тысячами километров.

Удивительно полное отсутствие ауцеллин в апте Восточной Европы. Ведь по своей физической сущности (неприхотливость, эврифациальность, инертное отношение к температурным условиям) ауцеллины вполне могли существовать в дегезитовых морях Поволжья и более северных райнов. Однако они появляются лишь далее на запад и на юг — в Средиземноморско-Атлантическом секторе (Шпицберген, Англия, Франция, Кавказ, Мангышлак, Копет-Дар). Это обстоятельство можно объяснить лишь особенностями морских течений в аптское время, по которым транспортировались ау-

целлины с их прародины на севере Тихого океана через арктический бассейн в Атлантику и Средиземноморье, откуда они уже проникали в аптские моря Антибореального пояса.

Иноцерамы до последнего времени мало учитывались при оценке аптских биоценозов, где их роль, однако, весьма значительна. Развитие аптских иноцерамов сопряжено во времени с элиминацией группы позднеэокомских специализированных иноцерамовых двустворок. Представлены они исключительно стандартными, примитивно устроенными группами (*Neocomiceras*, *Aporaea*, *Mytiloides*, *Birostrina*), в свое время оккупировавшими моря раннего неокома. В позднем неокоме в связи с распространением специализированных групп иноцерамид развитие популяций стандартных групп было законсервировано [37]. Однако в аптское время стандартные иноцерамы появились во многих районах Бореального пояса и за его пределами, и изучение их далеко не завершено.

Остатки аптских иноцерамов известны на Северо-Востоке Азии (Северо-Западная Камчатка, хребет Пекульней, Беринговский полуостров) вместе с *Aconeceras*, *Toxoceratoides*, *Trophaeum* и ауцеллинами; в Британской Колумбии в слоях с *Prochelonicerases*; в апте Гренландии, Канадского арктического архипелага, Шпицбергена; большое количество видов иноцерамов описано А.Е. Глазуновой [10.11] в апте Поволжья; постоянно указываются находки раковин иноцерамов в апте Западной Европы, на Северном Кавказе.

В принципе соотношение ауцеллин и иноцерамов в аптское (баррем—аптское) время подобно таковому для бухий и стандартных иноцерамов раннего неокома. В какой-то мере это обстоятельство свидетельствует об установлении в аптских морях Бореального пояса режима, подобного тому, который существовал в начале мела.

Данные по аммонитам говорят, однако, об относительном климатическом равновесии бореальных и тетических морей.

Проблема выделения и вертикального распределения аммонитовых ассоциаций апта далеко не решена. В самом общем виде можно говорить лишь о возможном выделении блока аммонитовых родов, обычных для нижней половины апта, примерно соответствующем бедульену и гаргазу (*Deshaesites*, *Aconeceras*, *Matheronites*, *Dufrenoyia*, *Trophaeum*, *Toxoceratoides*, *Parahoplites* и др.) и об аммонитах высоких слоев апта (клансей?) с *Epicheloniceras*, *Acanthohoplites*, *Diadochoceras*, *Colombiceras* и др.. Оба этих блока определенным образом связаны набором стандартных иноцерамов, ауцеллин, некоторых аммонитов (*Parahoplitidae*, *Cheloniceratidae*).

В Тихоокеанской области наиболее представительные наборы аммонитовой фауны собраны в аптских отложениях на стыке Бореального и Тетического поясов — в Калифорнии и Японии. В аптской части формации Хорзтаун [100] нижней части апта соответствуют осадки, содержащие остатки *Gabbioceras*, *Australiceras*, *Parahoplites*, *Deshaesites*?, *Gabbioceras* и др.; к позднему (частично к леймериелловым слоям альба) апту относятся слои с *Colombiceras*, *Hulenites*, *Hamulina*, не столько по составу аммонитов, сколько по залеганию вмещающих их осадков под слоями с альбскими *Douvilleiceras*.

В Японии [90] в апте (Мияко, Монобегава) отмечаются внизу остатки *Tropaneum*, *Ancyloceras*, *Cheloniceras*, *Pseudohaploceras*, *Hyracanthoplites*, и выше — *Diadochoceras*, *Eodouvilleiceras*, *Valdedorsella*.

К северу от указанных областей остатки аммонитов встречаются реже, но каких-то особых специфических узкопровинциальных родов среди них встречено не было.

В Британской Колумбии Ю. Елецкий [77] отмечает остатки *Procheloniceras*, *Eotetragonites*, *Toxoceratoides*, *Aconeceras* (районы Маннинг-Парк, хребет Камельсфут в прогибе Тьяунтон); к апту он относит слои с *Acanthoplites* (район озера Тасеко, группа Тэйлор-Крик). Слои, содержащие *Procheloniceras*, по мнению Елецкого, могут отвечать как нижней части апта с *Gabbioceras* Калифорнии, так и верхней части слоев с *Shasticioceras* того же района.

В Корьякско—Анадырском регионе аптские аммониты встречены в кармаливаямской (*Aconeceras*, *Eotetragonites*, *Pedicoceras*), тихореченской (*Toxoceratoides*, *Tropaneum*, *Tetragonites*, *Voldedorsella*) свитах Пенжинского района [36]. В самой общей форме указанные ассоциации аммонитов могут соответствовать по времени существования аммонитовым системам бедульена и гаргаза. Тогда вероятность обнаружения клансейских аммонитов укладывается в интервал верхи тихореченской — низы кедровской свит.

Скорее всего, тому же возрастному интервалу, что и в Пенжинском районе, отвечают остатки аптских аммонитов хребта Пекульней и Умкувеемской впадины — *Tropaneum*, *Australiceras*, *Pedicoceras*, *Phylloporachiceras* [46, 26]. Редкие аптские тетрагониты обнаружены на Беринговском полуострове и в хребте Сихотэ-Алинь.

По остаткам *Tropaneum*, *Aconeceras*, *Ancyloceras* [72, 73] можно говорить о распространении нижнеаптских отложений в нижнем течении р. Маккензи.

В других арктических районах Бореального пояса аптские аммониты известны в Канадском архипелаге — *Tropaneum*? (о-в Мекензикинг), в Восточной Гренландии — *Deshayesites*, *Ancyloceras*, *Sanmartinoceras* (= *Aconeceras*), *Tropaneum* (63, 91), на Шпицбергене — *Tropaneum* (65). Сюда же можно отнести находки дегезитов и аконещеросов в Большеземельской тундре, на п-ве Канин и на Новой Земле. В указанных районах также уверенно можно параллелизовать аммонитовый апт с бедульеном и гаргазом, но ничего определенного нельзя утверждать о возможных аналогах клансея.

К югу от Арктической области в отложениях эпиплатформенных морей остатки аммонитов встречаются значительно чаще и таксономический диапазон их несравненно шире. В Поволжье [8, 10] в нижнем апте констатируется присутствие родов *Ancyloceras*, *Tropaneum*, *Australiceras*, *Deshayesites*, *Aconeceras*, *Sanmartinoceras*, (= *Aconeceras*). К верхнему апту (включающему, вероятно, и клансей) относятся остатки *Epicheloniceras*, *Parahoplites*, *Hyracanthoplites*.

Здесь нет смысла разбирать аммонитовые системы, сопряженные с полосой распространения ауцеллин. Эта зона в большей степени тяготеет к Средиземноморскому поясу и Атлантическому сектору

этого пояса, о чем свидетельствует широкое распространение здесь "южных" белемнитов (*Hibolites*, *Mezohibolites*), местами рудистов, других теплолюбивых двустворок (*Neinea*), орбитолин. Но сопоставление аммонитов указанной зоны с их северными собратьями устанавливается сравнительно просто по распространению *Deshayeisites*, *Matheronites*, *Aconeceras* и других родов в нижнем апте (бедульен, гаргаз); *Parahoplites*, *Colombiceras*, *Acanthohoplites*, *Epicheloniceras* — в верхнем (клансей). Последние редко встречаются в пределах развития бореального апта, иногда прямо сменяются осадками с альбскими *Beudanticeras*—*Archoplites*.

* *
*

Заключая сведения по аптской биоте бореальных морей, можно утверждать ее автономность, о чем свидетельствуют как специфика осадконакопления, обнаруживающаяся при анализе фаций, так и особенности аптских бореальных биоценозов. Среди основных факторов, определявших структуру аптской биоты, необходимо указать следующие: 1) смена трансгрессивного режима позднего неокома регрессивным; 2) трансформация связей бореальных морей друг с другом и с морями Тетического пояса; 3) изменения в апте направления основных течений, определивших распределение бореальных биоценозов; 4) относительное уравнивание климатических градиентов Бореального и Тетического поясов.

Вместе с тем следует отметить, что действие указанных факторов имело начало в барремское время, хотя окончательно структура биоты была сформирована с начала накопления дегезитовых слоев апта. В этой связи самые верхи неокома воспринимаются как стратозкотон (интервал неопределенности) на границе двух автономных подразделений, где захоронены симбирскитовая и дегезитовая биоты.

АЛЬБСКИЙ ЯРУС И ГРАНИЦА ОТДЕЛОВ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Альбское время ознаменовалось формированием биоты, отличающейся по всем основным компонентам от биоты апта (баррема—апта). Установление трансгрессивного режима с накоплением соответствующего ряда фаций, изменения конфигурации и площадей распространения морских бассейнов при относительном климатическом равновесии в морях Бореальной и Тетической провинции — все эти факторы определяли развитие особых альбских биоценозов, которые в северном полушарии обычно почти дублируют биоценозы Средиземноморья, хотя встречаются и отклонения от этого правила.

Фацции альбского яруса. Для альба Тихоокеанской области выделяются две основные биофациальные системы, отражающие специфику развития меловых бассейнов этого времени в

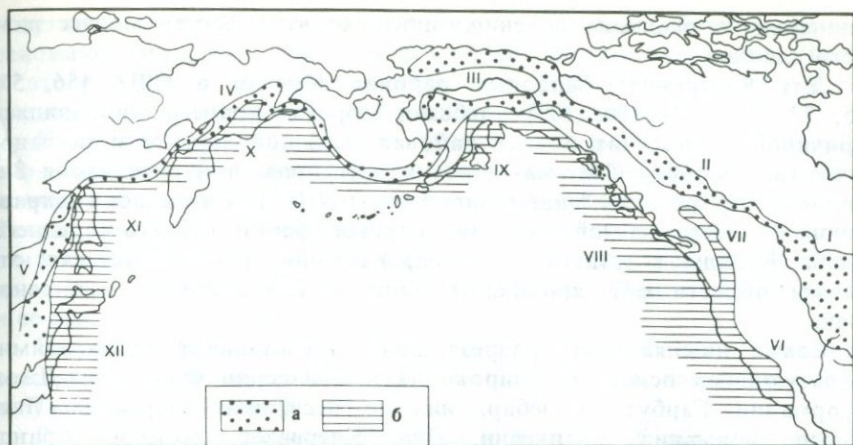


Рис. 28. Распределение фаций среднего мела (пограничные слои альба и сеномана) на севере Тихого океана

a — Внешняя дуга: I — Западные внутренние районы США; II — Западные, северо-западные внутренние районы Канады; III — Северная и Средняя Аляска; IV — Анадырско-Корякский регион; V — Приморье и Приамурье;

б — Внутренняя дуга: VI — Калифорния; VII — Орегон-Британская Колумбия (прогиб Тьяутон); VIII — Ванкувер, острова Королевы Шарлотты (Островной прогиб); IX — Южная Аляска; X — Анадырско-Корякский регион; XI — Сахалин; XII — Япония

северной части Пацифики: внешняя, для которой типовыми являются фации и фауны Внутренних западных районов США и Канады и внутренняя — привязанная к Внутренней дуге Тихого океана, протягивающейся от Японии до Калифорнии (рис. 28). В большинстве случаев эти системы достаточно изолированы и только в Анадырско-Корякском регионе они находятся в тесном соседстве.

Внешняя дуга (см. рис. 28) протягивается от штата Колорадо, через Вайоминг, Дакоту, Монтану на территорию Канады (Саскачеван, Альберта, Северо-Восток Британской Колумбии). Близкие фации наблюдаются на Северной Аляске, куда они проникают через бассейн р. Маккензи. Несомненно развитие этих фаций в Анадырско-Корякском регионе. Предположительно можно говорить об их распространении в Приморье и Приамурье.

Внутренняя дуга, начинаясь в Калифорнии, к северу образует два языка — Островной (острова Ванкувер, Королевы Шарлотты) и Тьяутон (центральная часть Орегона, Вашингтон, Британская Колумбия). Продолжение Островного прогиба трассируется серией впадин Южной Аляски (Читина, Матануска). В Анадырско-Корякском регионе фации Внутренней дуги на Беринговом полуострове, в бассейне р. Великой и в Понтонейских горах вплотную приближены к фациям Внешней дуги. На юге Дальнего Востока первые продолжают через Западную Камчатку (?), Сахалин на Японские острова (Хоккайдо, Кюсю, Шикоку).

Отложения альба на севере Тихоокеанской области либо представляют фации, определяющие заключительные этапы раннегеосин-

клинального осадконакопления, либо входят в состав моласс различного класса.

Для Внутренних Западных районов Канады и США [56, 57, 75, 77, 92, 101, 106, 107] альбская морская трансгрессия явилась причиной накопления в этих районах большой мощности песчано-сланцевых пород. Система морских бассейнов, приуроченная к Западному Внутреннему "эндемичному центру", [85] развивалась в направлении с севера на юг, поэтому морские фации раннего—среднего альба Канады в штатах Монтана, Вайоминг и т.д., отсутствуют. В эти области они проникают лишь в конце альба — в сеномане.

Самая нижняя часть разреза альба представлена отложениями, образующими основание широко известной серии Форт Сент-Джон (формации Гарбут, Музебар, нижние песчаники формации Пис-Ривер, формации Нотикевин, Лун, Клерватер, частично Гранд-Рапидус и их стратиграфические эквиваленты). Более высокие горизонты серии Форт Сент-Джон (верхи формации Букингросс, Пис-Ривер, Гранд-Рапидс, Мэнвилл, Комошен, Халзер, Гейтс, сланцы Джולי-Фау, песчаники Пеликан), вероятно, уже могут быть сопоставлены с наиболее ранними морскими альбскими осадками Монтаны и Вайоминга — формациями Ньюкастл, Скул-Крик, Термополис.

Особое положение занимают осадки, залегающие на границе нижнего и верхнего отделов меловой системы — сланцы Моури и формации Аспен Монтаны и Вайоминга, формации Шафтсбури, Сиккани, Гудрих, Ла-Бич, Крузые Канады.

Д. Стотт [107] указывает на сложное строение альбского комплекса осадков группы Форт Сент-Джон (1450—2300 м), образованного морскими, континентальными и дельтовыми фациями.

Несомненно продолжение указанных фаций альба в пределы Северной и Средней Аляски [60, 71, 82, 94]. Нижней части серии Форт Сент-Джон здесь соответствуют формации Тукту (нижняя часть), Торок, Фортресс-Маунтин, Оумалик, Мелози-Унгалик и др., более высоким горизонтам этой серии — формации Грэнстенд, Нулато, Тукту (верхняя часть), Топагорук. Сланцам Моури в указанных районах Аляски, вероятно, соответствуют (хотя бы частично) формация Нинулук и ее стратиграфические аналоги, содержащие особый набор иноцерамовой фауны.

Мощность песчано-сланцевых толщ альба соизмерима (и иногда и превышает) мощности серии Форт Сент-Джон. Отмечается такая же пестрота фаций — от сугубо морских к прибрежным и континентальным.

Фации альба Внешней дуги широко развиты в пределах Анадырско-Корякского региона по побережью Пенжинской губы, в Майнских горах, на Беринговском полуострове, фрагментарно в бассейне р. Хатырка (кедровская, маметчинская (низ) свиты и их аналоги). Обычно это алевролитопесчанниковые отложения значительной мощности (до 3000 и более м). В основании слоев, соотносимых со сланцами Моури, здесь наблюдается трансгрессивное

налегание конгломератов и песчаников с позднеальбскими—ранне-сеноманскими аммонитами на все более древние отложения. Часто к этому уровню приурочено появление прибрежно-морских, дельтовых, континентальных фаций (валижгенская свита).

Интересно тесное соседство (вплоть до смешения) в Анадырско—Корякском регионе фаций и фаун Внешней и Внутренней дуги, которые на Американском континенте разделены полосой поднятий. Такую картину мы наблюдали в Понтонейских горах, частично на востоке Корякского нагорья [14]. Фации Внутренней дуги угадываются в составе тыкынкульской свиты (Понтонейские горы) и ее аналогах на юге Беринговского полуострова.

На юге Дальнего Востока фациям Внешней дуги отвечают осадки пестрого состава, принадлежащие верхней части уктурской и лужскинской свитам [6, 23].

Разницу между фациями Внешней и Внутренней дуг удается уловить лишь при сравнении захороненных в соответствующих осадках биоценозов. Альбские осадки Внутренней дуги относительно более глубоководны и содержат на отдельных стратиграфических уровнях особый набор остатков моллюсков, неизвестных во Внешней дуге. Особенно подобная дифференциация характерна для пограничных слоев альба и сеномана.

В Калифорнии и Береговых хребтах Орегона к альбу относятся верхние горизонты группы Хорзтаун, частично низы группы Паноче или серии Чико (s.l.) и их аналоги [52, 88, 100]. Обычно это песчано-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты. С этими отложениями может быть сопоставлена мощная толща терригенных пород округа Митчелл (Орегон), развитых к востоку от Каскадных гор [99] и продолжающая их в Британской Колумбии полоса распространения глинистых фаций прогиба Тьяунтон [77].

В Островном прогибе альбские отложения [77, 92] — песчаники и сланцы формации Хейда на о-вах Королевы Шарлотты — содержат специфические для фаций Внутренней дуги остатки моллюсков. Подобные образования Южной Аляски [71, 83] в составе формаций Кенникот (до 2000 м) или Матануска (при отнесении ее нижней части к альбу) представлены теми же песчано-глинистыми породами с альбскими аммонитами Внутренней дуги.

Альбские отложения Западной Камчатки и Сахалина представлены комплексом осадочных пород, неотделимы от вышележащих верхне-меловых пород.

Достаточно хорошо исследованы рассматриваемые отложения на Японских островах (Хоккайдо, Кюсю, Сикоку), где были выделены все подразделения альба [89, 97, 90]. Представлены указанные отложения глинистыми, песчано—глинистыми породами различной мощности (до 1000 м), относящиеся к серии Мияко (частично), свитам Ходзи, Фудзикава, серии Токеноура и их фациальным аналогам.

Неясным остается вопрос о распространении в Тихоокеанской области альбских отложений, принадлежащих вулканогенно-кремнистым формациям. К числу такого рода образований могут при-

надлежать некоторые вулканогенные и кремнистые толщи Береговых хребтов Калифорнии, которые находятся в сложных тектонических взаимоотношениях с ранненеокомской францисканской формацией и, вероятно, иногда отождествляются с нею. Есть сведения и о том, что частично альбский возраст могут иметь подобные образования в центральной части Корякского нагорья (нижняя часть ватынской серии).

К началу альба связь тихоокеанских морских бассейнов с арктическими осуществлялась исключительно через северо-алюсские и северо-канадские моря. Морские проливы на Северо-Востоке Азии, функционировавшие еще в апте, прекратили свое существование.

К этому же времени приурочена перестройка бореальных бассейнов Европы. Для Восточно-Европейской платформы П.А. Герасимов [8] констатирует образование широко ориентированных водоемов, южный из которых тесным образом связан с морями Средиземноморья, а северный уходит в арктический бассейн. Однако в обоих случаях мощности альбских осадков незначительны, редко превышают 100 м. Породы альба чаще представлены песчано-глинистыми породами, с попеременным преобладанием того и другого компонента.

На севере Восточной Европы (Пай-Хой, Новая Земля) присутствие альба устанавливается только по наличию в валунах остатков аммонитов соответствующего возраста. К альбу отнесены [44] глины ханты-мансийской свиты (136 м) Западно-Сибирской низменности, аргиллиты, алевролиты и песчаники Шпицбергена (свита Каролинефьеллет [96], сланцы Восточной Гренландии с аммонитами, иноцеррами и ауцеллинами [63]).

Песчано-глинистые слои юга Восточно-Европейской платформы (Поволжье, Урало-Эмбенский район, Причерноморье, Польско-Литовская и Московская синеклизы) мало отличаются от рассмотренных выше, как и аналогичные породы альба Северной Европы (например, глины Гольта и верхний зеленый песчаник Англии).

Следует отметить, что и в областях, приближенных или уже входящих в состав Тетического пояса, песчано-глинистые породы играют существенную роль в конструкции фаций (Средняя Азия, Крымско-Кавказская область, Центральная Европа), хотя здесь уже заметно проявляются карбонатные фации (известняки, мергели).

Фауны бореального альба. Если ориентироваться на аммонитовые фауны, то альбская биота бореальных морей представляется тождественной соответствующей биоте Средиземноморья.

Аммониты бореального альба, так же как и в Тетических разрезах, представляют собою блок последовательно сменявших друг друга леймриеллид, гоэлитид и бронкоцератид [51]. Границу альба и сеномана повсеместно принято проводить по кровле вракона, иначе говоря, по смене позднеальбских *Stoliczkaia* раннесеноманскими *Mantelligeras*. Такая схема в принципе отражает реальное состояние аммонитов в альбе, но в определенной мере идеализирована.

В пределах Тихоокеанской области распределение аммонитов

во многом обусловлено приуроченностью их к фациям Внешней и Внутренней дуги.

Во Внешней дуге последовательно сменяют друг друга следующие аммонитовые ассоциации: 1) *Beudanticeras* (= *Grantzicer*), *Kreboldicer*, *Colvillia*, *Lemurocer*, *Cleonicer* (s.l.), *Archtoplites*; 2) *Gastrop*, *Cleonicer* (s.l.); 3) *Neogastrop* spp. Там, где это удается наблюдать, неогастроплитовые слои сменяются вверх по разрезу толщами, содержащими сеноманских *Turrilites* или *Acanthoceras*.

Фаии альба Внутренней дуги, там, где они в достаточной мере стерильны, содержат несколько другие аммонитовые ассоциации: 1) *Leconteites*, *Brewericeras*, *Douvilliceras*, *Beudanticeras* (= *Grantzicer*), *Archtoplites*; 2) *Oxytropidoceras*, *Dipoloceras*; 3) *Mortoniceras* sp., *Marshalites*, сменяемые сеноманскими *Graysonites* и *Mantelliceras*.

Заметно, что достаточно уверенно сопоставляются между собой фаии Внешней и Внутренней дуги на уровне ассоциаций *Beudanticeras*—*Archtoplites*—*Brewericeras*—*Douvilliceras* (вероятные аналоги леймериеллового альба), тогда как средне-позднеальбские аммониты указанных территорий разнятся по всем компонентам. Возможность сравнить их появляется лишь там, где фаии Внешней и Внутренней дуги прямо соприкасаются (или смешиваются) — в пределах Анадырско-Корякского региона. Так, здесь удалось выяснить, что неогастроплитовые слои не просто соответствуют верхнему альбу (*inflatum*+*dispar*), а включают в себя и аналоги нижних зон традиционного сеномана.

Таким образом, во Внутренней дуге неогастроплитовым слоям соответствуют слои с *Mortoniceras* (s.l.) и *Mantelliceras* или их эквиваленты с *Marshalites* (виды *olcostephanoides*, *colmubianus*). К этим слоям обычно приурочены и остатки *Desmoceras* (*Pseudouligella*), виды которых часто утверждаются как индикаторы пограничных зон альба и сеномана (зоны *kossmati*—*japonicum*, или *dawsoni*—*ezoanum*), что представляется не столько убедительным, сколько смелым.

Бликий к тихоокеанскому набор аммонитов известен повсеместно в умеренных и арктических широтах: с самой ранней аммонитовой ассоциацией Тихоокеанской области могут сравниваться альбские *Cleonicer* и *Sonneratia* (?) Пай-Хоя, Западно-Сибирской низменности, Новой Земли, *Freboldicer* и *Archtoplites* Шпицбергена. В Восточной Гренландии вместо *Archtoplites* и *Brewericeras* уже указывается *Leymeriella*. В нижнем альбе на юге Русской платформы аммониты не фигурируют в списках радикальных элементов биоты. Зато в полосе развития ауцеллиновых фаун Западной Европы, Крыма, Кавказа, Средней Азии констатируются богатейшие ассоциации аммонитов, где вместе с *Leymeriella* и *Douvilleiceras* (*tardefurcata*—*mamillatum*) присутствуют *Sonneratia*, *Cleonicer* и некоторые другие аммониты, известные в бореальном альбе.

Гастроплитовый альб также обнаружен за пределами Тихоокеанской области. Остатки *Gastrop*, вместе с *Dimorphoplites*, *Euhoplites* описаны на Шпицбергене, в Восточной Гренландии, Ан-

глии. Соотношение гастроплитового альба Северной Европы и арктических островов с одновозрастными аммонито-содержащими образованиями притетисовой полосы напоминает таковое для Внешней и Внутренней дуги Тихоокеанского пояса. Гастроплитовые фации к югу (Западная Европа, Крым, Кавказ, Средняя Азия) сменяются фациями с *Noplites*, *Oxytropidoceras* и др.

Никаких убедительных данных о развитии позднеальбских аммонитовых фаун в арктических областях, прилегающих к европейскому континенту, не имеется. От Атлантики до Средней Азии эти головоногие появляются лишь на площадях, которые в позднем альбе представляли морские бассейны, прямо сопряженные с Тетическим поясом. Аммониты эти представлены обычными для Тетиса родами — *Mortoniceras*, *Stoliczkaia*, *Hysteroceras*, *Dipoloceras*. В этой связи непонятно, почему Шольц [103], рассматривая аммонитов вракона ФРГ (*Lechites*, *Hannites*, *Anisoceras*, *Arrhaphoceras*, *Pervinquiria*, *Stoliczkaia* и др.) цитирует их как типично бореальных моллюсков.

Безусловность проведения границы альба и сеномана по кровле зоны *Stoliczkaia dispar* (или по подошве *Mantelliceras martimpreyi*) не требовала бы комментариев, если бы не систематические находки остатков *Stoliczkaia* и *Mortoniceras* в мантилицеросовых слоях и попытки трактовать некоторую часть мантилицеросовых слоев как враконские.

Существенно дополняют сведения о структуре бореальных альбских биоценозов материалы по иноцерамам. Альбские иноцерамовые ассоциации представляют интересную комбинацию групп стандартных примитивно устроенных иноцерамов и особых специализированных моллюсков, которые Гейнцем [67] отнесены к роду *Gnesioceramus* (типовой вид *Inoceramus anglicus* Woods).

В Тихоокеанской области последние получили широкое развитие. Помимо форм, которые можно сопоставить с типичными *anglicus*, к роду *Gnesioceramus* следует отнести и ряд других альбских иноцерамов (*cadottensis*, *belvuensis*, *somancheanus*). Остатки гнезиоцерамов известны повсеместно в гастроплитовых фациях Внешней дуги и протягиваются в неогастроплитовые слои. Для фаций Внутренней дуги гнезиоцерамы мало характерны.

В Тихоокеанской области гнезиоцерамы известны в гастроплитовом альбе Гренландии, среднем и верхнем альбе Южной Англии, Крыма, Кавказа, Мангышлака, Копет-Дага, Туаркыра. Известны представители указанной группы иноцерамов и за пределами Бореального пояса, в том числе и в Антибореальном поясе.

Стандартные иноцерамы альба иногда полностью заменяют гнезиоцерамы в биоценозах, в некоторых же случаях сосуществуют с ними. Так для раннеальбских биоценозов Тихоокеанской области обычны митилоидные иноцерамы типа *dowlingi*, в позднем альбе — раннем сеномане Внешней дуги широко распространена группа *dunveganensis*, предела развития которой в фациях Внутренней дуги соответствует интервал распространения группы *scirpsi*.

Во многих районах Бореального пояса в этих пределах, а

может быть и более широких, распространены *Birostrina* (группа *concentricus-sulcatus*).

Ауцеллины в альбе присутствуют во всех его подразделениях (переходя в ранний сеноман). Известно лишь более широкое распространение их по площади по сравнению с аптскими моллюсками того же рода (Гренландия, Центральная Европа, Аляска).

Альбские белемниты известны лишь на территориях, близких к тетическим морям, где они представлены родом *Neohibolites*.

* *
*

Отличительными чертами альбской биоты Бореального пояса является широкое развитие песчано-глинистых фаций пестрого состава, которые в пределах Тихоокеанской области образуют ряды парагеосинклинальных молассовых формаций, а вне этой области входят в ряды фаций эпиконтинентальных морей.

По сравнению с аптским временем начало альба ознаменовалось установлением трансгрессивного режима; видоизменилась конфигурация морских бассейнов, функционировавших в апте. Однако, как и в аптское время, бореальные и тетические биоценозы в начале апта были относительно однотипны (исключая компоненты, присущие только тетическим морским бассейнам).

С середины альба в биоценозах появляются группы моллюсков, неизвестные за пределами Бореального пояса (*Gastroplites*), с которыми, однако, тесно ассоциируют аммониты и иноцерамы широкого площадного распространения (*Hoplites*, *Gnesioceramus*).

В верхнем альбе—нижнем сеномане усиливаются некоторые черты регрессивного развития. В каком-то отношении условия, в которых развивались позднеальбские бассейны, напоминают аптские. Своеобразие бореальной позднеальбской биоты подчеркивается развитием в это время в некоторых областях моллюсков, характерных только для Бореального пояса (неогастроплиты, особые группы стандартных иноцерамов). Интересно, что неогастроплиты — эндемичная бореальная группа позднеальбских — раннесеноманских аммонитов — часто образуют ряды морфологической изменчивости подобные (или аналогичные) тем, которые прослеживаются у неродственных им, но распространенным в том же временном интервале *Stoliczkaia*.

Вопрос о границе отделов меловой системы не может быть решен однозначно. Имеющиеся данные о широком взаимопроникновении враконских и раннесеноманских фаун заставляют воспринимать отложения, вмещающие эти фауны, в качестве стратозоктона. В этом случае граница отделов по уровню *dispar—mantelli* не определяет существенной перестройки меловой биоты, проводится внутри стратозоктона и представляет собою частный случай решения проблемы.

СЕНОМАНСКИЙ, ТУРОНСКИЙ И КОНЬЯКСКИЙ ЯРУСЫ

Сеноман-коньякская биота иллюстрирует тот этап меловой истории, когда в Бореальной области обозначились значительные климатические сдвиги, показателем которых явилась миграция в Европе карбонатных фаций на север. В формировании структуры биоты сыграли свою роль и такие факторы, как установление молассовых условий осадконакопления в областях развития Тихоокеанских геосинклиналей, двухкратное наложение трансгрессивного режима (в сеномане и позднем туроне—коньяке) на образование осадков разной структурно-формационной принадлежности.

Фации сеномана—коньяка. В пределах Тихоокеанской области начало сеномана (в его традиционных рамках) ознаменовалось накоплением фаций, подобных позднеальбским как в пределах бассейнов Внешней, так и Внутренней дуги.

В американском секторе это верхняя часть сланцев Моури, формации Аспен (Вайоминг, Монтана), упомянутые выше песчано-сланцевые отложения с неогастроплитами западных, северо-западных Внутренних районов Канады и их аналоги Центральной и Северной Аляски, слои с *Mantelliceras* группы Поноче (Тихоокеанское побережье США), аргиллитовые и сланцевые толщи раннего сеномана Островного прогиба, песчано-сланцевые образования с маршалитами Южной Аляски.

На Дальнем Востоке этой части сеноманского разреза соответствуют частично песчано-конгломератовые слои маметчинской свиты на побережье Пенжинской губы, песчаники и сланцы нижней части гинтеровской свиты на востоке Корьякского нагорья, песчано-сланцевые, сланцевые толщи с *Mantelliceras* и *Graysonites* Японии и одновозрастные им обломочные толщи Сахалина, Приморья, Западной Камчатки.

Следы среднесеноманской трансгрессии в большей или меньшей степени проявились и в пределах Тихоокеанской области. В меньшей степени эта трансгрессия отразилась на более глубоководных фациях Внутренней дуги; в большей, на мелководных и контрастных фациях Внешней дуги (сланцы Бель-Фурш, сланцы Смоки, глинистые породы с туриллитами маметчинской свиты и т.д.).

Позднесеноманская—раннетуронская регрессия в какой-то мере завуалирована в Тихоокеанской области по сравнению с другими районами Бореального пояса. Однако для этого времени характерно накопление на широких площадях достаточно однородных мелководных моласс, свидетельствующих об определенной стабилизации условий осадконакопления. В южной части Внешней дуги песчано-сланцевые, сланцевые фации альба—среднего сеномана сменяются позднесеноманскими—раннетуронскими карбонатно-сланцевыми пачками формации Гринхорн.

Позднетуронские—коньякские отложения Тихоокеанской области отлагались в условиях, подобных тем, которые контролировали осадконакопление в молассовых прогибах сеномана—раннего турона. Для этого временного интервала характерно образование более контраст-

ных фаций, нежели в раннем туроне; чаще они образованы песчано-алевролитовыми, песчано-сланцевыми породами. Лишь во Внутренних Западных районах США известняки Гринхорн вверх по разрезу перекрываются сланцами Корлайл и мелом формации Смоки-Хил (нижняя часть).

В пределах тихоокеанского побережья США верхнетуронские и коньякские отложения (от песчано-конгломератовых до сланцевых) собраны в составе формаций Поноче, Ледд, Хорнбрук; частично этот возраст имеют сланцы с *Romaniceras* Островного прогиба, алевролиты Тускула и низы формаций Котаними, Вапиаби, формации Кардиум и Каскапу Западных Внутренних районов Канады, скафитовые слои из средней части формаций Матонуска и Чигник Южной Аляски.

Подобные фации образовывались и на Дальнем Востоке (верхняя часть пенжинской и гинтеровской свит Анадырско-Корякского региона и их фациальные аналоги, песчаниковые и глинистые толщи Сахалина и Японии).

Мощности сеноман-коньякских отложений на севере Тихоокеанской области сильно варьируют (от первых сотен до двух-трех тысяч метров), но никогда не сопоставимы с мощностями осадков Бореального пояса вне пределов Пацифики.

В высокоширотной части Бореального пояса (арктические острова, Усть-Енисейская впадина и Западно-Сибирская низменность, Гренландия) глинистые и песчано-глинистые породы небольшой мощности содержат остатки сеноманских моллюсков. Морские отложения раннего турона известны здесь по редким находкам митилоидных иноцеромовых в глинах Усть-Енисейской впадины и Западно-Сибирской низменности.

Позднетуронские-коньякские отложения арктического бассейна образуют трудно разделяемый блок песчано-глинистых и глинистых пород.

В более южных районах Бореального пояса соотношение фаций в сеномане—коньяке несколько иное. Лишь в сеноманское время на окраинах обширного мелового бассейна отлагались обломочные породы, типа зеленых хайбернских песков с *Schloenbachia* Ирландии. В основном же основание верхнего мела в бореальной Европе определяется по появлению специфических фаций писчего мела (*Lower Chalk* Англии и его континентальные аналоги). Разделение осадков писчего мела производится либо по распространению в разрезах тех или иных окаменелостей, либо с учетом наличия или отсутствия в известковой массе глинистых и мергелистых прослоев, большего или меньшего распространения в разрезах кремнистого материала.

Наиболее далеко к северу фации писчего мела оказались продвинутыми начиная с позднетуронского времени.

Фауны сеномана—коньяка. Образование блока сеноман-коньякских фаун в Бореальном поясе определяется существенными перестройками меловой биоты этого времени, возрастные пределы которой соотносятся, с одной стороны, с началом развития сеноманской трансгрессии, появлением и продвижением на север фаций писчего мела, а с другой — со значительными трансформациями структурно-

формационных систем в сантоне—кампане Тихоокеанской области, частично в Европе.

Среди моллюсков основную роль в составе сеноман-коньякских биоценозов играли аммониты, иноцерамы и белемниты.

Выше мы уже говорили об аммонитах переходных слоев альба и сеномана. Начиная со среднего сеномана (уровень стандартной зоны *costatus*) происходит относительная нивелировка аммонитовых фаций бассейнов Внешней и Внутренней дуг. Для вторых характерно лишь большее разнообразие родов этих моллюсков — *Turrilites* (в том числе *costatus* и *acutus*), *Acanthoceras*, *Schiponoceras*, *Marshalites*, *Eogunarites*, *Forbesiceras*, *Calicoceras*, *Desmoceras* (*Pseudouligella*) и др.; для первых обычно преобладание *Acanthoceras*, присутствие *Dunvepoceras* (достаточно изолированные морские фации Внешней дуги).

Беднее представлены аммониты раннего турона Тихоокеанской области — *Subprionocyclus*, *Collignonicerias*, *Fagesia*, *Kanabicerias* в Японии, *Fagesia* на Сахалине, *Marshalites* и *Desmoceras* (*Pseudouligella*) в Камчатско-Анадырском регионе, *Romaniceras* на западе Британской Колумбии; *Watinoceras*, *Metoicoceras* Западных Внутренних районов Канады и США, *Kanabicerias*, *Plesiovascoceras* Калифорнии.

Богатейшим набором остатков аммонитов представлены на севере Тихого океана верхнетуронские—коньякские отложения. Для этого временного интервала почти повсеместно констатируется широкое развитие гетероморфных групп аммонитов (*Scaphites*, *Scalargites*, *Nyphontoceras* и многие другие), распространены *Reesidites*, *Paratexanites*, *Puzosia*, *Anagaudryceras*, *Forresteria* и десятки других родов.

Немногие роды известны в сеномане арктической области (*Schloenbachia*, *Gaudryceras*, *Lythoceras*, *Phylloceras*), мало известно об аммонитах раннего турона этого региона. Скафитовые слои Гренландии, Усть-Енисейской впадины сопоставимы с верхнетуронскими—коньякскими аммонитосодержащими толщами.

Сеноманские аммонитовые ассоциации средней Европы определенно близки таковым Тихоокеанской области. Их, так же как и арктические, отличает от тихоокеанских присутствие *Schloenbachia*. Раннетуронские (позднесеноманские?) комплексы аммонитов в Европе также небогаты (*Mammites*, *Lewesiceras*) в отличие от позднетуронских—коньякских (*Scaphites* и близкие к нему роды, другие гетероморфные аммониты, *Puzosia* и др.).

Следует отметить, что в некоторых бассейнах Бореального пояса аммонитовые ассоциации полностью или в значительной мере подавлены интенсивным развитием иноцерамовой и ежово-иноцерамовой фауны.

Иноцерамы сеномана—коньяка Бореального пояса исследуются более полутора столетия. Последнее крупное обобщение по ним сделано М.А. Пергаментом [28]. В дополнение к его материалам следует лишь отметить, что развитие этих моллюсков в сеноман-коньякское время полностью соответствовало общему ходу трансформации меловой биоты в этот период.

В Тихоокеанской области отмечается [38] изохронное появление вместе с особыми туррилитоидами и акантоцератидами специализи-

рованных систем иноцерамид (*Pergamentia*) при определенной консервации в это время стандартных меловых иноцерамов. Здесь и в других областях Бореального пояса, не оккупированных специализированными иноцерамидами, место в экосистемах занято их примитивными собратьями (*crippsi*, *dunveganensis* (s.l.), *scalprum*, *pictus*, *nipponicus*). В раннем туроне, в период повсеместной экспансии стандартных иноцерамов, из которых первое место принадлежит популяциям митилоидов (*labiatus*), в Тихоокеанской области стабилизировались и устойчиво сосуществовали с наиболее пластичными из *Pergamentia* как митилоиды, так и бирострины (*nipponicus*, *tenuistriatus*).

Начиная с позднего турона и до конца коньяка фиксируются достаточные ароморфные преобразования иноцерамовых систем: достаточно упомянуть появление таких групп как *Inoceramus* (s.s.), *Volviceramus*, *Thetioceramus*, *Cremniceramus*.

Интересно, что все группы иноцерамов, кроме *Pergamentia*, широко выходили за пределы Бореального пояса в Тетический и Антибореальный пояса.

Белемниты, совершенно не характерные для сеномана—коньяка бореальной части Тихоокеанской области, играют, однако, существенную роль в биоценозах этого времени в других районах как в арктических, так и умеренных широтах (*Actinoceramax*).



Для сеноман—коньякской биоты Бореального пояса характерны четыре основных этапа ее формирования: 1) Продолжение накопления регрессивных фаций в начале сеномана. Контрастные лито- и биофации бассейнов Внешней и Внутренней дуг Тихоокеанского пояса. Преобладание фаций обломочных пород разного генезиса. Развитие групп моллюсков, мало отличающихся от таковых вракона. 2) Накопление трансгрессивных фаций с туррилитами, акантоцерасами, шклеинбахиями. Появление в Тихоокеанской области пергаментий, сосуществующих со стандартными иноцерамидами предыдущего этапа. Начало продвижения к северу карбонатных фаций писчего мела. 3) Этап накопления регрессивных фаций. Сокращение аммонитовой составляющей биоты; экспансия стандартных иноцерамов (митилоидов). В Тихоокеанской области продолжение развития наиболее пластичных пергаментий. 4) Формирование трансгрессивных фаций позднего турона—коньяка. Бурное развитие аммонитовой фауны (в том числе многочисленных гетероморф); появление настоящих иноцерамов как особой специализированной группы, других родов иноцерамов того же ранга.

Оценка степени "регрессивности" или "трансгрессивности" каждого этапа иногда совпадает у нас и у других авторов, иногда противоположна. Дело в том, что в качестве критерия смены режимов осадконакопления мы используем не только принцип отсутствия и наличия соответствующих толщ на данной территории, не только соотношения обломочных и глинистых фаций более прибрежных или более морских,

но и характер биоценозов, в которых первую скрипку играют консервативные группы моллюсков (регрессивные фации) или, наоборот, на авансцену выступают их новые морфологические типы (трансгрессивные фации).

САНТОНСКИЙ, КАМПАНСКИЙ И МААСТРИХТСКИЙ ЯРУСЫ

В конце мелового периода система морских бассейнов, развивавшихся на севере Тихоокеанской области, оказалась изолированной от арктических бассейнов, канализовавших прежде связь Пацифики и Атлантики. Образование автономной северо-тихоокеанской биоты с особым набором фаций и фаун резко изменило общую структуру Бореального пояса в конце мелового периода (рис. 29).

Фации сантона—маастрихта Бореального пояса. На севере Тихого океана формировались разнохарактерные фации, принадлежащие формационным комплексам разного класса — раннегеосинклинальным (офиолиты, флиш), позднегеосинклинальным и орогенным (молассы).

Вулканогенно-кремнистые формации ("псевдофранцисан" Береговых хребтов Тихоокеанского побережья США, ватынская свита Корякского нагорья и ее аналоги на Камчатском полуострове, частично сенон Восточно-Сахалинских гор) образовывались, по-видимому, в наиболее внутренних частях Тихоокеанского бассейна и современное их местоположение — лишь результат послемелового перемещения в пределы внешних структурно-фациальных систем. Сенонский возраст офиолитов неоспорим, но не исключено, что формирование его началось еще в досенонское время, может быть, даже с альба.

Флишевые отложения позднего сенона обычно не только соседствуют с одновозрастными вулканогенно-кремнистыми комплексами (Корякское нагорье, Восточный Сахалин), но образуют [83] и изолированные площади (Южная Аляска и прилегающие острова, восточное Хоккайдо). Вероятность их автохтонного (или параавтохтонного) залегания значительно бóльшая.

Наконец, молассовые фации сенона образуют непрерывные вертикальные формационные ряды с предшествующими им молассоидами (песчано-сланцевые толщи формаций Морено в Калифорнии, Нанаймо на о-ве Ванкувер, верхи формаций Чигник и Матануска Южной Аляски, барыковская, корякская, гангутская и частично чукотская свиты Беринговского полуострова, быстринская и пилалваямская свиты восточного побережья Пенжинской губы, верхи быковской, красноярковская свиты Западного Сахалина и др.). Обычно местоположение указанных толщ сдвинуто в сторону континента по отношению к полям развития одновозрастных образований, принадлежащих формациям раннегеосинклинального ряда.

Область накоплений фаций бореально-тихоокеанских бассейнов в позднем сеноне оказалась полностью изолированной от бассейнов, оставшихся на месте досенонской Внешней дуги Северо-Американского континента. Сами эти бассейны в течение сенона теряют свои

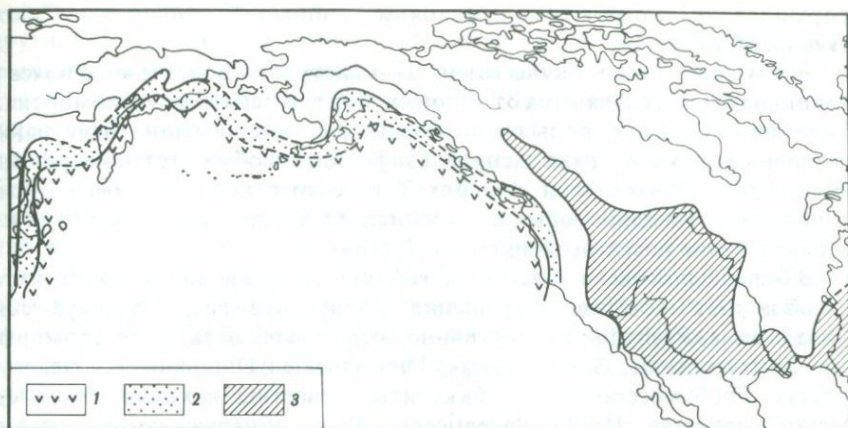


Рис. 29. Распределение фаций в кампане на севере Тихого океана

1 — вулканогенно-кремнистые и флишевые формации Внутренней дуги; 2 — молассовые формации Внешней дуги; 3 — карбонатные, карбонатно-терригенные фации остаточных бассейнов западных внутренних районов США и Канады

связи с морскими бассейнами Арктики, фации же нивелируются с породными ассоциациями западной части США (карбонатно-сланцевые породы группы Монтана, частично Смоки-Хилл и их аналоги), либо уже в пределах Канады образуют язык прибрежно-морских, иногда угленосных фаций.

В арктической части Канады и США морские фации известны лишь в сантоне, но не исключено, что бассейны, в которых эти фации отлагались, были связаны с морским заливом Альберта-Саскачеван лишь окольным путем — через Канадский архипелаг, Гренландию, Атлантику, юг США.

Арктические фации сантона — маастрихта (Гренландия, север Восточной Европы, Западной и Средней Сибири) представлены небольшой мощностью глинистыми, песчано-глинистыми породами [44, 54, 63]. Распространение фаций позднего сенона в пределах современной Арктики еще недостаточно изучено: не исключено, что отложения этого возраста могут быть найдены и за пределами Усть-Енисейской и Хатангской впадин.

В пределах Восточно-Европейской платформы, Западной Европы для позднего сенона характерно преобладание карбонатных и карбонатно-глинистых фаций в более южных районах и появление значительного процента обломочного материала в фациях, удаленных к северу. Появление в сантоне новых площадей, занятых морскими осадками (например, в Приуралье, в Западной Гренландии и т.д.), свидетельствует не столько о расширении верхнемеловых бассейнов, сколько о серьезных перестройках их основания.

Фауны сантона — маастрихта. Распределение и структура позднесенонских биоценозов в Бореальном поясе подчеркивает радикальное отличие биоты конца мелового периода от биоты сенонско-коньякского времени. Это отличие подчеркивается, с одной стороны, возникновением и развитием новых групп моллюсков, а с другой —

формированием особых моллюсковых ассоциаций в Бореально-Тихоокеанской области.

Аммонитовые фауны сантона—маастрихта Бореального пояса в принципе мало отличаются от таковых обитателей средиземноморских бассейнов. Главную роль среди позднесенонских аммонитов играют различные группы пахидисцид, скафитид, особых гетероморфных аммонитов. Однако если в морях Тетического пояса все эти группы присутствуют в одинаковых пропорциях, то в бореальных бассейнах их распределение носит несколько иной характер.

В бореальной части Тихоокеанской области с сантона до маастрихта преобладают остатки пахидисцид (*Anapachydiscus*, *Eopachydiscus*, *Canadoceras*, *Pachydiscus*); постоянно встречаются остатки гетероморфных *Bostrychoceras*, *Glyptoxoceras*, *Diplomoceras*, *Didymoceras*, *Neancyloceras*, *Diplomoceras* и др., бакулиты; известны находки *Texanites*, *Metaplacenticeras*, *Noplitoplacenticeras*. Реже обнаруживаются скафитовые аммониты. Все указанные группы в одинаковой мере распространены, как в областях, прилегающих к Тетическому поясу (Япония, Сахалин, Калифорния, Орегон, Западная Канада), так и в самой северной части Тихого океана (Анадырско-Корякский регион, Южная Аляска).

Одновозрастные осадки внутренних Западных территорий США и Канады, как и соответствующие слои арктического сантона—маастрихта (Гренландия, север Сибири и Восточной Европы), содержат многие из указанных групп аммонитов. Однако здесь место пахидисцид занимают редкие в Тихоокеанской области скафитиды (*Clioscaphtes*, *Discoscaphtes*, *Naploscaphtes*, *Desmoscaphtes* и др.).

На севере Западной Европы, как и на юге Восточно-Европейской платформы, в аммонитовых ассоциациях сантона—маастрихта одинаково интенсивно развивались все указанные выше представители рассматриваемой группы головоногих моллюсков.

Распределение иноцерамов в сантоне—маастрихте Бореальных морей также подчинялось определенным закономерностям.

Определенная изолированность бассейнов Тихоокеанской области предопределила развитие здесь в сантонское и кампанское время особых иноцерамид: сначала здесь преобладали концентрически ребристые митилоиды (группа *paumanni*), позже (в кампанское время) радиально ундулированные представители этой группы. Интересно, что радиальные ундуляции оказались наложенными как на концентрически ребристое основание примитивной группы митилоидных иноцерамов, так и на раковины специализированных *Inoceramus* (s.s.) и даже неродственных иноцеерамам моллюсков (таких как *Helcion*). Кампанские радиально ундулированные иноцеерамы обычно в Тихоокеанской области относятся к группе *schmidti* (виды *schmidti*, *sachalinensis* и др.); их остатки известны повсеместно в пределах рассматриваемой области и приурочены (в отличие от аммонитов) не только к отложениям молассового ряда, но в одинаковой степени обычны в осадках, представляющих раннегеосинклинальные формации (вулканогенно-кремнистые и флишевые).

Подобные иноцеерамовые группы отсутствуют за пределами бореаль-

ной части Тихоокеанской области, где в это время главенствуют другие группы — *Cordiceramus*, *Platyceramus* и т.д. [61]. Лишь в позднем кампане—раннем маастрихте с проникновением в эту область балтикусидных (*Catasceramus*) и тегулятовых (*Spiridoceramus*) групп и иноцерамовые компоненты бореальной биоты Северной Пацифики и других областей нивелируются. Однако в конце маастрихта место *Tenuipteria* [61] на севере Тихого океана занимают другие группы иноцерамовых двустворок (*Kogakia* в Анадырско-Корякском регионе, иноцерамы с неустановленной родовой принадлежностью в Японии).

Белемниты (*Actinocamax*, *Belemnitella*) — один из важнейших компонентов позднесенонских бореальных моллюсковых биоценозов, отсутствуют в пределах Северной Пацифики, что также подчеркивает особенность бореально-тихоокеанской биоты с начала до конца ее существования.



Самостоятельность сантон-маастрихтской бореальной биоты, основные особенности ее внутренней структуры определялись рядом факторов, из которых первостепенное значение имеют существенные перестройки тектонического режима, прежде всего в области Тихого (а вероятно, и Атлантического) океанов. В пределах Северной Пацифики заложилась новая геосинклинальные системы с накоплением особого ряда формаций (флишевых и вулканогенно-кремнистых) во внутренней приокеанической части области, и молассовых во внешней. Высокоширотная часть Тихоокеанской области оказалась достаточно изолированной от других морских бассейнов Бореального пояса, что обусловило существование здесь специфических биоценозов моллюсков — пахидисцид, некоторых других аммонитов, проникавших сюда из Тектонического пояса, особого рода иноцерамов, в большинстве своем неизвестных за пределами бореальной Пацифики, при полном отсутствии белемнитов и редкими скафитидами.

В остаточных бассейнах Западных Внутренних районов США и Канады развивались иноцерамы и аммониты (в том числе скафитиды), обычные для других областей Бореального пояса. Эти районы, видимо, полностью потеряли связь с указанными выше бассейнами Тихого океана, но через Атлантику оказались достаточно прочно связанными с гренландскими и северными евроазиатскими морями. Здесь уже констатируется широкое развитие в биоценозах белемнитов (актинокамаксов и белемнителл), но отсутствуют пахидисциды.

В отличие от предыдущих эпох, в позднем сеноне намечаются новые участки распространения морских бассейнов в высоких широтах (Западная Гренландия, Предуралье). Правда, к концу маастрихта эти участки оказались выведенными на поверхность, а площади позднемаастрихтских бассейнов значительно сокращены.

В бореальных областях, примыкающих к морям Тетис, обнаруживаются полные комплекты моллюсковой фауны, перечисленной выше, за исключением, пожалуй, специфических сантон-кампанских иноцерамов бореальной Пацифики.

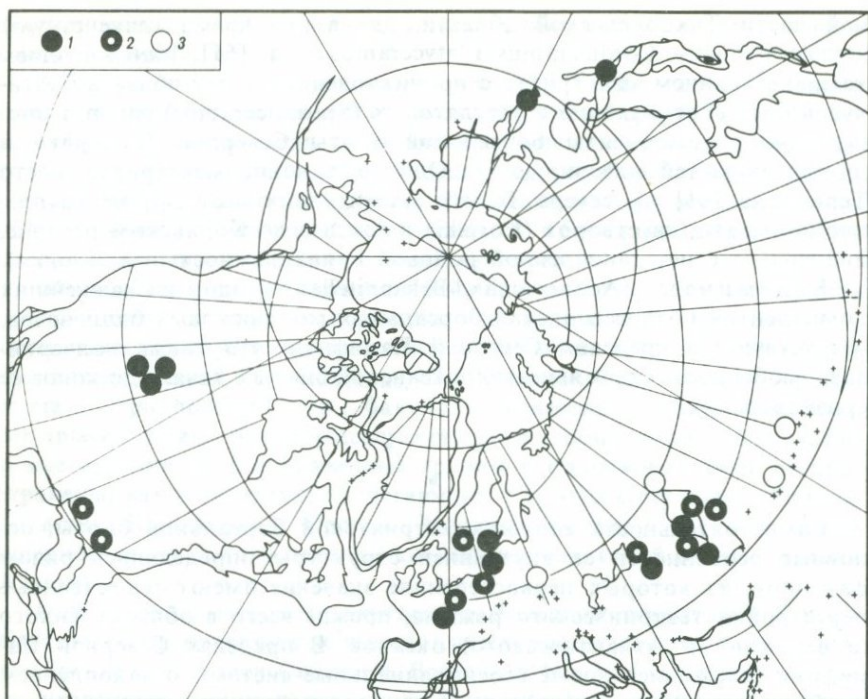


Рис. 30. Иноцерамовые двустворки в маастрихте Бореального пояса (Dondt, 1983)

1 — *Spiridoceramus tegulatus*; 2 — *Tenuipteria spec.*; 3 — *Tenuipteria argentea*

Южную границу Бореального пояса к концу мелового периода, возможно, определяли пределы распространения особых иноцерамов — спиридоцерамов и тениюптерий [61]. В этом случае эта граница доходила по широте до юга Миссисипи в Северной Америке, а на Западе Атлантики протягивалась из северной части континентальной Европы в Крымско-Кавказскую область и далее в Закаспий (рис. 30).

Граница мела и палеогена. К представителям органического мира, которые могут нас интересовать в связи с проблемой границы между мезозоем и кайнозоем, относятся (если речь идет об обитателях морских бассейнов) прежде всего аммониты, иноцерамы, рудисты, некоторые другие двустворчатые моллюски, фораминиферы. Часть из них представляют лишь тетические биоценозы, другие одинаково характерны для Бореального и Средиземноморского поясов и их поведение на границе мела и палеогена рассматривалось во многих работах [24]. Здесь хотелось рассмотреть лишь поведение иноцерамов накануне их глобальной элиминации, которой в общем-то заканчивается меловой период, тем более, что в это время рассматриваемые моллюски иллюстрировали именно бореальную биоту.

Исследуя иноцерамов в качестве архетипа мелового периода [37], нельзя согласиться с позицией, представляющей развитие этой группы как постепенную направленную элиминацию (исчезновение многих

видов иноцерамов на рубеже раннего и позднего маастрихта, возможное отнесение позднемаастрихтских иноцерамов к другому роду). Реальная ситуация много сложнее, как сложнее представляется система меловых иноцерамовых двустворок. Ведь помимо *Tenuipteria* [104] и *Kořakia* [37] среди меловых "иноцерамов" может быть выделен целый ряд специализированных автономных меловых родов (*Coloniceramus* Poch., *Heteropteria* Poch., *Pergamentia* Poch., *Pelceramus* Poch.). В этом ряду род *Inoceramus* (s.s.) объединяет лишь группу позднетуронских — раннесенонских специализированных форм, примыкающих к видам *cuvieri*—*lamarcki*. Параллельно развивается система примитивных иноцерамов, систематически близких к роду *Inoceramus* (породы *Birostrina*, *Neocomiceramus*, *Анораеа*, *Mytiloides*, *Cataceramus*). Любопытно соотношение в системе развития указанных таксонов: появлению и распространению специализированных иноцерамид соответствует во времени консервация в развитии популяций примитивных иноцерамид [37, 40]. Такими эпохами можно считать поздний готерив, ранний—средний альб, поздний сеноман, поздний турон—ранний сенон и ... поздний маастрихт, когда появление и развитие специализированных *Tenuipteria* и *Kořakia* соответствовало консервации примитивных групп иноцерамов.

Особо неблагоприятное занятие при такой точке зрения на развитие иноцерамовой системы, вычислять кривую уменьшения или увеличения количества видов: часто анализ полиморфных локальных популяций иноцерамов свидетельствует, что десятки типологических "видов" в действительности являются лишь элементами изменчивости одной популяции.

Исследование локальных популяций, захороненных в отложениях позднего сенона на севере Тихоокеанской области, показало, что описанные раннее многочисленные "виды" образуют трансформные цепочки в составе указанных популяций, а при такой оценке количество видов сразу значительно уменьшается.

В целом ряде случаев [38, 40] было показано, что развертывание рядов изменчивости обычно показательно для эпох стабилизации и экспансии примитивных иноцерамид, тогда как появление новых специализированных морфоструктурных конструкций соотносится с консервацией популяций первых. Число "видов", выделенных по типологическим мерилам, будет якобы сокращаться, хотя в действительности происходит лишь трансформация рядов изменчивости в масштабах соразмерного количества видов.

В сантоне—начале кампана такое развертывание рядов изменчивости фиксируется вокруг митилоидных иноцерамов типа *paumanni*, в кампана (корякская свита и ее аналоги) — вокруг близких к *paumanni* иноцерамов, обладателей радиально-ребристой сетки (тип *schmidti*), в раннем маастрихте (гинтеровская, пилалваямская свиты и их аналоги) — вокруг балтикусоидных иноцерамов.

Естественно, появление в позднем маастрихте на севере Пацифики специализированных иноцерамов (в данном случае, представителей рода *Kořakia*) соотносится с консервацией указанных групп, а отнюдь не с их направленной, последовательной элиминацией. В других

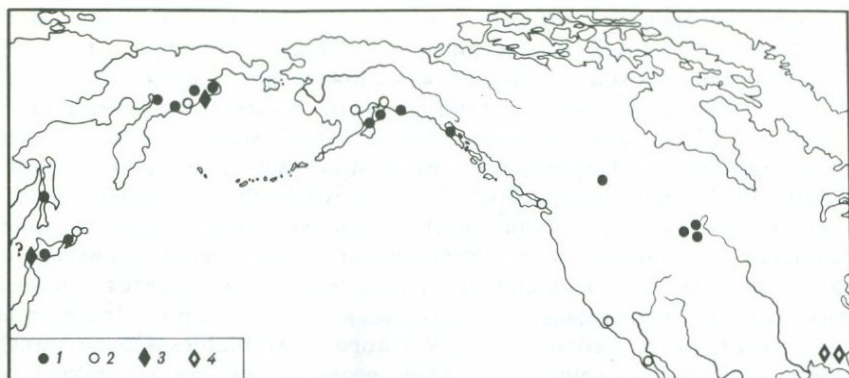


Рис. 31. Распространение маастрихтских иноцерамов на севере Тихоокеанской области
1 — *Spiridoceras* spp.; 2 — *Inoceramus* (s.l.) spp.; 3 — *Korjakkia* spp.; 4 — *Tenuipteria* spp.

регионах мира место корякий занимают представители *Tenuipteria* (рис. 31).

Таким образом, материалы по иноцерамам, если их рассматривать под определенным углом зрения, свидетельствуют не о существенном сокращении их разнообразия и численности, а о том, что глобальная элиминация в конце маастрихта застала группу иноцерамовидных двустворок на стадии формирования особых специализированных групп этих двустворок, а такие стадии на протяжении всего мела эпизодически потрясали иноцерамовое древо и не свидетельствовали о неких финальных состояниях группы.

Рассмотрение с таких позиций других радикальных (основных определяющих) для мезозоя групп ископаемых (аммонитов, белемнитов) позволит утверждать, что все они подошли к концу маастрихта на той или иной стадии их общего развития, не подозревая, что верхний рубеж маастрихтского времени будет для них критическим.

Все это свидетельствует о том, что массовая и единовременная элиминация многих мезозойских архетипов определяет тот естественный рубеж, который приходится на конец мезозоя, мела и маастрихта.

Считать ли датско-палеоценовые отложения принадлежащими кайнозую или стратозкотонам на границе систем — вопрос особый.

Литература к разделу VI

1. Авдейко Г. П. Нижнемеловые отложения севера тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 136 с.
2. Басов В. А., Иванова Е. Ф. Фораминиферы. — В кн.: Граница юры и мела и берриасский ярус в Боральном поясе. Новосибирск: Наука, 1972.
3. Богданова Т. Н. Иноцерамы берриаса и валанжина Мангышлака. — В кн.: Иноцерамы юры и мела и их стратиграфическое значение: (Материалы III и IV Всесоюз. коллоквиумов). М.: ГИН АН СССР, 1978, с. 20—27.
4. Бялобежский С. Г., Похилайнен В. П. Новые местонахождения отложений позднего неокома на востоке Корякского нагорья. — Тихоокеан. геология, 1983, N 2, с. 101—104.
5. Верещагин В. Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 207 с.
6. Верещагин В. Н., Коновалов В. П., Маркевич В. С. и др. Меловая система. — В кн.: Геология СССР, т. XXXII. Приморский край, ч. 1. М.: Недра, 1969. с. 255—316.
7. Герасимов П. А. Руководящие ископае-

- мые мезозоя центральных областей европейской части СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1955. Ч. I. 374 с.
8. Герасимов П. А., Мизгачева Е. Е., Найдин Д. П., Стерлин Б. П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1962. 195 с.
 9. Герасимов П. А. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука, 1969.
 10. Глазунова А. Е. Распространение меловых иноцерамов и новый комплекс аптских иноцерамов в Поволжье. — В кн.: Тр. Всесоюз. коллоквиума по иноцератам. М.: ГИН АН СССР, 1972, вып. 1, с. 91—93.
 11. Глазунова А. Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья: Нижний мел. М.: Недра, 1973. 200 с.
 12. Гольберт А. В., Захаров В. А., Климова И. Г. Новые данные по стратиграфии бореального готерива. — Геология и геофизика, 1977, N 7, с. 75—82.
 13. Горбачик Т. Н. Сравнительный анализ систематического состава фораминифер берриаса Тетического и Бореального поясов. — В кн.: Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979, с. 150—159.
 14. Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Похилайнен В. П. Верхнеальбско-туронские отложения восточной части Корякского хребта. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1983, N 1, с. 47—57.
 15. Друциц В. В., Кудрявцева М. П. Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма М.: Гостехиздат, 1960. 696 с.
 16. Егоян В. Л. Определение границы юрской и меловой систем. — В кн.: Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979, с. 5—8.
 17. Ершова Е. С. Готеривские аммониты острова Шпицберген. — В кн.: Мезозойские отложения Свальбарда. Л.: НИИГА, 1972, с. 90—99.
 18. Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двусторчатые моллюски севера Сибири и условия их существования: Отряд Anisomyaria. М.: Наука, 1966.
 19. Захаров В. А. Зональное расчленение бореальных верхнеюрских и неокомских отложений по бухиям. — В кн.: Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979, с. 125—133.
 20. Захаров В. А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 270 с.
 21. Захаров В. А., Турбина А. С. Раннеокомские иноцерамиды Северной Сибири и их роль в донных сообществах. — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 23—36.
 22. Иванов В. В., Похилайнен В. П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 70—107.
 23. Коновалов В. П. Итоги изучения меловых отложений Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 134—136.
 24. Найдин Д. П. Граница мела и палеогена. — В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с. 225—228.
 25. Паракецов К. В. Северо-Восточное Приколмые в раннемеловую эпоху. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1966, вып. 18, с. 67—80.
 26. Паракецов К. В., Похилайнен В. П., Терехова Г. П. Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой. Магадан: СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 196—227.
 27. Пергамент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. М.: Наука, 1965. 100 с.
 28. Пергамент М. А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 210 с.
 29. Пергамент М. А., Похилайнен В. П. Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, N 2, с. 109—119.
 30. Похилайнен В. П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки. — Геология и геофизика, 1967, N 6, с. 3—10.
 31. Похилайнен В. П. Неокомские иноцерамы Анадырско-Корякской складчатой области. — В кн.: Иноцерамы юры и мела Северо-Востока СССР. Магадан: СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, с. 124—162.
 32. Похилайнен В. П. Сравнительная характеристика некоторых разнофациальных разрезов неокома Анадырско-Ко-

- ряжской складчатой области. — В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан: СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, с. 120—140.
33. *Похилайнен В.П., Терехова Г.П.* Симбирскитовые слои Анадырско-Корякской области. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1972, вып. 20, с. 180—191.
 34. *Похилайнен В.П.* Особенности распространения иноцерамид неокома Тихоокеанской области. — В кн.: Палеогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974, с. 174—191.
 35. *Похилайнен В.П.* Стратиграфические возможности иноцерамид. — В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 98—108.
 36. *Похилайнен В.П.* Некоторые малоизвестные на Северо-Востоке Азии аммониты раннего мела. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1975, вып. 22, с. 21—22.
 37. *Похилайнен В.П.* Иноцерамы на границе юрской и меловой систем. — В кн.: Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан: СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 104—107.
 38. *Похилайнен В.П.* Новые иноцерамидоподобные двусторонки маастрихта Корякского нагорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1980, вып. 25, с. 17—21.
 39. *Похилайнен В.П.* Эволюция тихоокеанских иноцерамид в интервале апт—турон. — В кн.: Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 92—102.
 40. *Похилайнен В.П.* Специализированные иноцерамы сеномана—раннего турона Дальнего Востока. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1982, вып. 26, с. 64—68.
 41. *Руженцов С.В., Белобезжский С.Г., Григорьев В.Н.* и др. Тектоника Корякского хребта. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 136—188.
 42. *Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А.* и др. Палеозоогеография морей бо-реального пояса в юре и неокоме. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 179—211.
 43. *Сакс В.Н., Нальняева Т.И.* Белемноидеи позднеюрских и неокомских морей Бо-реального пояса. — В кн.: Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1972, с. 141—145.
 44. *Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И.* и др. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 226 с.
 45. *Сакс В.Н., Шульгина Н.И., Басов В.А.* и др. Граница юры и мела и берриаский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972. 312 с.
 46. *Терехова Г.П.* О некоторых развернутых нижнемеловых аммонитах Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1972. Вып. 20, с. 200—210.
 47. *Фролова-Багреева Е.Ф.* Новые виды иноцерамов из берриасских отложений северо-восточного Кавказа. — В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозойских отложений Северного Кавказа, Грозный: Изд-во СевКавНИПнефть, 1976, с. 25—31.
 48. *Цейс А.Т.* Проблема корреляции в верхней юре и некоторые соображения о границе юры и мела. — В кн.: Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979, с. 14—27.
 49. *Чернова Е.С.* О возрасте и расчленении симбирскитовой и белемнитовой толщ Поволжья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 26, вып. 6, с. 46—81.
 50. *Янин В.Г.* Стратиграфическое распространение иноцерамов в нижнемеловых отложениях Юга СССР. — В кн.: Тр. Всесоюз. коллоквиума по иноцерамам. М.: ГИН АН СССР, 1972, вып. 1, с. 75—90.
 51. *Amedro F.* Actualisation des zonations d'ammonites dans le Crétacé Moyen du bassin Anglo-parisien: Essai s'une zonation phyletique de Albien au Turonien. — Cretaceous Res., 1981, vol. 2, N 3/4, p. 261—269.
 52. *Anderson F.M.* Lower Cretaceous deposits in California and Oregon. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1938, N 16, p. 339.
 53. *Arkel W.J.* Jurassic geology of the World. Edinburgh; London, Oliver and Boyd, 1956. 806 p.
 54. *Birkelund T.* Ammonites from the Upper Cretaceous of west Greenland. Copenhagen: C.A. Reitzels Forlag, 1965. 192 p.

55. *Breistroffer M.* Sur la position stratigraphique des ammonites du Berriasien de Berrias. — Trav. Lab. géol. Fac. sci. Univ. Grenoble, 1964, vol. 40, p. 275—286.
56. *Cobban W.A.* Colorado shale of central and northern Montana and equivalent of Black Hills. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1951, vol. 35, p. 2170—2198.
57. *Cobban W.A., Reeside I.B.* Correlation of the Cretaceous formations of the western interior of United States. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, vol. 63, p. 1011—1044.
58. *Crame J.A.* Late Mesozoic bivalve biostratigraphy of the Antarctic Peninsula region. — J. Geol. Soc., 1982, vol. 139, p. 771—778.
59. *Detterman R.L.* Mesozoic sequence in Arctic Alaska. — Geology, Tulsa (Okla), 1973, p. 376—387.
60. *Detterman R.L., Reiser H.N., Brosge W.P., Dutro J.I.* Post-Carboniferous stratigraphy northeastern Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1975, N 886, p. 46.
61. *Dondt A.* Tegulated inoceramids and mastrichtian biostratigraphy. — Newslett. Stratigr., 1983, vol. 12, N 1, p. 43—53.
62. *Dondt A.* Campanian and mastrichtian inoceramids. — Zitteliana, 1983, Bd. 10, S. 689—701.
63. *Donovan D.T.* The Jurassic and Cretaceous systems in East Greenland. — Medd. Gronland, 1957, bd 155, N 4, s. 214.
64. *Doyle J.C.* A new heteromorph ammonite from the lower Cretaceous of Yorkshire. — Palaeontology, 1963, vol. 6, N 3, p. 575—578.
65. *Frebold H.* Geologie des Barentsschelfs. — Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, 1951, N 5, S. 112.
66. *Grantz A., Jones D.L., Lanphere M.A.* Stratigraphy, paleontology and isotopic ages of Upper Mesozoic rocks in the southwestern Wrangell Mountains, Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, N 550-C, p. 39—47.
67. *Heinz R.* Aus der neuen Systematic der Inoceramen. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1932, H. 13, S. 26.
68. *Imlay R.* Ammonites of Early Cretaceous Age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific coast states. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, N 334-F, p. 167—228.
69. *Imlay R.W.* Characteristic Lower Cretaceous megafossils from Northern Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, N 335, p. 1—74.
70. *Imlay R.W., Jones D.L.* Ammonites from the Buchia Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1970, N 647-B, p. 59.
71. *Imlay R.W., Reeside J.B.* Correlation of the Cretaceous formation of Greenland and Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 5, N 3, p. 223—246.
72. *Jeletzky J.A.* Uppermost Jurassic and Cretaceous rocks of Aklavia Range, Northeastern Richardson Mountains, Northwest Territories. — Pap. Geol. Surv. Canada, 1958, N 2, p. 1—84.
73. *Jeletzky J.A.* Lower Cretaceous marine inderfossils of the sedimentary basins of Western and Arctic Canada. Ottawa, 1964. 100 p. Geol. Surv. Pap. Canada, N 64—111.
74. *Jeletzky J.A.* Late Upper Jurassic and Early Cretaceous fossil zones of the Canadian, Western Cordillera, British Columbia. — Geol. Surv. Canad. Bull., 1965, N 103.
75. *Jeletzky J.A.* Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of Western and Arctic Canada: Illustrated by a detailed study of ammonites. — Pap. Geol. Surv. Canada, 1970, N 22, p. 92.
76. *Jeletzky J.A.* Marine Cretaceous biotic provinces of Western and Arctic Canada. — In: Proc. N. Amer. paleontol. conf., Chicago, 1969. Lawrence (Kans.), 1971, pt 50, p. 1638—1659.
77. *Jeletzky J.A.* Causes of Cretaceous oscillations of sea level in Western and Arctic Canada: Some general geotectonic implications. — Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap., 1977, N 21, p. 233—246.
78. *Jeletzky J.A.* Mid-Cretaceous (aptian to coniacian) history of Pacific slope of Canada. — Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap., 1977, N 21, p. 97—126.
79. *Jeletzky J.A.* New of formerly poorly known, biochronologically and paleobiogeographically important gastroplitinid and cleoniceratinid (Ammonitida) taxa from middle Albian rocks of Mid-Western and Arctic Canada. — Pap. Geol. Surv. Canada, 1980, N 22, p. 63.
80. *Jones D.L., Clark S.* Upper Cretaceous (Maestrichtian) fossils from the Konai-Chugach Mountains, Kodiak and Shumagin Islands, southern Alaska. — J. Res. US Geol. Surv., 1973, vol. 1, N 2, p. 125—136.
81. *Jones D., Detterman R.L.* Cretaceous stratigraphy of the kamishak hills, Alaska Peninsula. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, N 550-D, p. 53—58.
82. *Jones D., Greek G.* Upper Cretaceous pelecypods of the gens inoceramus from Northern Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, N 234-E, p. 147—165.
83. *Jones D.L.* Upper Cretaceous (Campanian and Maestrichtian) ammonites from Southern Alaska. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, N 432, p. 53.

84. *Jones D.L.* Cretaceous ammonites from the lower part of the Matanuska Formation, Southern Alaska. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1967, N 547, p. 49.
85. *Kauffman E.G.* Cretaceous bivalvia. — In: *Atlas of palaeobiogeography*. Amsterdam, 1973, p. 353—381.
86. *Khudoley K.M.* Circum-Pacific Mesozoic ammonoid distribution: Relation to hypotheses of continental drift, polar wandering and earth expansion. — In: *Plate tectonics Assessments and reassessments*. Tulsa (Okla.), 1974, p. 295—330.
87. *Koenen A.* Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. — *Abh. preuss. geol. Landesant.* Berlin. N.F., 1902, Bd. 24, S. 1—451.
88. *Matsumoto T.* Upper Cretaceous ammonites of California. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D.*, 1960, Spec. vol. 2, p. 204.
89. *Matsumoto T.* A monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido. 3. Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien. 20. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D.*, 1969, vol. 19, N 3, p. 297—330.
90. *Matsumoto T.* Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido and Saghalien. 31. Some heteromorph ammonites from the Cretaceous of Hokkaido. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D.*, 1977, vol. 23, N 3, p. 303—366.
91. *Maync W.* The Cretaceous beds between Kuhn Island and cape Franklin (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. — *Medd. Grønland*, 1949, bd 133, N 3, s. 223.
92. *McLearn F.H.* Ammonoids of the Lower Cretaceous sandstone member of the Haida Formation, Skidegate Inlet, Queen Charlotte Island, western British Columbia. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1972, N 188, p. 168.
93. *McLearn F.H.* Kindl geology of North-eastern British Columbia. — *Geol. Surv. Canada. Mem.*, 1950, N 259, p. 236.
94. *Mountjoy E.W.* Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy, northern Yukon Territory and northwestern district of Mackenzie. — *Pep. Geol. Surv. Canada*, 1967, N 16, p. 70.
95. *Murphy M.A.* Lower Cretaceous stratigraphic units of Northern California. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1956, vol. 40, p. 2098—2119.
96. *Nagy J.* Ammonite faunas and stratigraphy of Lower Cretaceous (Albian) rocks in southern Spitsbergen. — *Skr. Norsk polarinst.*, 1970, N 152, s. 58.
97. *Obata I.* Lower Cretaceous ammonites from the Miyko Group. 3. Some doucileiceratids from the Miyako Group. — *Trans. and Proc. Paleontol. Soc. Jap.*, 1969, N 76, p. 165—176.
98. *Pavlov A.P.* Le Crétacé inférieur de la Russie et sa faune. — *Nouv. Mém. Soc. imp. natur. Moscou*, 1901, t. 16, N 3, p. 1—187.
99. *Packard E.L., Jones D.L.* A new species of Anisoceras from Oregon. — *J. Paleontol.*, 1962, vol. 36, N 5, p. 1047—1050.
100. *Popenoe W., Imlay R., Murophy M.* Correlation of the Cretaceous formations of the Pacific coast. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, p. 1491—1540.
101. *Reeside J.B., Cobban W.A.* Studies of the Mowry Shale (Cretaceous) and contemporary formations in the United States and Canada. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1960, N 355, p. 126.
102. *Rowson P.F.* Lower Cretaceous ammonites from north-east England: The Hauterivian genus *Sibirskits*. — *Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol.*, 1971, vol. 20, N 2, p. 25—86.
103. *Scholz G.* Vracon-Ammoniten (Oberalb. dispar-Zone) ans dem Flammen, ergel von Salzgitter: Aspekte Kreide Europ. Beitr. 1. — In: *Symp. Dt. Kreide Bindedgied Boreal und Tethys*, Münster in Westfalen. Stuttgart, 1979, S. 589—606.
104. *Speden J.G.* Generic status of the *Inocetamus tegulatus* species group (Bivalvia) of the Latest Cretaceous of North America and Europe. — *Postilla*, 1970, N 145, p. 1—45.
105. *Stanton T.W.* Contribution to the Cretaceous paleontology of the Pacific coast the fauna of the Knoxville Beds. Washington, 1895. 132 p. (*US Geol. Surv. Bull.*; N 133).
106. *Srott D.F.* The Cretaceous Alberta group and equivalent rocks Rocky Mountain foothills, Alberta. — *Mem. Geol. Surv. Canada*, 1963, N 317, p. 306.
107. *Stott D.F.* Lower Cretaceous Fort St. John Group and Upper Cretaceous Dunvegan formation of the foothills and plains of Alberta, British Columbia, District of Mackenzie and Yukon Territory. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1982, N 328, p. 124.
108. *Uhlig V.* Die marinen Reiche des Jura der Unterkreide. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 1911, Bd. 4, S. 329—448.
109. *Wiedmann J.* Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. — *Eclog. geol. helv.*, 1968, vol. 61, N 2, p. 286—321.

Раздел VII

МЕЛОВОЙ ТАЛАССОКРАТИЧЕСКИЙ МАКСИМУМ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

Меловой период был издавна отмечен в сводках по исторической геологии как одна из наиболее отчетливых талассократических эпох [98]. В сводках по стратиграфической, региональной геологии и геотектонике [3, 18, 81, 91] многие из меловых трансгрессий отмечены как величайшие из всех трансгрессий фанерозоя.

С введением метрической оценки трансгрессий [49, 56, 63, 77, 88] представление о широком площадном распространении меловых морей получило дальнейшее подтверждение. Однако существенным моментом анализа морских трансгрессий геологического прошлого является учет их пространственного распределения. Впервые мысль о ротационной симметрии гидросферы была высказана в 1721 году Сведенборгом. Позже эта идея была поддержана основоположниками палеогеографического анализа Э. Зюссом [99] и А.П. Карпинским [22], а в XX веке получила математическое [1, 70, 71] и фактологическое [28, 30, 42, 43, 44, 61, 64, 65, 66, 71, 72, 73, 85, 86] обоснование. Попутно развивались представления об асимметрии гидросферы [10, 22, 24, 43, 99].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА МЕЛОВОГО ТАЛАССОКРАТИЧЕСКОГО МАКСИМУМА

Планетологическое изучение древних трансгрессий и регрессий до недавнего времени было невозможным из-за того, что палеогеография раннего мезозоя, палеозоя и докембрия существенно отличалась от современной в связи со значительными горизонтальными перемещениями литосферных плит. Без учета более древних трансгрессий невозможна расшифровка и сравнительная оценка самого мелового гидросферного максимума, выделенного Э. Зюссом в значительной мере интуитивно. Появление глобальных реконструкций пространственного положения континентов и океанов по мере детализации палеомагнитных [12, 19, 20, 83, 87], региональных геологических и тектонических исследований позволяют более или менее достоверно оценить пространственное положение крупнейших шельфовых морей геологического прошлого.

Благодаря синтезу палеогеографических и биогеографических данных крупнейшие трансгрессии фанерозоя и позднего докембрия были разделены на полярные и экваториальные (рис. 32). Амплитуда кривых выражается в единицах, пропорциональных площади экваториальных или полярных эпиконтинентальных морей.

Площади эпиконтинентальных морей, возникших в результате мак-

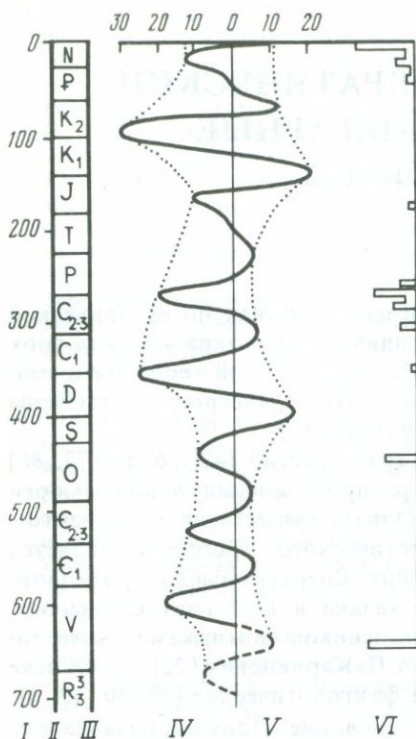


Рис. 32. График изменения площадей экваториальных и полярных трансгрессий в платформенных морях позднего докембрия и фанерозоя, иллюстрирующий меловый талассократический максимум

I — геохронологическая шкала (в млн. лет);
 II — шкала циклопериодов (40—45 млн. лет);
 IV — экваториальные трансгрессии (в млн. км²);
 V — полярные трансгрессии (в млн. км²);
 VI — диаграммы площадей материковых оледенений в условном масштабе

симальных экваториальных и полярных трансгрессий, подсчитывались на глобусе. Полярные сегменты Земли были заняты обширными материками в позднем палеозое, позднем мезозое и кайнозое. Наибольшая полярная трансгрессия при этом фиксируется для позднеюрскораннемеловой эпохи. Максимальные по площади затопления экваториального сегмента земной коры трансгрессии моря отвечают вендскому, позднедевонско-раннекаменноугольному и позднемеловому

этапам. Историко-геологическое своеобразие мелового талассократического (гидросферного) максимума проявилось в обширном периодическом затоплении как полярных, так и экваториальных материковых глыб в течение сравнительно короткого промежутка времени. Эта ситуация, судя по намечающейся периодичности ~ 250 млн.лет, принципиально могла проявиться и до мелового периода. Однако в венде и позднем палеозое этому препятствовало развитие материковых оледенений, существенно влиявших как на объем воды, так и на контрастность рельефа и емкость океанических впадин. Несомненно, следует учитывать и эволюцию тектонических процессов, которые приводили к уменьшению объема океанов, увеличению площади континентов и изменению амплитуды и контрастности гипсографической кривой.

Учет роли геоидного эффекта. Почти сто лет тому назад Мельхиор Неймайр, рассматривая великую позднемеловую трансгрессию с точки зрения ротационной теории, показал, что "для объяснения больших трансгрессий пока нельзя пренебрегать допущением известных движений в самом океане" [94, т. 1, с. 450], т.е. "перемещением гораздо более подвижного элемента — воды" [94, т. 2, с. 306]. Астрономо-геодезические исследования показали, что уровень Мирового океана отличается в разных местах от уровня эллипсоида вращения. Локальные максимумы и минимумы уровней гидросферы существовали и в прошлом, и вероятность их обнаружения представляется несомненной при изучении трансгрессивных толщ обширных эпиконти-

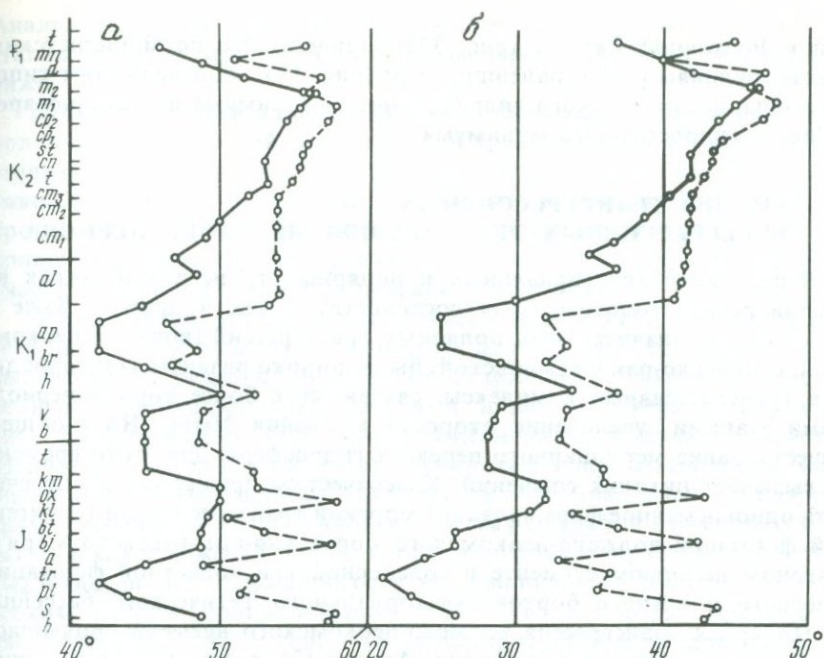


Рис. 33. Графики максимального широтного и палеоширотного распределения карбонатных осадков мезо-кайнозоя в Западной Европе (сплошная линия) и Восточной Европе (пунктирная линия), иллюстрирующие геонный эффект трансгрессий

ментальных бассейнов мезозоя. На разницу абсолютных отметок водных уровней древних морей уже давно косвенно указывают палеобиогеографические данные. Д.П. Найдин [54], анализировавший распределение поздне меловых фаун, а позже В.П. Макридин и Ю.И. Кац [46, 47, 182], изучавшие распределение юрских и меловых фаун, показали, что западноевропейские биоты эпиконтинентальных морей включали большее количество южных элементов, чем фауны морей Восточной Европы. Это давно известное различие объяснялось локальными причинами: режимом морских течений, огибавших многочисленные отмели, острова и архипелаги. Однако устойчивое существование рассматриваемого биогеографического феномена в течение юрского и мелового периодов в разнящихся палеогеографических обстановках не позволяет считать возможным, что режим течений столь долго оставался неизменным. Для объяснения этого весьма правдоподобным является предположение о более высоком уровне гидросферы на территории Западной Европы по сравнению с Восточной: экваториальные трансгрессии на западе заносили средиземноморских мигрантов в более высокие широты. Это соответственно должно было сопровождаться и широтной разницей в распространении относительно глубоководных планктоногенных карбонатных и кремнистых осадков. Кривые максимально высоких широт распространения карбонатных пород юры, мела и раннего палеогена в разрезах Запад-

ной и Восточной Европы (рис. 33а), приведенные по мобилистским реконструкциям [87] к палеоширотам (рис. 33б), подтверждают гипотезу западноевропейского гидросферного максимума и восточноевропейского гидросферного минимума.

АНАЛИЗ ТРАНСГРЕССИВНЫХ И РЕГРЕССИВНЫХ ЭКСТРЕМУМОВ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Чередование экваториальных и полярных трансгрессий никак не противоречит геологическому постоянству и тех и других. Даже в эпохи самых значительных полярных трансгрессий (волжско-неокомской, сантонско-раннекампанской) были широко развиты экваториальные трансгрессивные комплексы, связанные с более короткопериодными этапами увеличения скорости вращения Земли. Но в общем существование меридианного перекоса гидросферы для этого времени не вызывает никаких сомнений. Классическим примером можно считать одновременное формирование морской трансгрессивной терригенной формации волжско-неокомского бореально-арктического моря в северном полярном сегменте и соленосной красноцветной формации северного и южного бортов экваториального Тетического бассейна.

Полярная трансгрессия волжско-неокомского времени проявилась не только в северном полушарии. Аркелл [2], рассматривая историю развития Южной Америки, отметил, что максимальная для мезозоя трансгрессия моря на восток и на юг охватывала титонско-неокомский этап. Неокомская нотальная трансгрессия проявилась впервые после значительной эпохи поднятий и на юге Африки — в Капской зоне [81].

Синхронность бореальной и нотальной трансгрессий иллюстрируется паразитическим внешним морфологическим сходством восточноевропейских и южноамериканских аммонитовых фаун, которое в начале века способствовало неправильному их отождествлению.

Менее контрастным, но достаточно отчетливым выглядит меридианный перекося сантонско-раннекампанского времени: одновременно со знаменитыми кремнистыми осадками арктических трансгрессий в экваториальном сегменте Азии, Африки и обеих Америк в условиях регрессий накапливались гипсоносные пестроцветные толщи.

Таким образом, эпохи развития полярных или экваториальных трансгрессий проявляются в виде глобальной смены формаций.

Для количественной оценки экстремумов полярных и экваториальных трансгрессий или регрессий можно использовать метод диаграмм. Диаграммы отражают последовательное соотношение величин бореального, нотального или экваториального шельфов (и суши) в меридиональном направлении. В качестве меридиональных сегментов выбраны (от северного палеополюса) две зоны: тетис-атлантическая и тихоокеанская. Многочисленные палеобиогеографические данные были привязаны к широтам древних шельфов по картам Брайдена [87]. Палеоширотные биогеографические интервалы распространения полярных и экваториальных морских шельфовых фаун одновременно служат критерием величины соответствующих трансгрессий или регрессий.

Анализ диаграмм (рис. 34, 35) позволил выделить ряд естественных этапов развития гидросферы в меловом периоде, которые рассмотрены ниже.

Неокомский этап характеризовался преимущественным развитием полярных трансгрессий. На фоне этой трансгрессии в начале берриаса развивалась экваториальная трансгрессия и полярная регрессия, сменявшаяся с середины берриаса (рязанитовое время) противоположным процессом. В.Н. Сакс [66] на основании биогеографического анализа пришел к выводу о более широком доступе вод с севера в позднеберриасское море Восточно-Европейской платформы.

В отношении морских трансгрессий и регрессий валанжинского века данные не столь определены, как для берриаса. На севере Европы были широко развиты обломочные отложения с *Polyptuchites*, оставленные бореальными трансгрессиями, а вблизи северного борта Тетис формировались карбонатные отложения с остатками рудистов, средиземноморских аммонитов, брахиопод и пр. Имеющиеся материалы создают впечатление синфазности экваториальных и полярных трансгрессий, что, несомненно, связано как со слабой изученностью валанжинских отложений Тетис, так и с детритовым характером известковых пород, редко содержащих остатки аммонитов. Судя по биогеографическим данным (проникновению полиптихитов в моря Тетис), были две полярные трансгрессии. Но необходимы более детальные исследования как самих разрезов, так и ископаемых остатков.

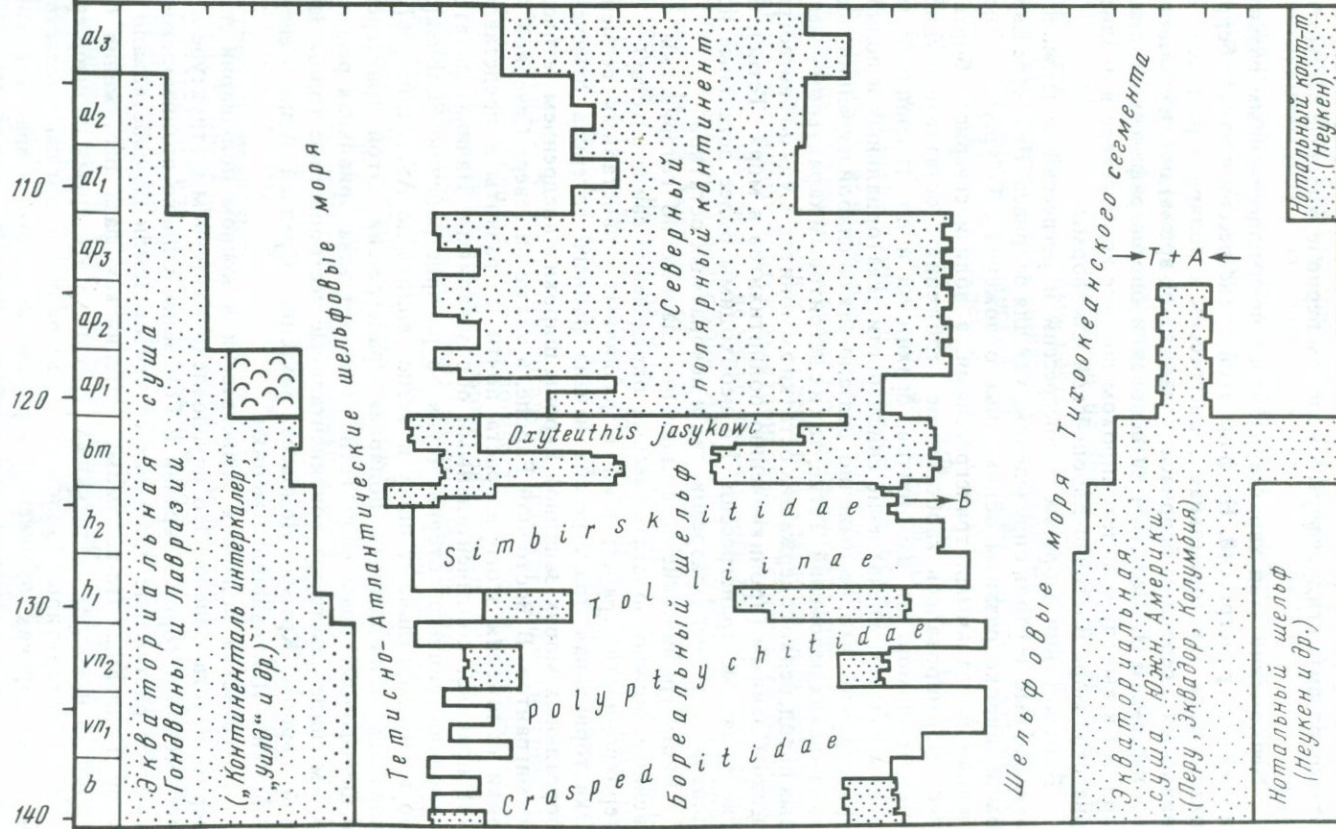
Биогеографические и фациальные данные по готеривским отложениям, можно полагать, весьма определенно свидетельствуют о гетерохронности трансгрессий в различных планетарных сегментах. Экваториальная трансгрессия начала раннего готерива отмечена в бореальных морях Западной Европы широким внедрением тетических иммигрантов. В Восточной Европе, а также на севере Северной Америки отложения этого возраста почти не развиты и представлены, как правило, континентальными образованиями. Начиная со второй половины раннего готерива (судя по распространению *Simbirskitidae* по всему бореальному поясу и Тетис вплоть до Австралии [66]) развивалась обширнейшая полярная трансгрессия. Этой трансгрессии в шельфовом обрамлении Тетис отвечает экваториальная регрессия, о чем свидетельствуют континентальные пестроцветные толщи Западной Европы, Крыма, Донбасса, Закаспия, Средней Азии, Северной Африки и Центральной Америки.

Готеривская полярная трансгрессия в южном полушарии достоверно не установлена. Это обусловлено различием в структуре и геологической истории Лавразии и Гондваны. Однако позднеюрско-неокомское растяжение полярных сегментов Земли способствовало расколу Гондваны. По-видимому, готеривская фаза растяжения была одной из наиболее интенсивных. Именно в это время произошел отрыв от Антарктиды Индостана и Австралии, о чем свидетельствуют наличие морских отложений верхне-неокомского возраста в континентально-вулканогенной гондванской серии Восточной Индии [82] и полосовые магнитные аномалии Индийского океана у Западной Австралии [8].

Млн. л

100

-40° -20° 0° 20° 40° 60° 90° 60° 40° 20° 0° -20° -40°



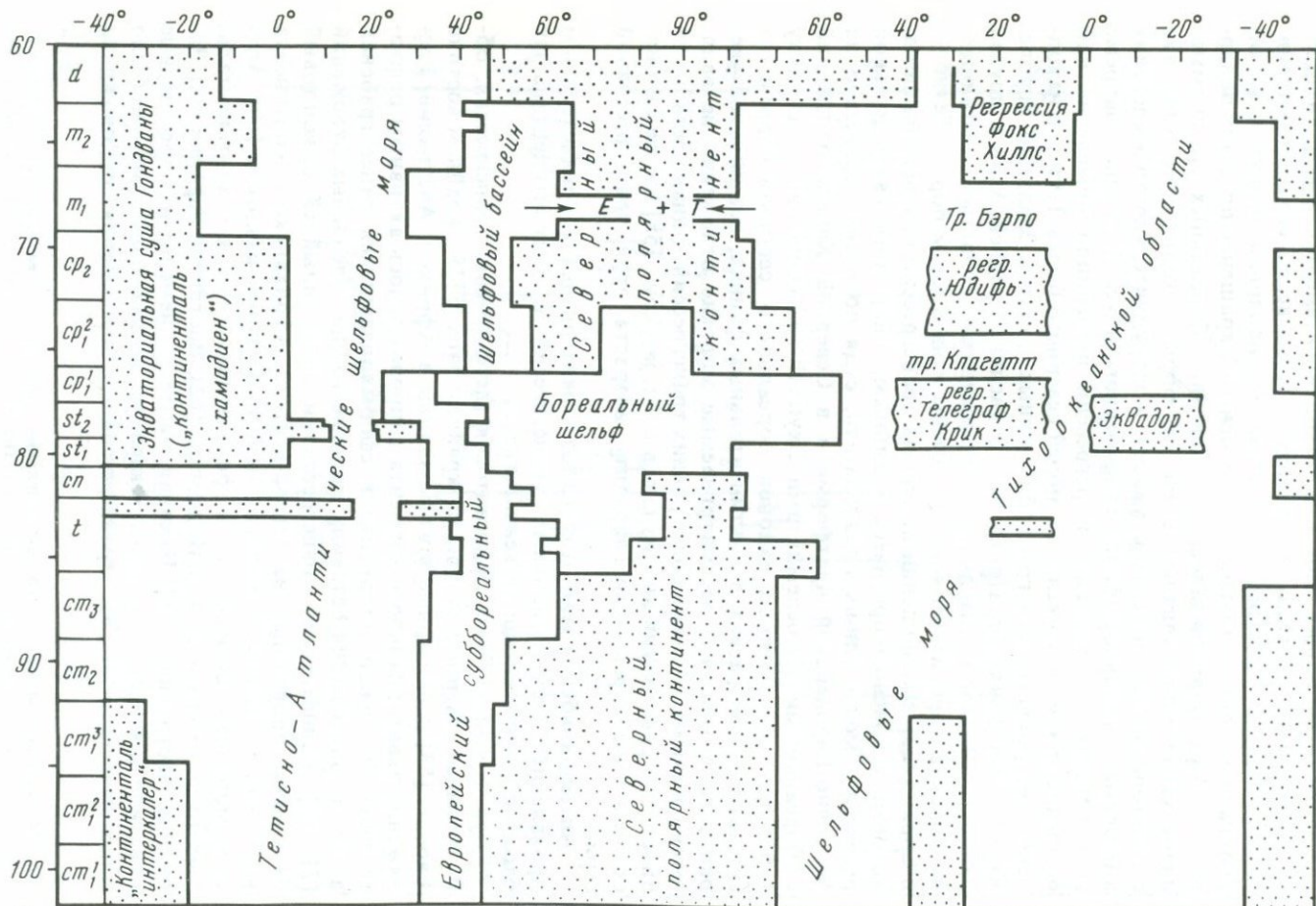
В барремском веке как в северном полярном сегменте, так и экваториальном поясе общая площадь эпиконтинентальных морей, по-видимому, сократилась. Однако в раннем барреме вслед за позднеготеривской полярной трансгрессией развивалась полярная регрессия и синхронная ей экваториальная трансгрессия. Сокращение площади полярного шельфа сопровождалось исчезновением бореальных групп аммонитов, увеличением влияния тетических форм настолько, что В.Н. Сакс с соавторами [65] пришли к выводу о затруднительности выделения в барреме Бореального биогеографического пояса. В позднем барреме в результате экваториальной регрессии произошло обмеление или осушение эпиконтинентальных морей северного борта Тетис и накопление пестроцветных и грубообломочных пород в Западной Европе, Крыму, Предкавказье, Прикаспии, Закаспии, Средней Азии и других районах. Предположительно барремские пестроцветы, залегающие на морских породах неокома, отмечены и на южном борту Тетис — в Сирии [222]. В отношении полярных трансгрессий позднего баррема, которые, согласно теоретическим данным, синхронны экваториальной регрессии, можно лишь предполагать, судя по распространению на Восточно-Европейской платформе и в Северной Канаде отложений с бореальными (?) белемнитами *Oxuteuthis jasykovi* Lah. Поскольку в большинстве смежных районов бореального сегмента баррем отсутствует, либо развит в континентальных фациях, нет никакой уверенности в том, что рассматриваемые морские отложения не являются краевыми фациями более ранних трансгрессий. Однако детальный биостратиграфический анализ слоев с *Ox. jasykovi* [58] все же склоняет к позднебарремскому варианту возраста этой трансгрессивной серии.

Аптско-альбский этап. Апт и альб характеризовались значительным проявлением экваториальных трансгрессий в эпиконтинентальных бассейнах, обрамлявших океан Тетис.

Существенной была раннеаптская (дегезитовая) трансгрессия, образовавшая северные заливы на крайнем западе [18], крайнем востоке Европы [53] и обширные южные заливы в Африке и Австралии. Растяжение экваториального сегмента сопровождалось активным рифтогенезом. В южной Атлантике в сформировавшихся ранее грабенах аптская трансгрессия оставила мощные толщи соленосных отложений [21, 81]. Раннеаптская трансгрессия и синхронная ей базальтовый вулканизм проявились на северо-востоке Африканского континента вдоль линии Ливано-Сирийских меридиональных разломов [60]. Аптские морские слои известны и среди вулканогенных и континентальных толщ севера и запада Индостана [82], Восточной Африки [31], Западной Австралии [6, 8]. Начиная с апта раннемеловое море впервые охватило южную часть Мадагаскара, тогда как в неокоме оно было лишь на севере [2]. Эти трансгрессивные образования сопровождали

Рис. 34. Диаграммы широтного распределения полярных и экваториальных трансгрессий и регрессий раннемеловой эпохи в Тетис Атлантическом и Тихоокеанском сегментах шельфа

Б — бореальные, Т — тихоокеанские, А — атлантические фауны



процесс рифтогенеза на восточной окраине Гондваны, где происходило заложение Индийского океана.

В областях устойчиво морской седиментации Тетис раннеаптская трансгрессия проявилась в широком развитии глубоководных и пелагических фаций: тонкоотмученных глинистых пород, богатых остатками аммонитов (Кавказ) и известняков с кремнями (геосинклинали Альп, юга Северной Америки).

Продолжением раннеаптской трансгрессии были менее обширные, но отчетливые трансгрессивные фазы среднего и позднего апта, проявившиеся на окраинах Тетис (Кавказ, Средняя Азия, Ливан). Важным свидетельством позднеаптской [39] экваториальной трансгрессии является погружение приэкваториальной части Южной Америки: массивов Верхней Магдалены, Маракайбо, западной окраины Гвианского щита, а также Эквадорского поднятия, разделявшего в неокоме бассейны с тихоокеанской и атлантической фаунами [31]. Возникновение пролива привело к смешению фаун.

Приполярная часть Арктики в атском веке, по-видимому, представляла собой сушу. Береговые линии Печорско-Новоземельского, Восточно-Гренландского и Шпицбергенского морей доходили лишь до палеошироты около 60°.

О нисходящих движениях (сжатие в южной полярной области) в аптском веке свидетельствует складчатость Рангитата, охватившая геосинклинальные прогибы Новой Зеландии [13].

Альбские трансгрессии в общих чертах наследуют экваториальные трансгрессии аптского века. В раннем альбе они развивались еще по меридиональному плану, характерному для титон-неокомской эпохи полярного растяжения и экваториального сжатия. Субширотные очертания эпиконтинентальных морей, характерные для устойчивого режима экваториального растяжения, устанавливаются со среднего альба. В это время сформировались обширные морские бассейны Европы и Северной Африки.

В отличие от аптской полярной регрессии в альбском веке северный шельф был охвачен трансгрессией, проявившейся во многих районах Арктики [69].

В свете рассматриваемой проблемы значительный интерес представляет анализ позднеальбских морских трансгрессий и регрессий. Позднеальбо-враконская экваториальная трансгрессия охватила обширные пространства Европейского и Африканского материков, испытывавшие до этих событий длительный период континентального развития. Противоположно этому весьма ценным выглядит свидетельство В.Н. Сакса [64, с. 199], который отметил "широкое распространение на берегах арктического бассейна нижнего и среднего подъярусов альба и вместе с тем полное отсутствие убедительных признаков наличия верхнего альба в морских фациях". В качестве возможного объяснения В.Н. Сакс выдвигает две причины: 1) позднеальбскую аркти-

Рис. 35. Диаграммы широтного распределения полярных и экваториальных трансгрессий и регрессий позднемеловой эпохи в Тетис-Атлантическом и Тихоокеанском сегментах шельфа

Е — европейские, Т — тихоокеанские фауны

ческую регрессию, 2) сохранение среднеальбского фаунистического комплекса в позднеальбском морском бассейне, испытывавшем изоляцию. Вторая возможность немыслима без арктической регрессии. Последующие работы [1, 58] показали, что эта регрессия проявилась в молодых платформах мезозой, а трансгрессивные комплексы развиты в геосинклиналях Тихоокеанского пояса.

Альбские трансгрессии и регрессии отчетливо проявились и по другую сторону Тихоокеанского геосинклинального кольца и в смежных платформенных районах обеих Америк. В приполярной зоне Аляски нижняя часть альбского яруса или верхи апта залегают с угловым несогласием на валенджине, юре или триасе. Верхняя же часть альба развита в виде мелководных морских, континентальных фаций, либо отсутствует [90]. К югу, в пределах палеошироты $\sim 45^\circ$ верхний альб, напротив, развит широко и полно, а в платформенном прогибе юго-западного Вайоминга залегают трансгрессивно на континентальных образованиях. Таким образом, в Северо-Американских Кордильерах условия залегания верхнего альба отчетливо иллюстрируют явление меридианного перекося: опускание полярного сегмента (регрессия) и поднятие средних широт (трансгрессия). Аналогичные движения по меридиану можно проследить и для другого полушария в поясе Южно-Американских Кордильер. Северная (приэкваториальная) [81] часть этой геосинклинали в альбском веке подверглась максимальному затоплению. По уточненным сведениям [39] возраст этой трансгрессии в Колумбии позднеальбский, а в Эквадоре — позднеаптско-раннеальбский. В краевых прогибах геосинклинали, лежащих к югу (Неукен), морские осадки, напротив, сменяются континентальными. По-видимому, к концу альбского века [14] относится начало деформации южноандийского (приполярного) сегмента — современной окраины моря Скоша.

Полярное сжатие альбского века проявилось и в Новой Зеландии в виде финальных фаз складчатости Рангитата. По данным Гриндли [13], в брекчиях альбских молласс имеются обломки гранитов Уэстленда, радиометрический возраст которых (100—120 млн. лет) свидетельствует о синорогенном характере магматизма.

Сеноманско-раннетуронский этап. Позднемеловая эпоха в целом ознаменовалась развитием крупнейшей в истории Земли экваториальной трансгрессии. Она характеризовалась расширением площади экваториального шельфа, увеличением глубины морских бассейнов и усилением биогеографической дифференциации, выразившейся в появлении Европейской палеобиогеографической области.

Сеноманские отложения на северных и на южных окраинах Тетис отличаются большей глубоководностью, чем альбские. В приэкваториальной зоне Северной Америки рассматриваемое углубление моря проявилось в сокращении лагунных фаций (эвапоритов) в зоне Багамско-Флоридского форланда [50] и развитии морских карбонатных отложений.

Экваториальный характер сеноманской трансгрессии хорошо согласуется с данными о регрессии, проявившейся в это время на арктическом шельфе [57, 64]. Сведения о сеноманской трансгрессии на полярном шельфе южных материков отсутствуют. Более того данные о деформа-

циях юга Анд в среднемеловое (альбско-туронское) время и резкое сокращение площади поздне меловой морской седиментации в Австралии свидетельствуют о вероятности проявления в сеномане и нотальной регрессии.

Интенсивность развития сеноманской экваториальной трансгрессии проявляется в палеоширотном распределении, площадном распространении и фациальной характеристике сеноманских отложений. Нижне-сеноманские отложения платформенной части Европы, Закаспия и Средней Азии представлены преимущественно мелководными терригенными образованиями. Следы рассматриваемой трансгрессии известны и в высоких широтах. Вдоль североатлантического палеорифта море доходило до Восточной Гренландии (о-в Трейл, палеоширота $\sim 50^\circ$) и Земли Франца Иосифа (палеоширота $\sim 75^\circ$). Судя по наиболее изученным разрезам Европы, Закаспия и Средней Азии, максимального развития раннесеноманская экваториальная трансгрессия достигла в конце рассматриваемого времени, когда терригенные отложения сменились терригенно-карбонатными. Однако на рубеже раннего и среднего сеномана наступила экваториальная регрессия, следы которой отмечены в европейских разрезах в виде перерывов, фосфоритовых фаций, а в среднеазиатских разрезах — лагунными пестроцветными фациями и конгломератами.

Настоящая карбонатная седиментация, ознаменовавшая широкое развитие экваториальной трансгрессии на шельфовом обрамлении Тетис и Северной Атлантики, началось во второй половине сеноманского века. Средне-верхнесеноманский писчий мел распространён от Великобритании до Донбасса и Воронежского массива. К югу, в пределах Средиземноморской палеобиогеографической области, карбонатнакопление проявилось в развитии рудистовых фаций, наиболее известных в Аквитанском и Южно-Таджикском бассейнах. Средне-позднесеноманская трансгрессия проявилась и на южном борту Тетис — в Северной Африке. Здесь воды моря Тетис впервые после палеозоя проникли в глубь Южной Сахары до кристаллического щита Ахаггар, вплотную приблизившись к водам Атлантического океана, продвигавшимся со стороны Гвинейского залива через Нигерскую рифтовую зону [34, 76]. Именно это событие и послужило основанием для развития концепции эвстатических колебаний, о чем пишет М. Жинью [18, с. 422]: " Можно попытаться вместе с Зюссом в самой безграничности этого моря найти причины движений, в результате которых оно затопило такие широкие пространства. Когда мы видим, что огромная Сахарская платформа между заливами Габес и Гвинейским занята морем, глубина которого не превышала 50 или 100 м, нам значительно легче объяснить этот факт поднятием морского уровня, чем местными движениями континентального цоколя. Таким образом, не континенты погрузились под пассивные волны моря, а, напротив, безграничное море захватило единым штурмом Европу, Африку и Америку, затопив повсюду неподвижные материки".

Сеноманская экваториальная трансгрессия в Новом Свете развивалась аналогичным образом. Судя по данным Ф. Кинга [32], в основном начиная с позднего мела, вблизи восточной окраины формирующихся

Северо-Американских Кордильер образовался обширный морской пролив. В восточных краевых частях бассейна разрез начинается горизонтом базальных трансгрессивных песчаников Дакота (нижний сеноман?). Первые карбонатные породы, как и в Старом Свете, относятся к среднему—верхнему сеноману и нижнему турону (известняки Гринхорн).

В туронском веке интенсивность экваториальной трансгрессии возросла. В раннем туроне эта трансгрессия широко проявилась в Европе, где оставила устойчиво глубоководные фации писчего мела с кремнями, залегающие на различных горизонтах нижележащих толщ. Следы этой трансгрессии в виде также относительно глубоководных фаций (мергелей, глин с остатками иноцерамов и аммонитов) известны и на юге Средней Азии. После длительного континентального перерыва [57] морские воды Европейского моря через Тургайский пролив проникли в Западно-Сибирскую впадину.

В приэкваториальном сегменте южного борта Тетис раннетуронская трансгрессия, по-видимому, явилась максимальной трансгрессией мезозоя. Об этом свидетельствует широкое развитие карбонатных фаций, общее увеличение площади, занятой морскими отложениями и соединение вод Тетис и Атлантики через грабен Бенуэ [76].

Раннетуронский бассейн Северной Америки унаследовал режим относительно глубокого моря, в котором, как и во второй половине сеномана, накапливались карбонатные осадки.

В раннем туроне платформенные участки Арктики, исключая район Западной Сибири, испытали регрессию. Раннетуронская нотальная регрессия проявилась в южной части Южной Америки и Австралии.

Позднетуронский — раннекампанский этап характеризовался чрезвычайно контрастным режимом трансгрессий и регрессий. Этому этапу отвечают крупнейшие в истории мелового периода экваториальные трансгрессии и в средних широтах.

В начале позднего турона после экваториальной регрессии конца лабиатового времени развивалась менее интенсивная, чем на предыдущем этапе, трансгрессия. Отложения позднетуронских приэкваториальных эпиконтинентальных морей Европы, Средней Азии, Северной Африки и Северной Америки, как правило, более мелководны, чем нижнетуронские. Обмеление проявилось в развитии детритовых, банковых, терригенных и лагунных фаций.

В конце позднего турона произошла экваториальная регрессия и синхронная ей полярная трансгрессия. Это событие проявилось как в полноте разрезов, так и в фациальной характеристике отложений верхней части турона. В эпиконтинентальных морях, обрамлявших Тетис в пределах палеоширот $0-30^\circ$ с.ш., карбонатакопление позднего турона сменилось эвапоритонакоплением. Финальные гипсы и красноцветы турона известны в Средней Азии (Таджикистан), в Сахаре, на Ближнем Востоке (Ирак, Ливан, Синай, Сирия), а гипсоносные и соленосные глины — в Западной Африке (Мали) [27]. В морях Европы, Закаспия и Средней Азии, расположенных в зоне средних палеоширот ($\sim 30-45^\circ$), рассматриваемая регрессия выразилась в развитии мелководных образований типа "твердых грунтов", или "твердого дна",

конгломератов, фосфоритов, коровых образований типа силькрет, которые представляют собой конденсированные слои.

Высокоширотные морские бассейны Аляски, Гренландии, Северной Сибири и морские бассейны средних широт на западе Сибири и Северной Америки, имевшие связь с полярными морями, напротив, характеризовались полным набором нормально морских терригенных и терригенно-кремнистых осадков верхнего тулона. Полнота разреза и отсутствие ярко выраженного перерыва между тулоном и коньяком в этих районах [57, 59, 64], осложняющая стратиграфическое расчленение рассматриваемых ярусов, обусловлена их формированием в условиях полярной трансгрессии.

С началом коньякского века наступила экваториальная трансгрессия, которая в ряде геосинклинальных и платформенных бассейнов выразилась в появлении более глубоководных фаций: карбонатов, илистых пород, основных вулканитов. Смена позднетулонского терригенного осадконакопления раннеконьякским карбонатным произошла в Северной Америке, Западной Африке, Средней Азии, а во многих районах Европы мелководные карбонатные детритовые осадки сменились более глубоководными фациями писчего мела и мела с кремнями. Эти данные давно уже привели к мнению о том, что "судя по характеру пород, можно думать, что максимального развития трансгрессия достигла в коньякский век" [3, с. 85].

Характерной чертой коньякского яруса перикратонных прогибов и геосинклинальных поясов, располагавшихся в экваториальном сегменте и зоне средних широт, является резко выраженное несогласное залегание подошвы этого трансгрессивного комплекса: на палеозое — в Южной Африке, Флориде, Афганистане, на древнем мезозое — в Альпах, Японии, на нижнем мелу — в Карпатах на Большом и Малом Кавказе, Скифской плите, а в сеномане — в Копетдаге и Скалистых горах. Эвстатическое затопление поднятий в геосинклиналях Тетис и Пацифики сопровождалось расширением прогибов, что проявилось в развитии более глубоководных, чем в тулоне, отложений: спилит-каратофировой формации (Малый Кавказ), глинистых элементов аспидной формации (Северная Япония), карбонатной формации (Скалистые горы).

Концу коньякского века в экваториальном поясе отвечает спад трансгрессий, или регрессия моря, а в арктическом полярном сегменте — трансгрессия, о чем свидетельствует большая частота находок верхнеконьякских органических остатков [64]. Трансгрессия позднего коньяка впервые после палеозоя оставила на западном побережье Гренландии морские отложения.

В течение раннего сантона режим трансгрессий и регрессий был сходен с режимом предыдущей эпохи позднего коньяка, когда как бы одновременно сосуществовали притоки вод из экваториальной и полярных частей гидросферы. Это, несомненно, связано с контрастным режимом трансгрессий и регрессий, проявившимся в связи с увеличением частоты чередования эпох замедления и ускорения ротационного режима Земли.

В позднем сантоне — раннем кампане этот режим несколько ста-

билизировался, и наступила эпоха экваториальной регрессии и полярной трансгрессии. В Северной Африке произошло осушение ранее обширных морских и лагунных бассейнов и стали формироваться субаэральные красноцветные осадки, объединяемые в серию "континенталь хамадиен" [34]. В перикратонных прогибах Средней Азии (Таджикском, Зеравшанском, Ферганском) и юга Европы (Прованс) морская седиментация уступила место лагунной. Сжатие экваториального сегмента на рубеже сантона и кампана во многих геосинклиналях отразилось в виде фаз горообразования, магматизма (Эквадорские Анды) [39], складкообразования (Куба) [81], поднятий, проявившихся в накоплении грубо-обломочных пород (Большой Кавказ, Дарваз).

В полярных областях в это время, напротив, развивалась наиболее интенсивная позднемеловая трансгрессия. В северном полушарии арктические воды проникли далеко на юг — в зону палеоширот 30 — 40°. В Старом Свете эта трансгрессия достигала широт Мангышлака и Донбасса, а в Новом Свете — широт северной части Техаса [80]. Сведения о нотальной трансгрессии этого времени весьма малочисленны, так как значительная часть Антарктики покрыта льдом. Однако, в краевых ее частях — на Антарктическом полуострове и в архипелаге Джемса Росса известны нижнекампанские трансгрессивные отложения [69]. Несколько ранее, со второй половины сантона, растяжение южного полярного сегмента привело к погружению рифтогенной континентальной окраины юго-западной части Австралии, и терригенное осадконакопление сменилось карбонатным [8].

В конце рассматриваемого этапа — со второй половины раннего кампана — постепенно стали преобладать экваториальные трансгрессии, о чем свидетельствует развитие планктоногенных фаций писчего мела, сменивших в разрезах юга Восточной Европы и Закаспия терригенно-карбонатные и кремнистые осадки сантона — низов кампана. Результатом экваториальной трансгрессии явились существенные палеогеографические и биогеографические события. В Восточноевропейском бассейне произошло максимальное за позднемеловую историю затопление Донецкого складчатого сооружения, а в Западноевропейском — продвижение тепловодных брахиопод (краниид, тецидеид, мегатирид) далеко на север, в область Южной Швеции.

Однако, судя по локальности отмеченных изменений и сохранению высокой степени биогеографического эндемизма фаун среднеширотных эпиконтинентальных морей Европейской палеозоогеографической области, развитие экваториальных трансгрессий в это время не было столь существенным, как в более поздние эпохи.

Позднекампанско-маастрихтский этап озаменовался широким развитием экваториальных трансгрессий, в результате которых фауны Европейского (Тетис—Атлантического) и Тихоокеанского бассейнов продвинулись в полярные области, вытеснив существовавших здесь ранее бореальных эндемиков. Эта биогеографическая ситуация, а также существование перерывов на рубеже мела и палеогена, в течение которых, вероятно, оказались размытыми многие позднесенонские (кампан-маастрихтские) морские серии полярных сегментов, значительно осложняют анализ пространственного развития трансгрессий и регрессий.

После эпохи сжатия экваториального сегмента в середине позднего мела в геосинклинальных поясах и в активизированных зонах платформ этой части Земли возникли многочисленные поднятия и впадины. Поэтому позднесенонские трансгрессивные серии залегают на разновозрастных отложениях, обнажившихся в процессе размыва поднятий, а фациальный и биономический облик верхнекампанских и маастрихтских морских толщ является весьма пестрым.

На этом этапе последовательно проявились три крупные экваториальные трансгрессии: позднекампанская, раннемаастрихтская и позднемаастрихтская, между которыми существовали более короткие периоды регрессий. Как и сеноманские, позднесенонские моря оставили на различных континентах и широтах значительные по площади, но весьма мелководные экваториальные трансгрессивные серии, в которых встречаются многочисленные остатки теплолюбивых организмов.

В позднекампанское время были затоплены многие существовавшие ранее участки суши: Суданский порог в приэкваториальных палеоширотах Африки, разделявший ранее Гвинейский и Сахарский заливы, поднятия в пределах Скифской, Туранской молодых платформ, Крыма, интрагеоантиклинали Альп, Карпат, Кавказа, Японии. Вероятно, в это же время были затоплены многие районы континентальных окраин: Бискайская (Армориканская), Бразильская, Восточно-Индостанская, Восточно-Мадагаскарская.

Регрессия на рубеже кампана и маастрихта проявилась в формировании в начале маастрихтского века в Восточноевропейском море специфического холодноводного комплекса организмов эпохи *Belemnella lichagewi*, в составе которого развиты в основном остатки нектонных форм (белемнитов, рыб), а среди донных групп преимущественно формы с кремнистым и фосфатным скелетом (губки, лингулы). Формирование холодноводного комплекса *lichagewi* в какой-то мере напоминает предыдущие раннесенонские и последующие палеогеновые бореальные трансгрессии и, ввиду отсутствия в это время специфической фауны Арктического моря, может свидетельствовать о развитии среднеширотной трансгрессии в условиях полярного растяжения. Мелководные бассейны Западной Европы, (Вестфальский, Англо-Парижский и Аквитанский) в конце кампана — начале маастрихта подвергались осушению, что естественно отражает лишь процесс экваториальной регрессии на этом рубеже.

Раннемаастрихтская трансгрессия последующего ланцеолятового времени, широко проявившаяся в районах Европы и Средней Азии, отмечена в ряде бассейнов развитием относительно глубокоководных фаций пещего мела, сменяющих ранее формировавшиеся мергельные отложения. На юге Таджикской депрессии в это время накапливались наиболее глубокоководные фации мела: известковые и кремнистые илы.

Эта трансгрессия захватила обширные пространства во многих районах мира и после поднятий на рубеже кампана и маастрихта абрадировала структуры, сложенные более древними породами. Однако в наибольшей степени эта трансгрессия проявилась не в экваториальной зоне, а в палеоширотах 25—45°. Экваториальный характер транс-

грессий позднего кампана — раннего маастрихта подтверждают данные о распространении морских и континентальных толщ в Сахаре. Именно в это время вновь возникает соединение бассейнов Тетис и Южной Атлантики через Суданский пролив. Кроме того, биогеографические данные [46] свидетельствуют о значительном продвижении границ распространения тепловодных фаун далеко на север. Воды Среднеазиатского моря достигли Приаралья и Кызыл-Кумов, в результате чего фауна брахиопод Европейской области сменилась фауной Средиземноморской. Перейдя Тургайский порог, воды Европейского моря проникли в Западную Сибирь, отложив в этом бассейне карбонатные осадки в наиболее высоких для мезозоя палеоширотах. Через эпиконтинентальные моря Арктического сегмента происходил обмен европейских и тихоокеанских фаун. В Корякское море проникли представители типичных для Европейской области родов брахиопод *Ancistogostania* и *Gemmacula*. Расселение представителей этого рода подтверждено находками раковин в обнажениях Тургая, Зауралья и в керне скважин из Среднего Приобья. В позднем маастрихте, напротив, выявляется переселение некоторых типичных тихоокеанских родов брахиопод (*Terebratalia*) из Корякского моря в Западносибирское, а оттуда — в Прикаспий, Закаспий, Закавказье и Западную Европу.

Однако выявленный отток южных фаун на север может иметь и несколько иную интерпретацию в свете анализа планетарных движений гидросферы. Он может свидетельствовать и о меридианном перекосе, проявляющемся в развитии экваториальных экстремумов трансгрессий на фоне общей тенденции противоположного рода, вызывающем отток вод из экваториального сегмента в более высокие широты.

К этому склоняют формационные и тектоно-палеогеографические данные. В общем отложения маастрихтских экваториальных трансгрессий более мелководны, чем почти всесветно распространенные фации туронско-коньякских отложений, сформировавшиеся на максимуме скорости вращения Земли не только для мела, но и, вероятнее всего, для фанерозоя в целом. С другой стороны, верхнекампанско-маастрихтские карбонатные формации заключены в разрезе между кремнистыми и кремнистотерригенными формациями нижней части сенона и палеоцена, образовавшимися явно за счет притока полярных вод.

Для оценки характера позднесенонских трансгрессий с точки зрения изменения фигуры Земли большое значение имеют палеогеографические данные по Африке [76], свидетельствующие об опускании (относительно уровня моря!) северной части этого континента и поднятия его в экваториальной зоне в течение позднего кампана и раннего маастрихта.

Эта тенденция к экваториальной регрессии еще более четко проявилась в позднем маастрихте: осушились западноафриканские моря и проливы, соединявшие Тетис и Южную Атлантику. В целом фации позднего маастрихта европейских и средиземноморских эпиконтинентальных морей более мелководны, чем раннемаастрихтские отложения. Однако в ряде геосинклинальных, перикратонных и платформенных прогибов развиты и относительно глубоководные фации верхнема-

астрихтского мела с кремнями, а также аномально мощные толщи карбонатов.

Никаких особых следов полярных трансгрессий для рассматриваемого этапа не выявлено. О полярном растяжении свидетельствуют лишь мощные и относительно глубоководные позднеэоценовые трансгрессивные серии в геосинклинальных бассейнах Корякии и Сахалина.

На рубеже маастрихта и дания произошла великая регрессия, следы которой запечатлены во всех шельфовых и геосинклинальных бассейнах. Знаменательно, что лишь в одном из известных в настоящее время разрезов (в высокоширотной Олюторской зоне Корякско-Камчатской части Тихоокеанского пояса) выявлен непрерывный переход верхнемаастрихтских глубоководных осадков в нижнедатские. В рамках ротационной модели этот факт может свидетельствовать в пользу наибольшего растяжения полярного сегмента. Однако совершенно очевидно, что для объяснения всесветного регрессивного события на рубеже мела и палеогена возникает необходимость рассмотреть проблемы, связанные с подвижностью дна бассейнов и изменениями гипсографической кривой. В какой-то мере этому помогает сравнительный анализ трансгрессий и регрессий позднеэоценового и раннепалеоценового этапов, который приведен ниже.

Раннепалеоценовый (датско-монский этап). Во всех известных разрезах, отвечающих датско-монским эпиконтинентальным бассейнам, рассматриваемые отложения более мелководны, чем маастрихтские. Обмеление выразилось в виде перерывов в осадконакоплении, переходов в лагунные фации (Средняя Азия, Индостан, Юго-Западная Европа, Северо-Западная Сибирь), в фации органогенных построек и органогенно-обломочных осадков (Северо-Западная Европа, Восточная Европа, Закаспий) или в фации глинистых и глинисто-карбонатных илов (Прикаспий, Северо-Восточная Африка). Детальное изучение разрезов Северо-Западной Европы и Крыма позволило выявить следы двух экваториальных трансгрессий: датской и монской. Данные по Западной Африке свидетельствуют о нисходящем движении, вызванном "общим опусканием Африканского континента при относительной стабильности тектонического режима". В результате опускания "окончательно сформировался Суданский пролив, соединивший бассейны Средиземноморья и Гвинейского залива" [76, с. 134]. Этот факт, свидетельствующий об увеличении полярного сжатия фигуры Земли, подтверждается и малым распространением датско-монских морских отложений в высоких широтах. Здесь распространены лагунные и континентальные толщи. Исключение составляют морские отложения датского яруса рифтогенной континентальной окраины Западной Гренландии, содержащие прослойки туфов и магматических пород [97].

Таким образом, анализ эпиконтинентальных датско-монских бассейнов приводит к выявлению парадокса, неразрешимого с точки зрения одной лишь ротационной теории: на фоне экваториального характера трансгрессии происходило общее обмеление и сокращение площади низкоширотного шельфа.

Несколько иная картина выявляется при изучении геосинклинальных разрезов. Здесь во многих сохранившихся после ларамийской

фазы поднятия внутренних прогибах датско-палеоценовые отложения явно более глубоководны, чем нижележащие толщи, а во внешних прогибах более мелководны. Датский ярус в Сомхито-Агдамской зоне Малого Кавказа представлен меловыми толщами, залегающими резко несогласно на песчаных и песчано-детритовых косослоистых породах верхнего маастрихта и более древних дислоцированных толщах, вплоть до сантона. В краевых прогибах северозападного и восточного Предкавказья датский ярус, напротив, представлен в песчаных фациях, которые сменяют вверх по разрезу мело-мергельные породы маастрихта. Сходные данные получены и для северной ветви Тихоокеанского пояса. В Олюторской зоне датско-нижнепалеоценовые тонкозернистые терригенные толщи с многочисленными остатками глубоководных брахиопод *Abyssothyris* и *Frieleia* постепенно переходят в аналогичные толщи маастрихта, содержащие редкие остатки аммонитов, иноцерамов и единичных *Abyssothyris*. По мере перехода к Центрально-Корякскому миогеосинклинальному прогибу в районе Хатырского поднятия глубоководные датские отложения с *Abyssothyris* резко несогласно ложатся на мелководные терригенные и органогенно-обломочные породы маастрихта. В самой же миогеосинклинали данийпалеоценовые образования если и развиты, то в более мелководных, чем в Олюторской зоне флишоидных фациях [16] или же в угленосных фациях, как в краевых прогибах Пенжинской и Парापольско-Алганской зон. В более южных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса — Курильско-Камчатской, Сахалино-Японской в датском веке и палеоцене преобладали процессы орогенеза и магматизма, однако следы датского углубления в виде терригенно-туфогенных пород с *Abyssothyris* и *Frieleia* фиксируются после маастрихского перерыва и угленакопления на Южном Сахалине. Вероятно, это краевая, не самая глубокая часть прогиба, так как к северу и западу датский ярус распространен в континентальных фациях [36].

Таким образом, активизация геосинклинальных прогибов прилежащих к океану, обмеление и сужение эпиконтинентальных морей в датско-монскую эпоху при общем сохранении экваториального характера трансгрессии позволяют обнаруживать другие: тектоно-эвстатические, изостатические и гидрократические факторы, влиявшие как на изменение уровня Мирового океана в целом, так и на очертания и размеры отдельных бассейнов.

ПРОТИВОРЕЧИЯ НЕКОТОРЫХ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ С МОДЕЛЬЮ РОТАЦИОННОЙ ЭВСТАЗИИ

Анализ хода меловых трансгрессий и регрессий обнаруживает ряд явлений, не соответствующих идеальной модели перетока воды от экватора к полюсам и наоборот. Они заключаются в глобальных колебаниях уровня Мирового океана, которые в одних случаях проявлялись постепенно, а в других — скачкообразно. С другой стороны, выявлены несоответствия максимумов реальных трансгрессий экстремумам идеальной ротационно-эвстатической кривой.

Хронологическое несоответствие ротационных и

гидросферных явлений мелового периода проявляется в несовпадении максимумов полярного сжатия с максимумами экваториальных трансгрессий. Пространственный анализ бассейнов свидетельствует о существовании в меловом периоде трех крупных этапов ротационного режима Земли: позднелурско-неокомского, аптско-туронского и сеноноско-эоценового. Первый и третий этапы характеризовались замедлениями, а второй — увеличением скорости вращения Земли. При условии линейной осцилляции наиболее интенсивные экваториальные трансгрессии должны были развиваться на рубеже альба и сеномана, т.е. соответственно оси симметрии среднемелового ротационного этапа. Однако позднемеловой талассократический максимум, судя по батиметрической и площадной оценке шельфовых бассейнов, смещен по отношению к ротационному максимуму на 15 млн. лет и отвечает не альб—сеноману, а турону—сантону, т.е. этапу, когда уже проявилась тенденция к уменьшению полярного сжатия и скорости вращения Земли.

В целом следует отметить, что устойчивое накопление мощных толщ глубоководного пясчег мела в последующий кампанско-мастрихтский этап, когда ротационный режим Земли был весьма нестабильным (на нестабильность ротационного режима указывает чередование полярных и экваториальных трансгрессий и знакопеременное магнитное поле), плохо согласуется с идеальной моделью перетоков воды на эллипсоиде вращения.

Глобальные трансгрессивные и регрессивные фазы, ограничивающие применимость ротационной концепции. Некоторые экваториальные трансгрессии и регрессии мелового периода характеризуются аномальным поведением. Оно заключается в проявлении на фоне ротационно обусловленных тангенциальных движений гидросферы движений второго порядка — радиальных, которые выражены в виде резких скачков уровня Мирового океана.

Особо отчетливыми являются глобальные понижения уровня Мирового океана: барремский, предконьякский и датский. Эти понижения осуществлялись в виде локализованных во время скачков, подобных в какой-то мере внезапным спадам уровня океана в ледниковые эпохи. В отношении барремского и датского эвстатического спада уровня гидросферы имеются многочисленные данные. Менее изучен предконьякский гидросферный минимум. Он достаточно известен в экваториальных областях [26], однако, судя по разрезам Северо-Востока СССР, самая верхняя часть турона нередко отсутствует и в полярных областях, несмотря на развитие бореальной трансгрессии.

Барремская и финально—туронская глобальные эвстатические регрессии сменились глобальными трансгрессиями: раннеаптское и коньякское события, являясь, с одной стороны, трансгрессиями экваториальными, тем не менее известны во многих районах мира. Однако свидетельства общепланетарного повышения уровня океана после датского века не столь очевидны: в монском и танетском веках уровень Мирового океана повышался незначительно, несмотря на возвращение моря во многие бассейны, осушившиеся в датское время.

Таким образом, для объяснения рассматриваемых событий необ-

ходимо обратиться к "неротационным" факторам изменения уровня гидросферы. Хотя эти факторы косвенно и связаны с вращением планеты, однако они проявляются не в виде тангенциальных перетоков воды, а в виде радиальных спадов и подъемов уровня Мирового океана.

Тектоно-эвстатические факторы и методы их выявления. Рассмотрение тектоно-эвстазии возможно в рамках двух концепций: емкостной и изостатической. Первая связывает уровни гидросфер с емкостью бассейна, а вторая — с изостатическими колебаниями уровня океана в зонах с различной плотностью вещества твердых оболочек Земли.

Классический вариант емкостной концепции обуславливает изменение объема бассейнов влиянием локальных и региональных подвижек дна в эпиконтинентальных морях и океанах, а также "спазматических" (интенсивных, но спорадических) движений в пределах мобильных поясов. "Неклассические" представления [67, 68, 92] основаны преимущественно на расчетах интенсивности подъема срединно-океанических хребтов при разных скоростях и режимах раздвижения литосферных плит. Эти представления, таким образом, охватывают явления спрединговой эвстазии. Достаточно известны и многочисленные идеи, высказанные по поводу изменения объемов или гипсометрии бассейнов геологического прошлого. Однако интерес представляют лишь данные конкретных расчетов, так как только на основании применения количественных методов можно сравнить полученные выше "ротационные" данные с имеющимися в литературе сведениями, основывающимися на "неротационных" моделях трансгрессий и регрессий. Последние выявляются при учете эволюции суммарных площадей суши и моря, скоростей разрастания океанического дна, глубин эпиконтинентальных морей, высот геоида, моделей мантийской конвекции и прочее.

Кривые затопления областей современной суши, впервые построенные венгерским геофизиком Эдьедом с связи с разработкой концепции расширяющейся Земли, были подвергнуты критике в работах Уайза [77] и Клиге [33]. Показано, что общая тенденция уменьшения площади гидросферы в течение фанерозоя является кажущейся в связи с неточностью подсчетов площадей акваторий палеозоя по сравнению с мезокайнозоем. Однако иллюзорность эвстатического понижения уровня гидросферы связана с иным методическим просчетом: данный метод допускает формальное отождествление консолидированных фанерозойских складчатых поясов, входящих ныне в состав континентов, и их геосинклинальной стадии развития. Если учесть исторический критерий — последовательный рост площади континентов — и рассчитывать площади трансгрессивных компонентов только для консолидированных структур, наклон кривой будет существенно меньше. Можно полагать, что он все же сохранится за счет проявления эффекта Карпинского: платформы, окруженные активными геосинклиналями, испытывали погружения. Кроме того, кривые трансгрессий построены без учета пространственного перемещения континентов. Между тем совершенно очевидно, что степень их затопления при полярном или экваториальном расположении материковых глыб будет различной.

Интерес представляет и соображение об эволюции гипсографической

кривой поверхности Земли в связи с направленным развитием геосинклинального процесса и периодическим появлением ледниковых шапок [25, 33].

Таким образом, анализ кривых затопления, с одной стороны, приводит к убеждению, что они построены без учета ряда фундаментальных историко-геологических закономерностей, но вместе с тем свидетельствуют о значительной роли изостатического фактора, который способствовал перетоку масс и колебанию уровня воды в древних бассейнах.

Анализ кривых изменения скоростей разрастания океанического дна. Известно, что изменение скорости спрединга приводит к изменению объема срединных хребтов океана [68]. Теоретические расчеты [95] свидетельствуют, что большим объемом срединные хребты обладают при повышенных скоростях раздвижения литосферных плит. По расположению полосовых магнитных аномалий были получены скорости движения различных плит литосферы, анализ которых [72] привел к заключению о соответствии великой меловой трансгрессии эпохе наиболее интенсивного спрединга.

Нетрудно, однако, убедиться, что точность подсчета скоростей спрединга является, по крайней мере на сегодняшнем этапе исследований иллюзорной. Прежде всего не устранено противоречие между локальным и глобальным уровнями движения плит. Для получения достоверной картины, которая могла бы указывать на общепланетарное изменение емкости Мирового океана, необходима разработка методики подсчета интегрального эффекта разрастания. Дифференциальные же эффекты спрединга для многих плит, как известно, противоположны. Существуют и другие методические неясности, если не подрывающие достаточное основание, то по крайней мере ограничивающие применение далеко идущих выводов по кривым скоростей спрединга: неточность исходных радиохронометрических данных, подсчет скоростей по ширине между аномалиями, отсутствие модели интегрального изменения объема океана (наряду с изменением высоты и ширины срединных хребтов изменяются и глубины краевых частей океана: субдукционная изостазия, изостатические эффекты в пассивных окраинах) и др. Но наиболее существенными и нерешенными являются проблемы изменения скорости разрастания океанического дна в связи с изменениями фигуры Земли.

Современная мобилистская геодинамика использует для плитотектонических расчетов теорему Эйлера, справедливую для идеальной фигуры — сферы с неизменным радиусом. Учет явлений перетоков вещества с изменением степени полярного сжатия реальной Земли, несомненно, потребует разработки иного математического аппарата для модели, которая будет исходить из синтеза конвекционной и ротационной концепций.

При увеличении полярного сжатия, как это показано В.А. Красиловым [37], должна увеличиваться скорость разрастания приэкваториальных рифтовых зон и растяжение геосинклинальных прогибов, а при уменьшении сжатия — увеличивается спрединг полярного океанического сегмента.

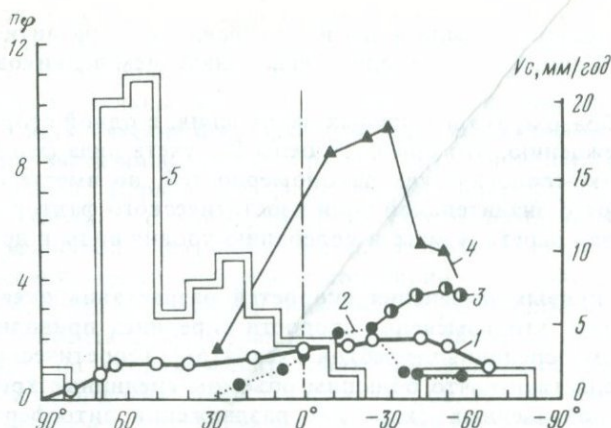


Рис. 36. Графики широтного распределения скоростей спрединга и полюсов вращения современных литосферных плит и микроплит, иллюстрирующие геодинамическую асимметрию верхней мантии Земли

1 — Атлантическая рифтовая система, 2 — Индо-Африканская система, 3 — Австралийско-Антарктическая система, 4 — Восточно-Тихоокеанская система, 5 — гистограммы полюсов относительного вращения литосферных плит и микроплит (по материалам сводок О.Г. Сорохтина [68], Л.П. Зоненшайна и Л.И. Савостина [20] и др.)

Описанные явления геодинамической симметрии, давно уже разработанные теоретически и подтвержденные экспериментально в рамках ротационной концепции, не могли быть обойдены и геофизиками. По свидетельству М.Н. Жаркова [17], плиты, расположенные в полярных зонах, движутся медленно, а плиты, расположенные в экваториальной области, движутся быстро. Это правило в неявном виде (ввиду локальности плитотектонических моделей по сравнению с ротационными) связывается с двумя другими, исходящими из рассмотрения свойств самих плит и их границ. Не отвергая влияния этих параметров на характер геодинамических процессов, можно показать, что рассматриваемое правило объяснимо и с позиции ротационной геодинамики: для современной (межледниковой) эпохи характерно увеличение скорости вращения Земли и интенсивности полярного сжатия ее фигуры [29, 71, 72, 73].

Не менее важной является отмеченная многими исследователями и геодинамическая асимметрия Земли. Ее особенности обнаруживаются при анализе широтного распределения ряда параметров перемещения плит (рис. 36).

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о необходимости нового подхода к изучению скоростей разрастания океанического дна в меловом периоде, основывающегося на глобальном анализе симметрии и асимметрии указанного процесса. Имеющиеся же данные позволяют лишь на качественном уровне — по намечающимся экстремумам скоростей разрастания — осуществлять корреляцию между геодинамическими событиями в океанах и палеогеографическими событиями на континентах. Однако эта корреляция допустима лишь на уровне долгопериодного характера возмущений литосферы и гидросферы. Для объяснения же катастрофических событий, подобных

великой эвстатической регрессии на рубеже мастрихта и дания, требуются иные подходы в рамках той же теории, но связанные с анализом зон сжатия литосферных плит. Эти подходы более или менее подкреплены эмпирически (ларамийская фаза тектогенеза и связанные с ней глубоководные компенсационные прогибы в активных континентальных окраинах и геосинклиналях), но не обеспечены, модельными расчетами, подобно тому, как это разработано по профилям срединных океанических хребтов.

В целом анализ имеющихся материалов свидетельствует об отсутствии достоверной корреляции между долгопериодными составляющими процессов спрединга и мировых трансгрессий. Наибольшая скорость разрастания срединных хребтов относится к аптско-альбскому этапу, а наиболее интенсивные трансгрессии — к туронско-кампанскому этапу.

Отмеченное хронологическое несоответствие подрывает энтузиазм, основывающийся на расчетах, связанных с движением поверхностных оболочек Земли и заставляет обратиться к иным геофизическим концепциям.

Конвекция в нижней мантии и геоидная эвстазия. Наиболее веским основанием, заставляющим акцентировать внимание на глубинных геодинамических процессах, является факт устойчивого существования шельфовых бассейнов в одних и тех же широтно-долготных зонах Земли. Наиболее крупные ундуляции геоида, описывающиеся сферическими гармониками низких порядков, известны с позднего палеозоя, когда оформился современный план асимметрии гидросферы: антиподом переодически осушаемого бореального шельфа всегда был нотальный континент. Эта ситуация проявляется и при широтном анализе ундуляций современного геоида (рис. 37а), но наиболее контрастно она проявилась в течение мелового талассократического этапа, когда эпиконтинентальные моря северного полушария охватывали обширнейшую площадь континентальных глыб Лавразии и северной части Гондваны.

Долготный анализ современного геоида (рис. 37б) иллюстрирует асимметрию гидросферы западного и восточного полушарий. Наложение аномалий водных уровней на мобилистские реконструкции континентов мезо-кайнозоя указывает на утойчивость существования эпиконтинентальных морей Старого Света (Европа, Африка, Западная Азия) по сравнению с узкими эпигеосинклинальными бассейнами Нового Света и устойчивостью континентальной суши Центральной и Восточной Азии. Рассматриваемая асимметрия четко проявилась с позднего мела. Очертания шельфов юры и раннего мела не совпадают с областями положительными ундуляций современного геоида. Это свидетельствует (в случае достоверности мобилистских реконструкций Брайдена и соавторов) о смещении зон геоидальной эвстазии во времени.

Полученные эмпирические данные совпадают с теоретическими расчетами. Поскольку установлено, что источники крупнейших ундуляций геоида связаны с плотностными неоднородностями на границе нижней и верхней мантии [74, 75], т.е. в диапазоне глубин 700—900 км было показано [4], что для латерального перемещения источника аномалий

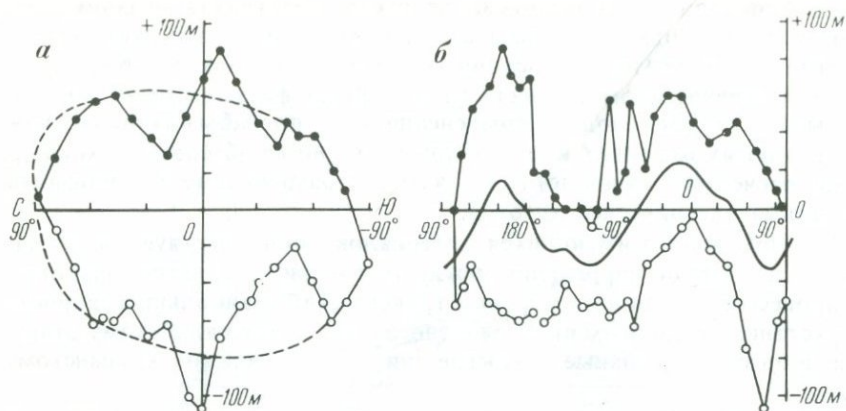


Рис. 37. Распределение экстремумов современного геоида по широтам (а) и долготам (б), иллюстрирующие: геодинамическую асимметрию глубокой мантии Земли (составлено по данным геоида Марша и Винсента, приведенным в работе А.С. Молина [52])

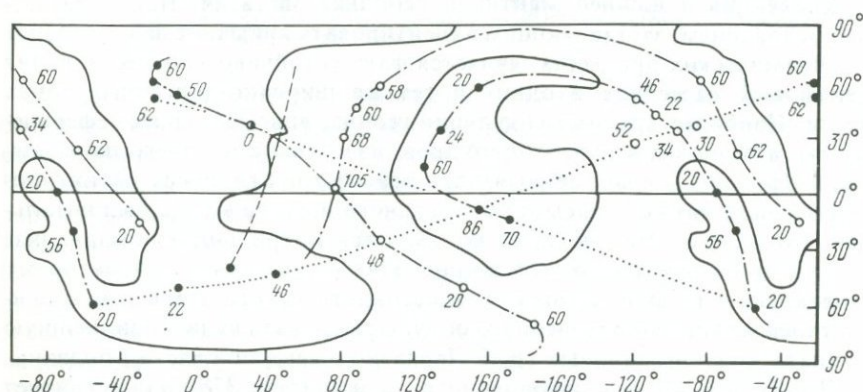


Рис. 38. Генерализованная схема основных аномалий геоида Марша и Винсента 1975 г. и предполагаемые элементы их динамической симметрии
Пунктирной линией обозначена Урало-Африканская ступень

на 100 км вследствие фазовых преобразований вещества под влиянием изменения температуры потребуются не менее $3 \cdot 10^8$ лет. С другой стороны, учитывая сложную структуру аномалий [9] и значительную вязкость нижней мантии, было показано, что на протяжении $\sim 10^6$ лет источники крупнейших аномалий располагались практически в пределах нынешних географических координат [4].

Можно полагать, что эволюция геодальной эвстазии, выявленная при сравнении геодезических и палеогеографических данных, отражена и в геометрических особенностях аномалий (рис. 38). Волны геоида закономерно расположены по отношению к экватору. С другой стороны, положительные ундуляции, судя по очертанию, обладают как бы вихревой структурой, что предполагает наличие у них симметрии вращения, а расположение крупнейших положительных экстремумов на

единой спиральной кривой (прямая линия на картографической проекции) заставляет предположить наличие переносной симметрии.

Дальнейший прогресс в изучении геодной эвстазии связан с выявлением и модельным описанием зон глубинной геодинамики, так как в последние годы выявлена автономность конвекции нижней мантии [17]. Обнаружение аномалий палеогеоида связано с совершенствованием методов палеогеографических и мобилистских (плитотектонических) реконструкций. Физическое же описание характера геодинамических процессов представляется делом будущего. Можно полагать, что конвекция нижней мантии представляет собой волновой процесс с образованием стоячих волн — солитонов, которые сравнительно недавно стали объектом пристального внимания различных областей современной физики.

Геодные эффекты, связанные с конвекцией в верхней мантии. В предыдущем разделе рассмотрена зависимость движений гидросферы от кардиоидальной (циркумарктической) и долготной (меридиональной) составляющих, потенциалы силы тяжести которых отличаются наибольшей устойчивостью вследствие низких скоростей конвекции вещества глубокой мантии.

Эллипсоидальная составляющая геоида, несомненно, обусловлена быстрыми перетоками вещества, имеющими скорость $\sim 10^4$ лет [29]. С этими же релаксационными движениями верхней мантии связаны и региональные аномалии силы тяжести, которые описываются гармониками более высоких порядков. Именно таким образом можно объяснить распространение ряда мезозойских морских бассейнов далеко за пределами основных положительных ундуляций геоида. Это относится к меловым акваториям Приуралья, Закаспия, Западной Сибири, Австралии, запада Северной Америки, к юрским акваториям Восточной Африки и др. Особо неустойчивыми оказываются зоны перепада геопотенциала, подобные Урало-Африканской аномалии [35], с которой связан пояс разновозрастных и генетически разнородных базитов. С этой ступенью в зоне отрицательной индуляции геоида длительное время была связана цепочка эпиконтинентальных морей, начиная от юрских бассейнов Восточной Африки и кончая плиоценово-четвертичными меридиональными морями Каспия и бассейнами Туранско-Западносибирской системы.

Среднемеловой морской бассейн Австралии возник в геодинамически более устойчивой зоне, и поэтому существовал относительно короткое время в период последней активности фазы рифтогенеза. Другие, более интенсивные фазы трансгрессий мелового периода Австралийский континент почти не затрагивали и охватывали лишь его окраины. Именно геодным характером австралийской среднемеловой трансгрессии и можно объяснить ее эпизодичность.

Геодная составляющая могла вносить дополнительный вклад в повышение уровней морских бассейнов платформенных прогибов, т.к. при перетоках вещества астеносферы активизировалась решетка глубинных разломов и вдоль нее формировались локальные положительные аномалии силы тяжести.

Оценка роли седиментационной эвстазии. Весьма вероятным меха-

низмом изменения емкости Мирового океана является изменение скорости седиментации на окраинах континентов. Для оценки влияния седиментационно-эвстатического фактора требуются детальные подсчеты объемов и скоростей накопления осадков океанического ложа, континентальных окраин и платформенных прогибов. Эта сложная задача решена отчасти работами А.Б. Ронова и его последователей. Однако трудность полной реконструкции седиментосферы связана с существованием процессов субдукции, изменения критической компенсационной глубины карбонатакопления в океанах, явлений поздневторичного размыва на континентах и разнообразных постседиментационных процессов, существенно преобразующих первичные объемы осадков. Ввиду отсутствия данных о глобальной седиментации можно попытаться на данном этапе исследований опрелелить лишь некоторые подходы к оценке вероятной роли седиментационной эвстазии.

Накопившиеся за последние десятилетия данные о скоростях осадконакопления в океанах [41] позволяют сопоставлять воедино в рамках седиментационно-эвстатической модели датско-палеоценовую регрессию и датско-палеоценовый минимум осадконакопления. Однако эта корреляция обладает малой достоверностью, т.к. неизвестны объемы осадков, накопившиеся в указанное время на континентальных окраинах.

Для оценки возможного влияния седиментации как эвстатического фактора был произведен подсчет максимальных скоростей осадконакопления в геосинклинальных и платформенных прогибах юга СССР и сопредельных стран в мезозое и кайнозое (рис. 39). Эти данные сравнивались с кривой изменения ротационного режима Земли, вычерченной в условном масштабе и сглаженной по периоду ~80 млн. лет. Анализ кривых выявил следующие закономерности:

Наибольшие величины максимальных скоростей накопления морских осадков в платформенных прогибах приурочены к ротационным максимумам, наименьшие — к ротационным минимумам.

Континентально-лагунные серии в платформенных прогибах тяготеют к ротационным минимумам.

Наибольшее значение максимальных скоростей осадконакопления в геосинклиналях отвечают лишь двум ротационным максимумам — юрскому и неогеновому. Позднемеловой ротационный максимум в геосинклинальных бассейнах Тетис седиментационно не выражен.

Для ряда эпох (баррем, олигоцен, поздний миоцен) отмечены противоположные значения скоростей седиментации: седиментационным максимумам морских серий в геосинклиналях отвечают высокие темпы осадконакопления континентально-лагунных толщ на платформах.

Падение скоростей осадконакопления на рубеже мела и палеогена выражено лишь для платформенных зон.

Если принять в качестве вероятной гипотезу о вытеснении воды осадками, можно показать, что меловой талассократический максимум никак не связан с интенсивным осадконакоплением в геосинклиналях. Что касается юрских и неогеновых трансгрессий, то

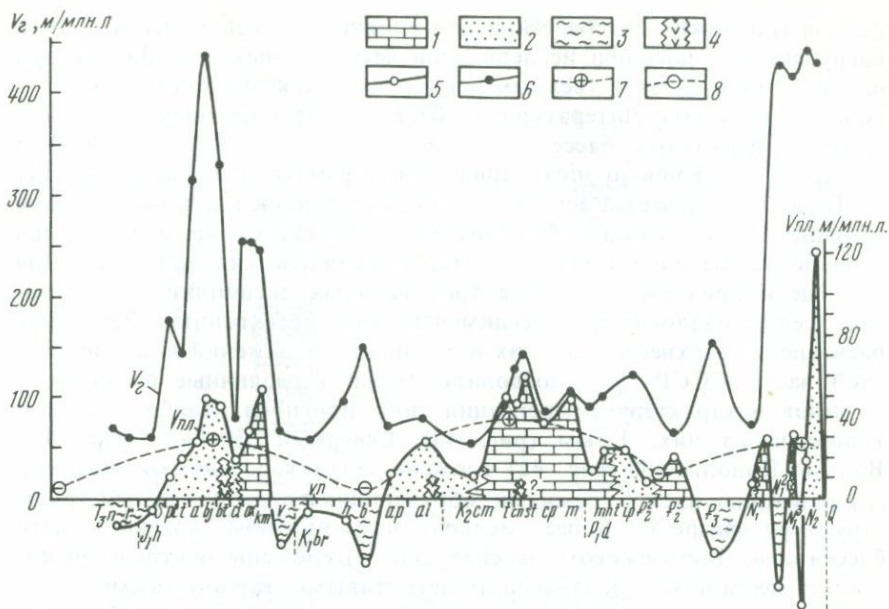


Рис. 39. Графики изменения среднеарифметических значений максимальных скоростей осадконакопления в платформенных прогибах южной части Русской плиты и геосинклинальных прогибах, окаймлявших центральную часть области Тетис, в мезозое и кайнозое

1—4: формации платформы: 1 — карбонатная, 2 — трансгрессивная и регрессивная терригенные, 3 — лагунные, 4 — трапповая; 5 — график скоростей осадконакопления в платформенных бассейнах; 6 — график скоростей осадконакопления в геосинклинальных бассейнах; 7 — области максимумов ротационной кривой; 8 — области минимумов ротационной кривой

они вполне могли быть частично вызваны седиментационно-эвстатическим фактором. Однако более внимательный подход к анализу рассмотренных кривых показывает, что в данном случае мы имеем дело с иным классом природных явлений; ротационно-обусловленным сжатием и растяжением прогибов, а также связью темпов осадконакопления со степенью размыва континентов и интенсивностью вулканизма. Эти соображения позволяют предположить, что седиментационный фактор лишь дополнял ротационную и геоидную эвстазию и вряд ли мог существенно влиять на глобальное изменение уровня Мирового океана. Для мелового периода наибольшее влияние при этом могли оказывать не осадки геосинклинальных бассейнов Тетис, а осадки активной континентальной окраины Восточной Азии, в прогибах которой в течение мела нередко накапливалось до 10 км терригенных и вулканогенных пород [51].

При рассмотрении явлений седиментационной эвстазии следует учитывать, что они нивелировались изостатическими и субдукционными эффектами, которые выражались в прогибании дна бассейнов и затягивании осадков в зону поддвига литосферных плит. Эти явления были свойственны не только массам осадков, но и массам воды.

Гидроизостатические эффекты и их проявление в особенностях позднемеловой седиментации. Реальность гидроизостатических эф-

фектов (подвижек дна бассейна под влиянием изменяющейся водной нагрузки) доказана при исследовании четвертичных бассейнов и при наблюдении над искусственными гидротехническими сооружениями — водохранилищами. Литературный обзор в области проблем гидроизостазии четвертичных бассейнов и расчеты погружений дна Тихого океана в голоценовую эпоху приведены в работе Д.Д. Бадюкова [4].

Палеотектонические аспекты гидроизостазии представляются делом будущих исследований. На данном этапе знания возможна лишь разработка методов выявления гидроизостатических эффектов. Для этой цели привлечены данные трех научных дисциплин: стратиграфии, седиментологии и конседиментационной тектоники. Детальное расчленение верхнесеноманских и туронских отложений юга Европейской части СССР [30] позволило выявить различные по полноте разрезов и характеру компенсации типы прогибов. Наиболее глубоководные из них: Крым (рис. 40), Северный Донбасс (рис. 41), Вольно-Подольский (рис. 42) сложены планктоногенными фациями кокколитовых илов с кремнями, образующими сложную ритмическую структуру разреза. Более мелководные прогибы краевой части бассейна на Воронежском массиве (рис. 43) сложены бентосными фациями: песчано-карбонатными и детритовыми карбонатными отложениями без кремней, как правило, компенсирующими прогиб в течение накопления одного элементарного ритма. Прогибы Вольно-Подольской плиты характеризовались переходным режимом осадконакопления: здесь известны как планктоногенные фации некомпенсированного прогибания, так и донные детритовые фации, либо фации смешанного типа. В общем количество кремневых прослоев в изученных разрезах закономерно увеличивается к югу по мере удаления от прибрежной части шельфа. Этот факт, а также трансгрессивное залегание кремней на разновозрастных ритмах турона (см. 42) позволяет прийти к выводу о первичной планктоногенной природе кремневого вещества, в противовес высказанному ранее предположению [30] о его связи с донными организмами — губками. Фации губковых лугов, напротив, маркируют не основание трансгрессивных полуритмов, а регрессивные полуритмы и в большинстве разрезов Донбасса и Вольно-Подолья кремней почти не содержат.

Гидроизостатические эффекты проявляются в регионах, характеризующихся наибольшей реологической подвижностью корового субстрата. При относительно небольшой мощности осадочного слоя и близости залегания кристаллического фундамента, как это имеет место на Вольно-Подольи и Воронежском массиве, фации и мощности изученных разрезов изменяются незначительно, а большинство элементов их ритмической структуры может быть прослежено на расстояниях в десятки и даже сотни километров (см. рис. 42, 43). В осадочных бассейнах окраин Донбасса и Горного Крыма, характеризующихся существенным ростом мощности осадочного слоя по мере удаления от складчатого фундамента, давление столба воды в периоды максимальных туронских трансгрессий активизировало клавишную тектонику и реологически неустойчивые осадки и породы нижележа-

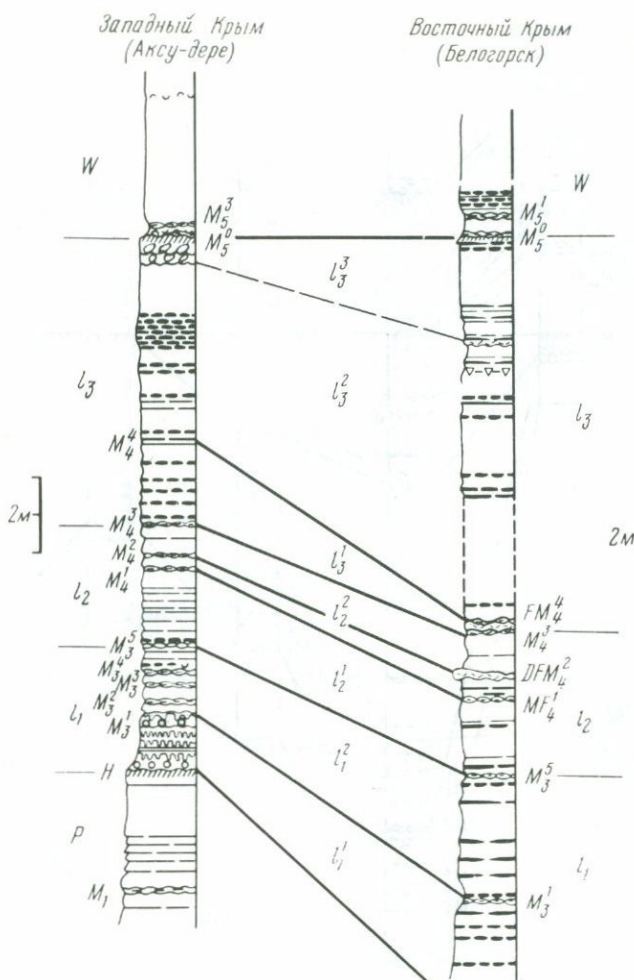


Рис. 40. Схема седиментологической и стратиграфической корреляции разрезов нижнего турона Горного Крыма, иллюстрирующая изостатическое прогибание Восточного Крыма
p — пленусовая зона верхнего сеномана; *l* — лабная зона (нижний турон), *W* — зона woolgari верхнего турона; *M* — бентонитовые горизонты; *MF* — кремнево-бентонитовые прослои, *DFM* — детритово-кремнево-бентонитовые прослои. Условные обозначения для колонки разрезов см. на рис. 42

щих толщ мезозоя и палеозоя. Вблизи складчатого Донбасса (Лисичанск, Закотное) разрезы турона сложены относительно мелководными, как правило, бентогенными (детритовыми) фациями и сильно сокращены по полноте и мощности. Разрезы, приуроченные к зоне солянокупольной тектоники северо-западной окраины Донбасса, характеризуются резким скачком мощностей и увеличением глубоководности отложений турона, особенно в зонах Краматорской и Кременецкой мульды. Разрезы Славянского купола и Каменского поднятия (Сеничено) имеют сокращенную мощность и обогащены бентогенными фациями (губковыми, иноцерамовыми, брахиоподовыми бан-

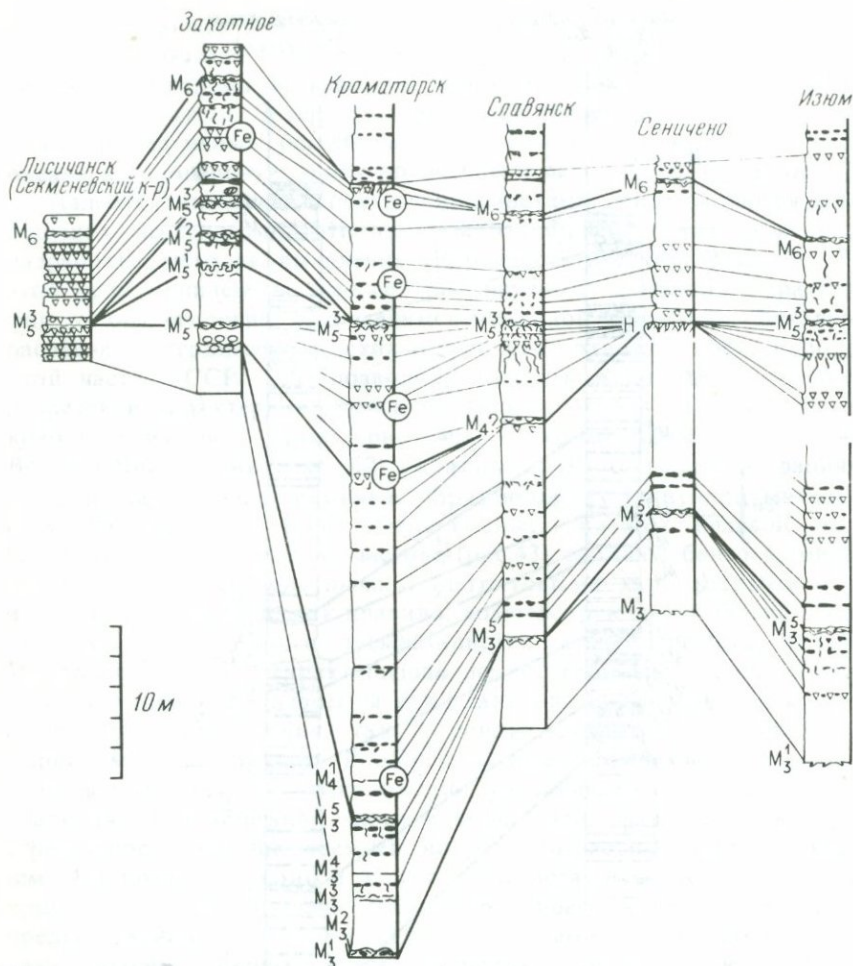


Рис. 41. Схема седиментологической корреляции разрезов турона Северного Донбасса, иллюстрирующая гидроизостатический характер колебаний дна в зоне солянокупольной тектоники

Условные обозначения для колонок см. на рис. 42

ками, реже — криноидными известняками). Выявленная конседиментационная дифференциация туронских структур Донбасса, несомненно, обусловлена реологически неустойчивым субстратом, сложенным глинистыми толщами мезозоя и эваларитами палеозоя. Проблемой является механизм, вызывающий деформацию: гидроизостазия или складчатость регионального сжатия. Наличие стратиграфических перерывов, выявляемых ниже подошвы бентонитовых горизонтов, указывает на существование эпох, в течение которых осадочные толщи Донбасса подвергались сжимающим напряжениям, а самые молодые осадки присводовых частей структур — размыты. Последующие трансгрессивные фазы абрадируют возникавшие структуры, способствуя дальнейшему ранневторичному размытию туронских осадков.

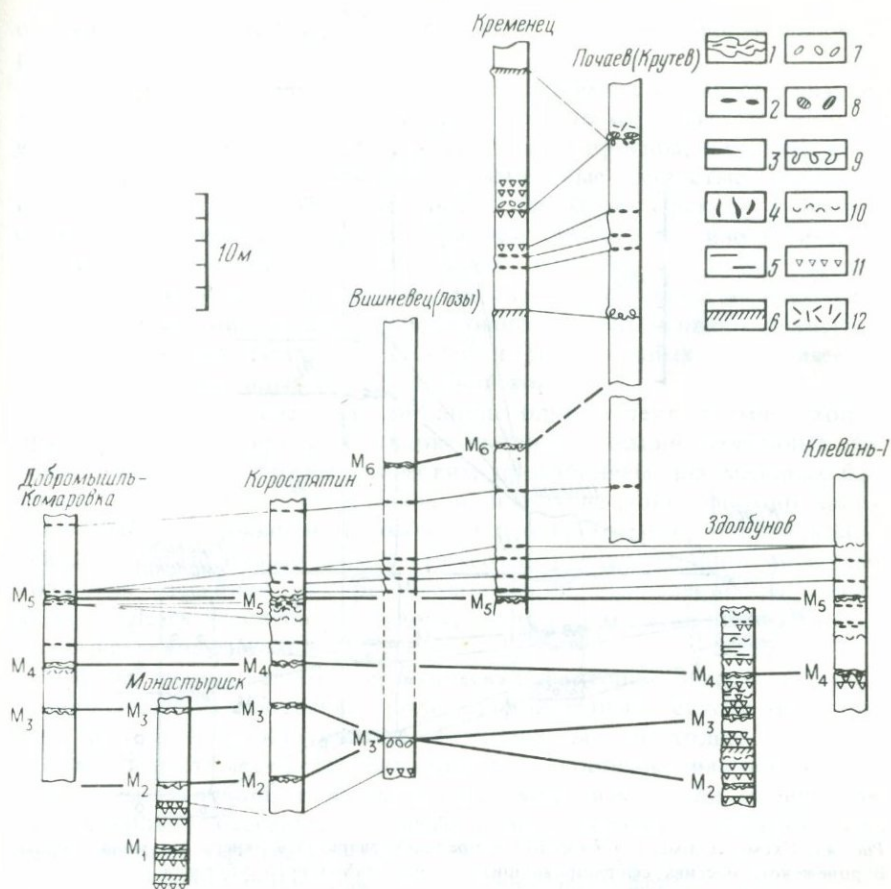


Рис. 42. Схема седиментологической корреляции разрезов верхнего сеномана — турона Волыно-Подольской плиты, иллюстрирующая ограниченность гидроизостатических движений дна

1 — бентонитовые прослои; 2 — кремневые желваки; 3 — пластовые кремни; 4 — палочковидные кремни по норам ракообразных; 5 — тонкие глинистые поверхности раздела; 6 — твердые грунты; 7 — конгломераты; 8 — фосфориты; 9 — ходы ракообразных; 10 — скопления целых раковин; 11 — губковые горизонты; 12 — детритовые горизонты

Однако структурные контрасты этой стадии все же создавались другим механизмом — гидроизостазией. Об этом свидетельствует рост мощностей элементарных ритмов и увеличение степени планктоногенности фаций (кремни, кокколитовые илы) в разрезах, принадлежащих конседиментационным прогибам.

В разрезах Горного Крыма гидроизостатические эффекты проявлялись в периферической части Индоло-Кубанского прогиба (Белогорск), выполненного флишевыми и флишоидными существенно глинистыми толщами юры и нижнего мела. Здесь развиты в основном планктоногенные фации: фарфоровидные известняки и писчий мел с частыми прослоями ленточных кремней (см.рис.40). В разрезах Западного Крыма туронские отложения формировались на маломощ-

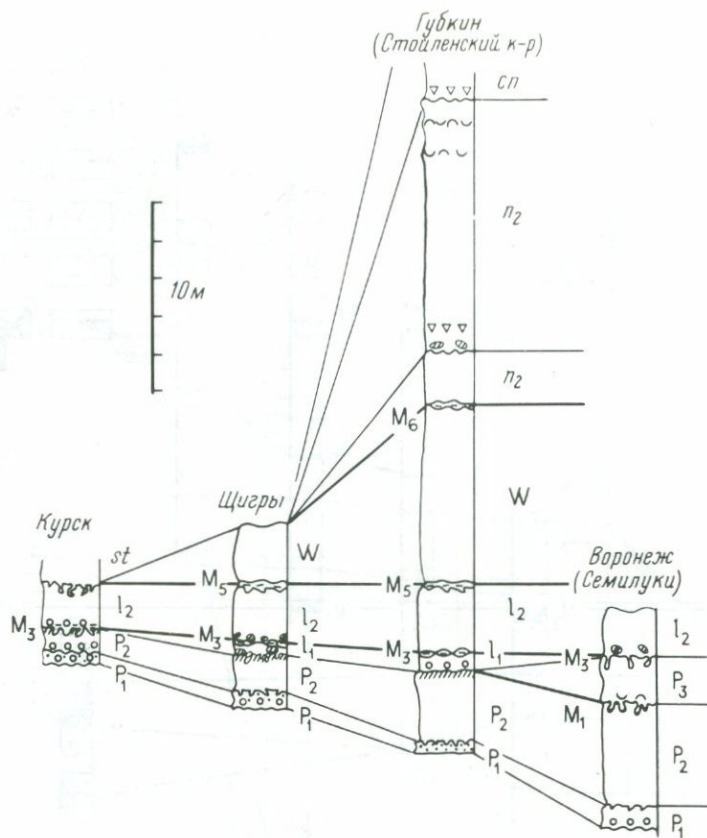


Рис. 43. Схема седиментологической корреляции разрезов верхнего сеномана—турона Воронежского массива, сформировавшихся в зоне стабильного субстрата
Условные обозначения см. на рис. 42

ном чехле, покрывавшем консолидированное складчатое киммерийское основание. Вследствие этого гидроизостатические эффекты, по-видимому не играли существенной роли. В условиях относительно стабильного субстрата здесь часто формировались бентоненные фации: мергели с горизонтами ихнитов — ходов ракообразных, брахиоподовые, иноцерамовые банки, известняки с многочисленными панцирями морских ежей, твердые грунты. Кремневые прослои сосредоточены здесь лишь в верхней части лабиатовой зоны, однако пластовые их модификации практически отсутствуют.

Проявления изостазии в условиях реологически неустойчивого субстрата прогибов Донбасса и Восточного Крыма выразились и в особенностях диагенетической деформации кремней и заключенных в них органических остатков. Туронские пластовые кремни из Белогорского разреза осложнены микросбросами, а толстостенные раковины иноцерамов, створки брахиопод и панцири морских ежей из разрезов турона Кременецкой мульды (Донбасс) сильно сжаты или раздроблены. Разрезы турона, расположенные вблизи герцинского складчатого

основания Донбасса, заключают чаще всего недеформированные раковины.

В связи с вышеизложенными наблюдениями становится понятной аномально высокая мощность и кремнисто-карбонатное сложение верхнемеловой формации Датско-Польского прогиба, в составе которого широко развиты триасово-раннемеловые глинистые породы и цехштейновые (пермские) эвапориты. По мере перехода к герцинским и каледонским поднятиям Западной Европы гидроизостатические эффекты существенно не проявлялись, и фации писчего мела с кремнями были развиты здесь весьма слабо. Отдельные же кремневые горизонты формировались в эпохи наиболее интенсивных трансгрессий, либо в результате локальных и региональных тектонических подвижек тех или иных блоков земной коры.

В данном разделе охвачен лишь один аспект кремнеаккумуляции: связь апвеллинговых планктоногенных фаций начальных фаз трансгрессий с гидроизостатическим прогибанием дна меловых бассейнов. Естественно, существовали и другие зоны формирования, связанные: 1) с выносом вулканогенного кремнезема эвгеосинклиналей, 2) с обогащенными кремнеземом относительно холодными водами полярных бассейнов, 3) с режимом течений, выносивших растворенный кремнезем в мелководную зону, где развивались донные организмы с кремневым скелетом и пр.

Общая оценка тектоно-эвстатических факторов. Завершая раздел, посвященный рассмотрению роли разнообразных тектоно-эвстатических и тектоно-изостатических факторов, мы приходим к выводу, что все известные на сегодняшний день соображения, наблюдения и расчеты, основанные на различных механизмах или моделях перетока воды в бассейны гидросферы, не в состоянии объяснить два феномена меловых трансгрессий:

1. Общего аномально высокого уровня гидросферы.

2. Резких понижений уровня Мирового океана, приводивших к кратковременному общему сокращению площади шельфа.

Однако феноменальность поставленных проблем лишь кажущаяся, так как она обусловлена методологической ограниченностью приложенных к ним концепций. Прежде всего безуспешной является попытка анализа трансгрессий с помощью одних лишь методов физики Земли. С другой стороны, недопустимо игнорировать исторический аспект и рассматривать динамику гидросферы, находящейся в условиях лишь неледникового климата. Проблема изменения уровней Мирового океана наиболее разработана для эпох развития материковых оледенений.

Таким образом, снятие геофизических и историко-геологических ("неледниковых") ограничений заставляет рассмотреть как одну из наиболее важных проблему гидроэвстазии, связанную с изменением общего количества воды в Мировом океане, и геохимические данные, которые могли бы свидетельствовать об увеличении или уменьшении объемов воды.

Некоторые геохимические аспекты выявления меловой гидроэвстазии. Осуществившаяся в течение последних десятилетий революция в науках о Земле положила начало оценкам взаимодействия подвиж-

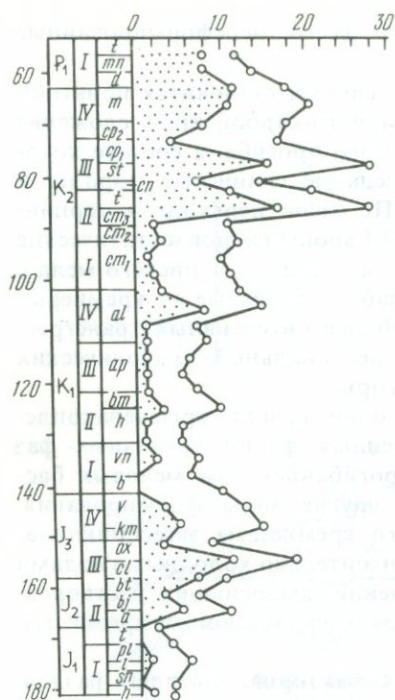


Рис. 44. Графики изменения частоты встречаемости кремнистых пород в мезозойских и раннекайнозойских прогибах Земли

Крапом обозначены прогибы платформы и миогеосинклиналей; на оси абсцисс — количество регионов

ных оболочек. Одним из важнейших аспектов исследований в этом направлении является качественный и количественный анализ флюидов, перемещающихся в системе атмосфера—океан—земная кора при активном участии живого вещества. "Протаскивание" воды через эти оболочки приводит к направленному циклическому изменению ее состава и массы в каждой из геосфер.

Состав и объем вод Мирового океана зависят от речного стока, определяемого площадью континентов, и субмаринной гидротермальной деятельностью, определяемой интенсивностью вулканизма. В геологическом прошлом не всегда существовали столь огромные, как

сейчас, речные бассейны, а гидротермальный вынос был более активным, т.к. земная кора развигивается направленно в сторону увеличения площади континентов и стабилизации тектогенеза [78]. Можно полагать, что меловой талассократический максимум частично мог быть обусловлен генерацией огромных и длительно существовавших систем разгрузки флюидов.

Решение проблем гидрозвстатии связано с прогрессом исследований в области глобальной геохимии [11, 62, 63, 78, 79] и геохимической палеонтологии [35]. А.Б. Ронов [63] впервые выявил прямую корреляцию между площадью гидросферы, объемами вулканогенных пород и CO_2 карбонатов в геологическом прошлом и тем самым обосновал геохимическую реальность существования позднемезозойского гидрозвстатического максимума и кайнозойского гидрозвстатического минимума.

Количественная оценка реального перераспределения флюидов в настоящее время еще не может быть осуществлена ввиду сложности процессов гидратации и дегидратации коровых масс. Наиболее реальной представляется косвенная оценка взаимодействия гидросферы и литосферы по изменению химизма океана. Этот процесс овеществлен в геохимической характеристике осадочных пород и ископаемых остатков организмов. Колебания содержаний наиболее легко переносимых химических элементов. (B, Na, Ca, Mg, Si, Cu, Zn, Fe, Mn) и изотопов кислорода, углерода, серы и стронция могут служить осно-

вой для суждения о масштабах тех или иных процессов дегазации магм и притока вод из окружающей среды.

Оценка разгрузки флюидов по распределению кремнистых пород.

В настоящее время можно считать доказанным, что подавляющая масса кремнистых пород платформ, миогеосинклиналей и отчасти эвгеосинклиналей связана с биогенной ассимиляцией кремнезема, выносящегося восходящими движениями из охлаждающихся флюидов [78]. Таким образом, количество прогибов земной коры, содержащих кремнистые породы (рис. 44), может указывать на интенсивность процессов гидротермального подтока в Мировой океан.

Наиболее интенсивное поступление кремнезема в гидросферу, судя по рис.44, было в оксфордском, туронском, кампанском и маастрихтском веках. Менее интенсивными являются байосская, волжская, барремская, альбская и датская фазы кремненакопления. Учитывая сложность взаимодействия магматических расплавов и вод океана (существуют как "сухие", так и "обводненные" магмы), можно лишь в нулевом приближении рассматривать колебание кремнеземистости пород прогибов как показатель гидроэвстазии. Для ряда трансгрессивных фаз: байосской, оксфордской, позднеальбской, туронско-коньякской, раннекампанской, вероятно, может быть справедливой прямая корреляция между увеличением кремнеземистости и объемом воды в океане. Однако барремская, позднемаастрихтская и датская эвстатические регрессии, выявляемые по данным площадного распространения морских бассейнов, напротив, характеризуются обратной корреляцией по отношению к кремненакоплению. По-видимому, в эти эпохи реакции с выносом кремнезема сопровождалась гидратацией магматических расплавов, что приводило к общему снижению уровня Мирового океана.

БИОГЕННОЕ НАКОПЛЕНИЕ МЕДИ И МАРГАНЦА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ГИДРОЭВСТАЗИИ

Медь и марганец легко переносятся водами гидротермальных растворов. Для проверки концепции гидротермального обогащения вод было изучено распределение химических элементов в раковинах современных двустворчатых моллюсков из Красного и Средиземного морей (табл. 6).

Таблица содержит результаты сравнения модальных значений (в процентах) некоторых химических элементов в преимущественно арагонитовых раковинах двустворок, собранных в районе г. Александрии д-ром Абдель Аалем (Александрийский университет) и в районах северо-западной части Красного моря д-ром Абдаллой Хигабом (университет г. Асьют, АРЕ).

Наибольшее биогеохимическое различие рассматриваемых бассейнов проявляется в накоплении организмами бора, кремния, марганца и меди. Учитывая, что воды этих морей испытывают воздействия гидротермальных подтоков, а речной сток в Красное море крайне

Таблица 6

Распределение химических элементов в раковинах современных двустворчатых моллюсков Красного и Средиземного морей

Наименование химических элементов	Элементы, характеризующиеся более интенсивным биогенным накоплением ¹	
	Красное море (%)	Средиземное море (%)
B		0,00100 (0,00025)
Na		1,5 (1,0)
Al	0,3 (0,2)	
Si		0,10 (0,05)
Ti		0,015 (0,010—0,015)
Mn	0,008 (0,001)	
Fe		0,25 (0,20)
Cu	0,002—0,005 (0,0008)	
Zn	0,008—0,010 (0,008)	
Pb		0,005—0,010 (0,005)

¹В скобках приведены меньшие модальные значения содержаний химических элементов из сравниваемого бассейна.

незначителен, можно полагать, что высокая интенсивность биогенного накопления меди и марганца обусловлена именно влиянием флюидов, выщелачивающих эти элементы из лав и окружающих пород.

Привлечение данных по биогенному накоплению меди и марганца плейстоценовыми моллюсками Черного моря (рис. 45) показало, что содержание в раковинах меди в этом бассейне существенно понижено по сравнению с Красным и Средиземным морями, являющимися областями активного вулканизма. С другой стороны, черноморские раковины существенно обогащены марганцем, выносимым многочисленными реками и поверхностными водами.

Таким образом, наиболее надежными индикаторами гидротермальной метаморфизации вод Мирового океана, а следовательно, и явлений гидроэвстазии, могут являться данные о биогенном накоплении меди. В меньшей мере это справедливо для марганца, так как в условиях гумидного климата он активно выносится в море пресными водами.

Рассмотрение экспериментальных данных по содержанию меди в ископаемых органических остатках из мел-палеогеновых разрезов Малого Кавказа, Мангышлака, Крыма и Донбасса (рис. 46) показало, что максимальное содержания меди во всех регионах устойчиво тяготеют к раковинам, собранным из верхнего маастрихта — дания, т.е. вблизи мел-палеогеновой границы. Довольно отчетливо по мак-

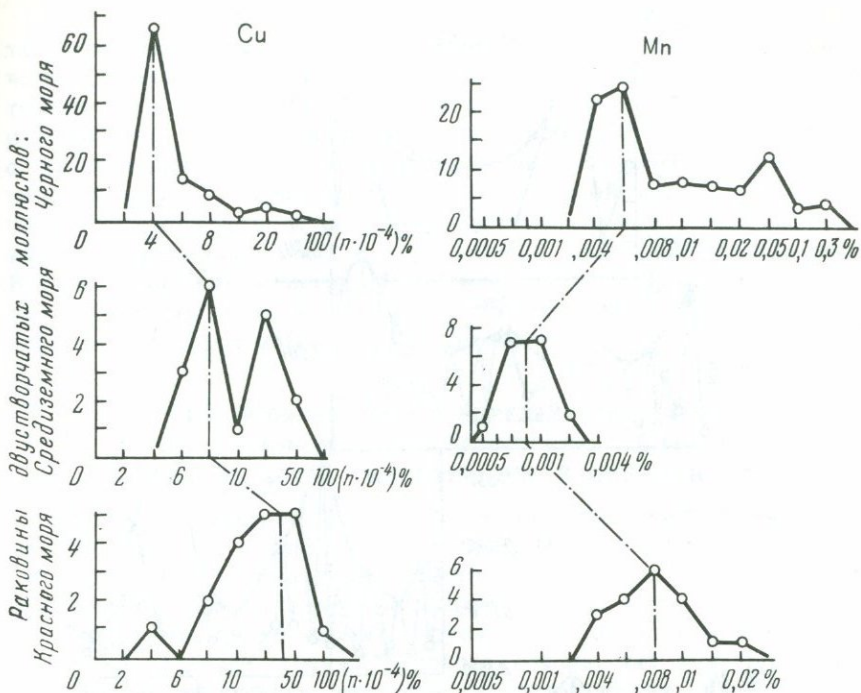


Рис. 45. Гистограмма распределения меди и марганца в раковинах современных двустворчатых моллюсков Черного моря, Средиземного моря и раковины современных двустворчатых моллюсков Средиземного моря и раковины Красного моря.

симальным содержаниям меди различается и позднеантонско-раннекампанский рубеж.

Для Малого Кавказа естественной была бы связь биогенного накопления меди с наиболее активной фазой вулканизма в этом регионе в течение позднего коньяка—раннего сантона. Отсутствие такой корреляции и наличие позднемаастрихтско-датского максимума меди, также не сопряженного с вулканическими толщами, допускает три варианта объяснения:

1. Разделение во времени процессов магматизма и гидротермальной деятельности.
2. Поступление меди в морской бассейн из областей размыва.
3. Поступление меди из толщи воды Мирового океана, обогащенной флюидами в результате взаимодействия с океаническими базальтами.

Третий вариант объяснения для Малого Кавказа представляется одним из наиболее вероятных. Это подтверждается рядом фактов. Во-первых, обогащение медью раковин датских брахиопод, приуроченных к фациям пясчеге мела противоречит наличию близлежащих источников сырья, зон вулканизма или гидротермального рудообразования. Во-вторых, малое содержание меди в раковинах брахиопод из существенно терригенных пород кампана, часто залегающих непосредствен-

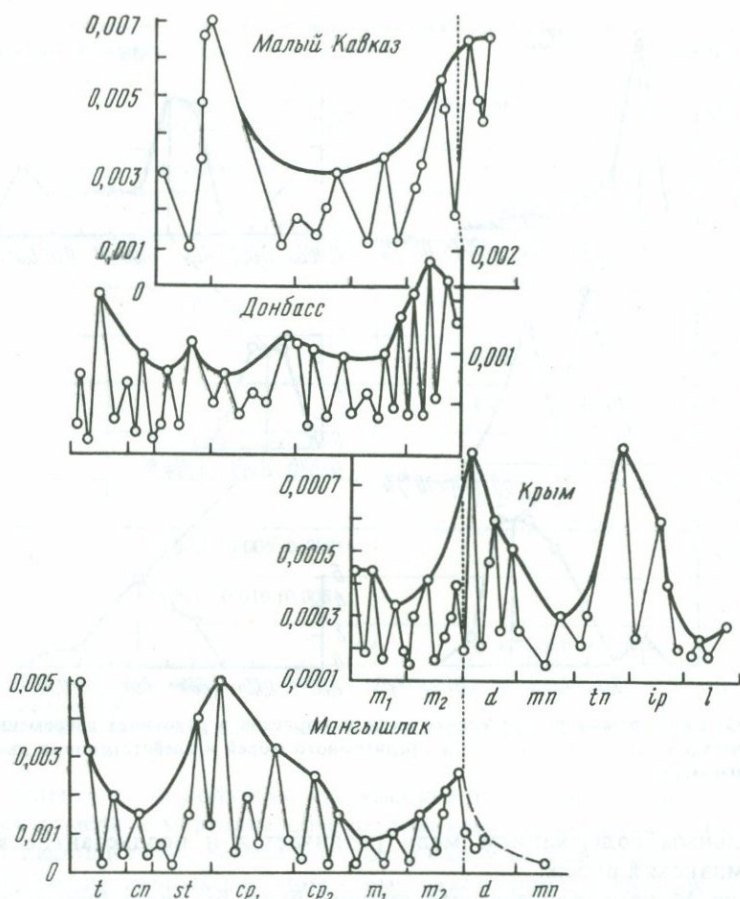


Рис. 46. Графики распределения меди в раковинах позднемиоценовых и палеогеновых моллюсков и брахиопод из разрезов различных регионов Юга СССР

но на нижнесенонских вулканитах, также заставляет отвергнуть механизм гипергенного поступления меди.

Таким образом, намечается связь максимумов биогенного накопления меди с двумя событиями: мел-палеогеновой (позднемаастрихтско-датской) эвстатической регрессией и экваториальной регрессией на рубеже сантона и кампана. Можно полагать, что избыточная инфильтрация меди из базальтовых лав сопровождалась поглощением больших масс океанической воды, что и обусловило эвстатическое снижение уровня Мирового океана на рубеже мела и палеогена и отчасти на рубеже раннего и позднего сенона. Однако это предположение справедливо лишь отчасти. Статистический анализ содержаний меди в раковинах позднемиоценовых моллюсков Донбасса позволил выявить и другую тенденцию: высокие модальные и средние арифметические значения содержаний соответствуют раковинам из трансгрессивных толщ — верхнего сеномана, коньяка, верхнего кампана. Сходные данные получены и по распределению в раковинах свинца.

Таким образом, если рассматривать данные об элементном составе как свидетельства гидроэвстазии, следует учитывать, что химические элементы не показывают однозначной тенденции, так как истечение или поглощение флюидов осуществляется с различной скоростью. Успешное решение указанной проблемы связано не только с дальнейшим прогрессом исследований в области геохимической палеонтологии, но с разработкой динамической модели глобальных перетоков флюидов в системе мантия—литосфера—гидросфера с учетом как конвекционных, так и ротационных факторов флюидогенеза. В этом отношении большую помощь могут оказать данные не по малым элементам, а по элементам и изотопам, непосредственно определяющим состав и историю морской воды.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАТРИЯ И БОРА В ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКАХ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ГИДРОХИМИЧНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Проблема изучения истории летучих наталкивается не только на недостаточность эмпирического материала, но и на теоретическую ортодоксальность, утверждающую постоянство геологических процессов. На это недавно сетовали исследователи флюидов [78].

В нашу задачу не входит литературный обзор работ в области эволюции солевого состава Мирового океана, так как нас интересует весьма конкретная проблема гидрохимических циклов как показателей изменения объемов воды. Для этой цели лучше подходят исследования не водных вытяжек из горных пород, а биогеохимические данные по органическим карбонатам. Теоретические основы накопления натрия и бора в скелетах организмов разработаны недостаточно, но известно, что натрий является важнейшим элементом, входящим в состав крови и полостных жидкостей водных организмов и обеспечивает осморегуляцию. По имеющимся данным, содержание натрия в скелетах плейстоценовых черноморских моллюсков увеличивается с увеличением солености, что находится в обратной пропорциональной зависимости с изменением состава их крови. Указанная закономерность справедлива для обитателей внутренних морей, где гидрохимический режим колеблется. Однако данные по распределению натрия и бора в скелетных остатках организмов, обитавших в открытых морях фанерозоя, также свидетельствуют о существенных биогеохимических контрастах, позволяющих различать отновные рубежи эволюции под эпиконтинентальных бассейнов: внутрипалеозойский, палеозойско-мезозойский и мезозойско-кайнозойский (рис. 47). Вероятно, колебания солености были обусловлены размером площадей континентальной эрозии, интенсивностью накопления эвапоритов и активностью вулканизма. Это положение можно попытаться проверить на более детальном графике, фиксирующем изменение содержания натрия в раковинах сеноманско-сантонских моллюсков окраин Донбасса (рис. 48). Ранее [26] коньякский дефицит натрия объяснялся уходом этого элемента в литосферу в период поздне-туронского галогенеза. Однако солеродные лагуны турона почти не из-

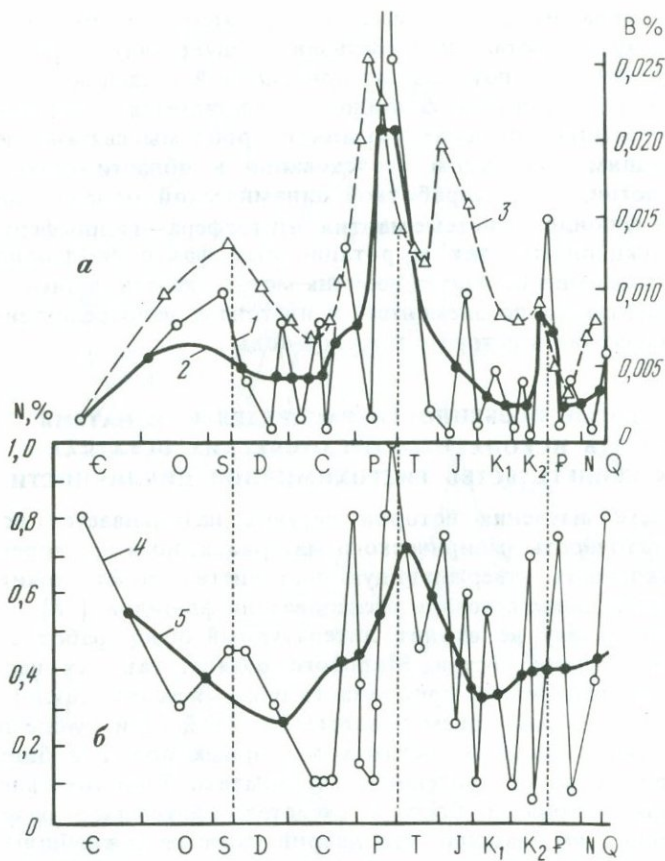


Рис. 47

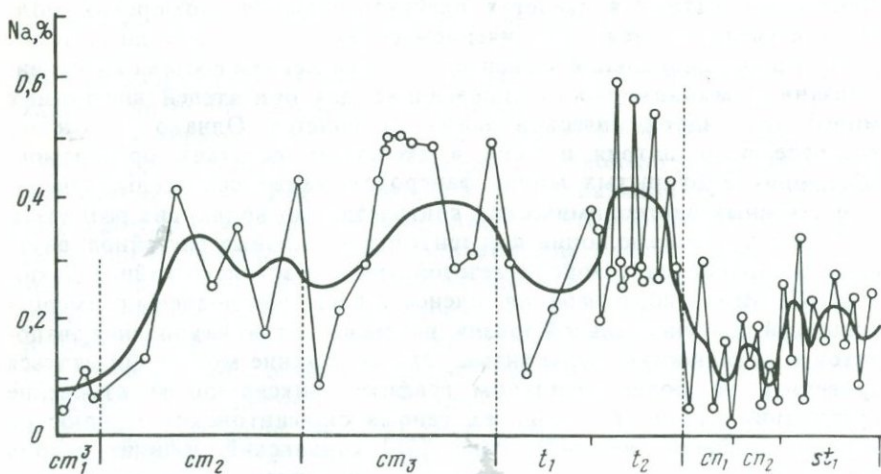


Рис. 48

вестны. Поэтому более рациональным объяснением является гидротермальная метаморфизация морской воды. По-видимому, объем поглощенных вод был существенно меньшим, чем объем высвобождающихся флюидов, обедненных натрием.

ИЗОТОПНЫЕ СООТНОШЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ И ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМОМ ОКЕАНОВ

В последние годы было установлено колебание содержания стабильных изотопов ряда химических элементов в породах различных типов, а также природных водах, газах и живом веществе. Фракционирование изотопов в системе атмосфера—гидросфера—литосфера—биосфера зависит от эволюции природных оболочек. Эта эволюция проявляется в неуклонном росте зон жизни, массы живого вещества и направленно-циклическом изменении эндогенных процессов и физико-географической среды.

Изотопный состав биокосных пород — карбонатов и сульфатов — зависел, таким образом, не только от особенностей биологического фракционирования, но и от характера эндогенных подтоков.

Я. Вейзер [7], изучивший распределение изотопов стронция в карбонатных породах докембрия и фанерозоя, показал, что фанерозойский стронциевый "провал", фиксирующийся на графике изотопных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 49а) обусловлен существенно энзиматическим режимом тектоники плит, отличающимся от преимущественно энсиалического режима мобильных поясов позднепротерозойского этапа геологической истории. Сходный характер кривой распределения серы в сульфатных породах (рис. 49а) также позволяет связывать изменение $\delta^{34}\text{S}$ с эволюцией флюидов. Баланс изотопов серы зависел от биологических процессов сульфатредукции, в результате которых селективно восстанавливался изотоп ^{32}S . Спорадическое развитие процессов сапропелизации и сероводородного заражения в меловых бассейнах, несомненно, способствовало смещению баланса сульфатной серы Мирового океана в сторону ее изотопного утяжеления. Именно этим и можно объяснить увеличение $\delta^{34}\text{S}$ в сульфатах от мела к палеогену. Однако синхронность посленеокомского минимума $\delta^{34}\text{S}$ и аптско—альбского максимума седиментации глинистых илов и сапропелевых толщ с позиций этой гипотезы представляется аномальной. По-видимому, изотопное облегчение серы в это время было обусловлено активным гидротермальным подтоком.

Таким образом, анализ содержания в осадочных породах изо-

Рис. 47 (а,б). Графики, иллюстрирующие изменение водного режима шельфовых бассейнов Земли в фанерозое по данным эволюции биогенного накопления бора (а) и натрия (б)

1 — кривая содержаний бора в органических остатках, 2 — то же, сглаживающая кривая, 3 — то же для вмещающих пород, 4 — кривая содержаний натрия в органических остатках, 5 — то же, сглаживающая кривая

Рис. 48. Раннесенонская гидрохимическая аномалия, проявляющаяся на графиках изменения содержаний натрия в раковинах позднемеловых моллюсков Северного Донбасса

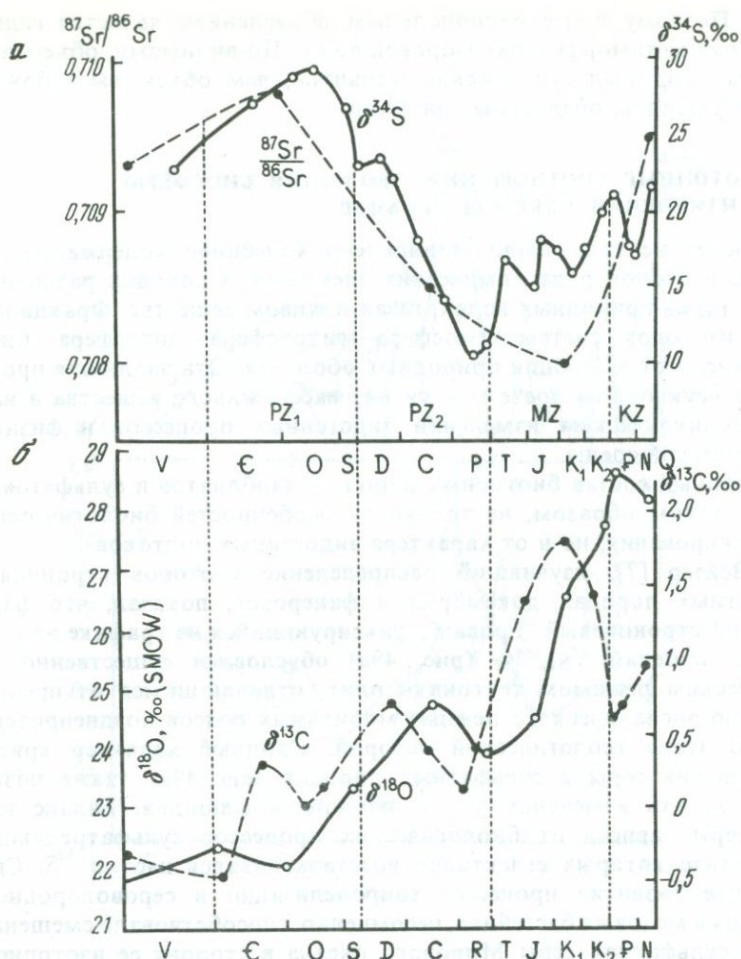


Рис. 49. Сглаженные кривые изменения изотопных отношений в органических карбонатах и биогенно измененных сульфатных породах фанерозоя, вскрывающие этапы гидрохимической эволюции Мирового океана

топов серы и в какой-то мере стронция свидетельствует о значительном влиянии эндогенных подтоков вещества в мезозое и может являться доказательством изменения объемов вод Мирового океана.

Более сложной представляется интерпретация с этой точки зрения графиков изменения содержаний $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Эволюция многоклеточной биоты и прогрессивный рост аэробного метаболизма привели к перераспределению земного запаса кислорода и углерода в различных оболочках, а также к общему росту содержаний $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в органических карбонатах (рис. 49б). Изотопное утяжеление океанического резервуара было вызвано эволюцией растительного покрова, ассимилировавшего в своих тканях ^{16}O , а рост $\delta^{13}\text{C}$ связан с последовательным изъятием из эволюционирующей атмосферы колоссальных объемов угле-



1



2

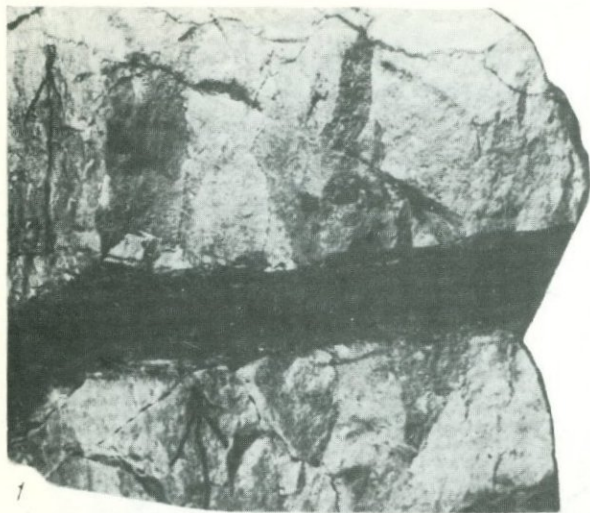




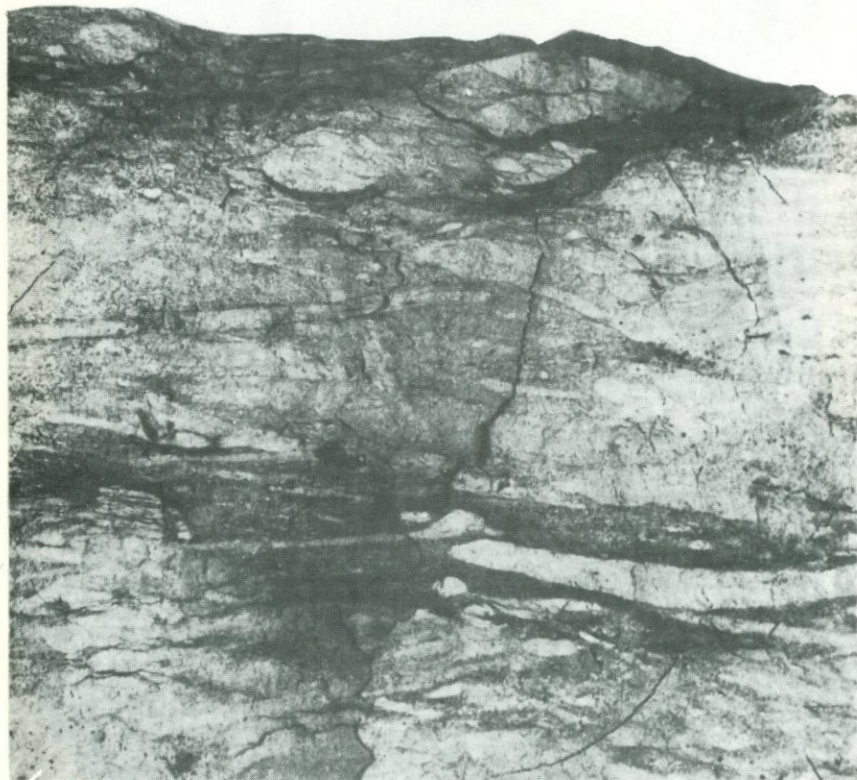
1



2



1



2

кислоты и ее фракционированием в гидросфере и биосфере. Поскольку в соответствии с принципом А.Б. Ронова [62, 63] активность биогенеза была обусловлена активностью эндогенных подтоков вещества, восходящую часть мезозойского пика $\delta^{13}\text{C}$ на графике можно интерпретировать как результат фракционирования легкого изотопа углерода в органическом веществе биосферы. Нисходящая часть мезозойского пика, вероятно, может быть объяснена изъятием тяжелого изотопа за счет осаждения колоссальных объемов позднемеловых карбонатов. Однако этот процесс сопровождался и захватом легкого углерода органическим веществом. Можно полагать, что понижение $\delta^{13}\text{C}$ в конце мезозоя было обусловлено в равной мере активным подтоком флюидов, обедненных тяжелым углеродом относительно карбонатов. Этот же фактор способствовал и повышению $\delta^{18}\text{O}$ в водах позднемеловых океанов, т.к. океанические базальты обогащены тяжелым изотопом кислорода относительно морской воды [78]. В кайнозое рост континентальных площадей привел к понижению в Мировом океане $\delta^{18}\text{O}$ в связи с увеличением речного стока.

Рассматривая общую тенденцию изменения изотопных соотношений в водах Мирового океана, нельзя не упомянуть и об отдельных аномальных скачках в соотношениях $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Великие кислородно-изотопные минимумы — тоарский позднеальбский, раннесенонский — традиционно связывались с палеотемпературным фракционированием изотопов организмами или с притоком пресных вод. Нам нет смысла останавливаться на обзоре многочисленных работ по палеотемпературам вод древних бассейнов, т.к. их анализ представляет интерес для историков науки, специалистов в области методологии и психологии творчества. Решение проблемы изотопно-кислородных аномалий и их палеотемпературная или палеогидрохимическая интерпретация должны основываться на применении не только локальных, но и глобальных моделей фракционирования изотопов.

При низкотемпературном метаморфизме и гранитизации происходит обогащение твердой фазы (литосферы) тяжелым изотопом кислорода [15, 100], а при активизации гидротермальной деятельности из подводящих каналов в гидросферу внедряются высокотемпературные флюиды, характеризующиеся дефицитом ^{18}O [45, 89]. Таким образом, истина в споре сторонников температурной и гидрохимической концепций, как это часто оказывалось в истории науки, лежит посередине. Эндогенный источник изотопно-кислородного облегчения гидросферы в позднем альбе и раннем сеноне подтверждается и описанными выше другими гидрохимическими аномалиями, устанавливаемыми по распределению в породах кремнезема, а в органических остатках — натрия, меди, марганца и свинца.

Таким образом, рассмотрение данных о биогенном накоплении химических элементов и изотопов приводит к выявлению фактов, свидетельствующих о влиянии эндогенного подтока вещества, существенно метаморфизовавшего состав вод Мирового океана. Насколько эти явления изменяли общий объем вод океанического резервуара — покажут будущие исследования, которые должны основываться не только на данных о геохимических аномалиях, но и на балансных расчетах.

Литература к разделу VII

1. *Авдейко Г.П.* Нижнемелевые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 136 с.
2. *Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во инстр. лит., 1961. 802 с.
3. *Архангельский А.Д.* Геологическое строение СССР: Западная часть. Вып.2. М.: ОНТИ НКТП, 1935. 427 с.
4. *Бадюков Д.Д.* Влияние изменений формы геонда и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня моря в послеледниковое время. — В кн.: Колебания уровней морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982, с. 51—76.
5. *Боуэн Р.* Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.
6. *Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. Науки о Земле М.: Мир, 1970, т. 23. 348 с.
7. *Вейзер Я.* Эволюция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли: Науки о Земле М.: Мир, 1980, т. 76, с. 565—575
8. *Виверс Дж.* Западная континентальная окраина Австралии. — В кн.: Геология континентальных окраин: Науки о Земле. М.: Мир, 1978, т. 72, с. 314—326.
9. *Винник Л.П., Лукк А.А., Мирзокурбанов Н., Тараканов Ю.А., Черевко Т.Н.* Источники крупнейших ундуляций геонда по сейсмическим и гравитационным данным. — Докл. АН СССР, 1978, т. 228, N 4, с. 789—792.
10. *Воронов П.С.* Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.
11. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород: Науки о Земле, М.: Мир, 1974, т. 58. 272 с.
12. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
13. *Гриндли Д.У.* Новая Зеландия. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса: Науки о Земле. М.: Мир, 1977, т. 70, с. 11—46.
14. *Дизль А.* Развитие континентальных окраин в море Скоша. — В кн.: Геология континентальных окраин: Науки о Земле. М.: Мир, 1978, т. 72, с. 275—289.
15. *Донцова Е.И.* Опыт применения изотопных соотношений кислорода в геохимических исследованиях. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 631—637.
16. *Дундо О.П., Короткевич В.Д., Кореньков Г.П.* Опорный разрез маастрихтских отложений Центрально-Коряжской зоны. — В кн.: Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Коряжского нагорья. Л., 1971, с. 5—51.
17. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
18. *Жинью М.* Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 638 с.
19. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкция палеозойских океанов. — В кн.: Дрейф континентов. М.: Наука, 1976, с. 28—71.
20. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. Л.: Недра, 1979. 312 с.
21. *Кампуш К., Понти Ф., Миура К.* Геология бразильской континентальной окраины. — В кн.: Геология континентальных окраин: Науки о Земле М.: Мир, 1978, т. 72, с. 145—160.
22. *Карпинский А.П.* О правильности в очертании, распределении и строении континентов. — Горн.журн., 1888, N 1, с. 252—269.
23. *Карпинский А.П.* Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. — Изв. Акад. наук. 1894, N1, с. 1—19.
24. *Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли и его происхождение. М.: Географгиз, 1962. 152 с.
25. *Кац Б.И., Березняков А.И.* Моделирование ситуации "определение геологического времени". — В кн.: Реф. докл. Всесоюз. совещ. "Экосистемы в стратиграфии". Владивосток, 1978, с. 16.
26. *Кац Ю.И., Абдала Хибаб А.А.* К седиментологии оксфордских и кимериджских отложений северо-западной окраины Донбасса. — Вестн. Харьк. ун-та, 1978, N 173, с. 26—35.
27. *Кац Ю.И., Абдель Ааль А.А.* Биогеохимические особенности раковин моллюсков из сеноман-кампанских меломергельных пород северо-западной окраины Донбасса. — Вестн. Харьк. ун-та, 1979, N 184, с. 27—31.
28. *Кац Ю.И., Березняков А.И.* Геоманнитные инверсии: ротационная обусловленность и корреляция с геологически-

- ми процессами и эволюцией организмов. — В кн.: Космос и эволюция организмов: Материалы совещ. „Космич. факторы и эволюция орган. мира.“ М., 1974, с. 199—216.
29. *Кац Ю.И., Березняков А.И.* Физико-планетологические аспекты корреляции событий плейстоцена. — В кн.: Реф. докл. Всесоюз. совещ. “Экосистемы в стратиграфии”. Владивосток, 1978, с. 17.
 30. *Кац Ю.И., Шуменко С.И., Фам Ван Ан.* О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы. — Вестн. Харьк. ун-та, 1975, N 120, с. 12—21.
 31. *Кент П.Е.* Континентальная окраина Восточной Африки — район вертикальных движений. — В кн.: Геология континентальных окраин: Науки о Земле. М.: Мир, 1978, т. 71, с. 346—355.
 32. *Кинг Ф.* Геологическое развитие Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
 33. *Клиге Р.К.* Изменение уровня океана в истории Земли. — В кн.: Колебания уровней морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982, с. 11—12.
 34. *Клочко В.П.* Основные черты геологии и нефтегазоносности центральной части Южной Сахары. Киев: Наук. думка, 1970. 240 с.
 35. *Клушин И.Г.* Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте. — В кн.: Материалы Междунар. геол. конгр. 26-я сес.: Докл. сов. геологов. 1. Геофизика. М.: Наука, 1980, с. 57—63.
 36. *Красилов В.А.* Датский ярус в континентальных толщах. — Геология и геофизика, 1974, N 11, с. 22—30.
 37. *Красилов В.А.* Тектоника плит и ротационный режим планеты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, N 1, с. 74—82.
 38. Краткий справочник по геохимии, 2-е изд. Л.: Недра, 1977. 183 с.
 39. *Кэмпбелл К.* Колумбийские Анды. Эквадорские Анды. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса: Науки о Земле. М.: Мир, 1977, т. 70, с. 371—404.
 40. *Лейбензон Л.С.* Деформация упругой сферы в связи с вопросом о строении Земли. — Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 4, с. 186—266.
 41. *Лисицын А.П.* Общие закономерности строения осадочной толщи океана. — В кн.: Океанология, Геология, Геологическое строение океана. М.: Наука, 1980, с. 36—103.
 42. *Личков Б.Л.* Основные закономерности вековых поднятий и опусканий земной коры. — Природа, 1927, N 11, с. 839—860.
 43. *Личков Б.Л.* Природные воды Земли и литосфера. (Зап. Геогр. о-ва Союза ССР. НС.; т. 19). Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.
 44. *Личков Б.Л.* О чертах симметрии Земли, связанных с ее гравитационным полем, тектоникой и гидрогеологией. — В кн.: Земля во Вселенной. Геогр. сер. М.: Мысль, 1964, с. 156—171.
 45. *Ловеринг Т.С., Маккарти Дж.Г., Фридман И.* Значение отношений O^{18}/O^{16} и C^{13}/C^{12} в гидротермально доломитизированных известняках и марганцевых карбонатных метасоматических рудах (Друм Маунтинз, округ Джуаб, Юта). — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 616—630.
 46. *Макридин В.П., Кац Ю.И.* Значение обобщающих палеонтологических исследований для стратиграфии и палеогеографии. — Палентол. журн., 1965, N 3, с. 3—15.
 47. *Макридин В.П., Кац Ю.И.* Некоторые вопросы методики палеобиогеографических исследований. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966, с. 98—115.
 48. *Макридин В.П., Кац Ю.И., Кузьмичева Е.И.* Принципы, методика и значение фауны коралловых построек для зоогеографического районирования юрских и меловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран. — В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения: Тр. Третьей палеозоолого-литол. сес. Свердловск: РИСО УФАН СССР, 1968, с. 184—195.
 49. *Малиновский Ю.М.* Трансгрессии и климат. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 129—143.
 50. *Мейерхоф А., Хаттен Ч.* Багамский выступ Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. Науки о Земле. М.: Мир, 1978, т. 72, с. 123—144.
 51. *Меланхолина Е.Н.* Геология поздне-мезозойской континентальной окраины Восточной Азии. — В кн.: Материалы Междунар. геол. конгр., 26 сес. Докл. сов. геологов. 3. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 165—175.

52. *Монин А.С.* Общие данные о строении Земли. — В кн.: Океанология. Геофизика океана, т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 39—47.
53. *Мордвило Т.А.* Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. М.; Л.: Изд-во. АН СССР, 1960. 239 с.
54. *Найдин Д.П.* Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов. — Бюл. МОИП. Отд.геол., 1954, т.29, вып.3, с. 19—28.
55. *Найдин Д.П., Тейс Р.В.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 256 с.
56. *Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Поляркова З.Н.* и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии. — Бюл. МОИП. Отд.геол., 1980, т.55, вып.5, с. 27—42.
57. *Паулов Г.Н.* Меловые отложения Урала: (Стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М.: Наука, 1974. 202 с.
58. *Пергамент М.А.* Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. М.: Наука, 1965. 100 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 118).
59. *Пергамент М.А.* Биостратиграфия и иноцерамы турон-коньякских отложений Тихоокеанских районов СССР. М.: Наука, 1971. 202 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 212).
60. *Поникаров В.П., Казмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А.* Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
61. *Резниченко Т.Д., Резниченко С.Д.* О некоторых закономерностях развития Земли: Общие теоретические соображения. — В кн.: Земля во Вселенной. Геогр.сер. М.: Мысль, 1964, с. 172—229.
62. *Ронов А.Б.* К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — Геохимия, 1959, N 5, с. 397—409.
63. *Ронов В.Б.* Вулканизм, карбонатнакопление, жизнь: (Закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, N 8, с. 1252—1277.
64. *Сакс В.Н., Ронкина Э.З., Шульгина Н.И., Басов В.А., Бондаренко Н.М.* Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
65. *Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А.* и др. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокоме. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука 1971, с. 179—211.
66. *Сакс В.Н., Шульгина Н.И., Сазонова И.Г.* Палеогеографический очерк. — В кн.: Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972, с. 268—288.
67. *Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий. — В кн.: Проблемы палеогеогеологии. М.: Наука, 1976, с. 59—69.
68. *Сорохтин О.Г.* Природа глобальных трансгрессий моря на континенты. — В кн.: Океанология. Геофизика океана. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 262—266.
69. *Стамп Э., Фейрбридж Р.У.* Антарктида. — В кн.: Энциклопедия региональной геологии мира. Т.1. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию). Л.: Недра, 1980, с. 75—86.
70. *Стовас М.В.* К вопросу о критических параллелях земного эллипсоида: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1951. 105 с.
71. *Стовас М.В.* Некоторые вопросы тектогенеза. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 222—274.
72. *Стовас М.В.* Молодое тектоническое поднятие северных склонов Сибири и Чукотского полуострова. — Геофизика и астрономия, N 9, с. 69—72.
73. *Стовас М.В.* Современное восходящее движение уровня океана в экваториальной зоне. — Геофизика и астрономия 19666, N 9, с. 73—79.
74. *Тараканов Ю.А., Винник Л.П.* Новая интерпретация ундуляций геоида на море. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, N 2, с. 339—341.
75. *Тараканов Ю.А., Черевко Т.Н.* Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, N 4, с. 25—42.
76. *Трофимов Д.М.* Тектоника и история формирования платформенного чехла юго-западной части Сахарской плиты. — В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск: Наука, 1974, с. 59—149. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР: Вып. 59).
77. *Уайз Д.* Эволюция континентальных окраин относительной высоты стояния континентов и объема континентов и

- океанов. — В кн.: Геология континентальных окраин: Науки о Земле. М.: Мир, 1978, т. 71, с. 51—67.
78. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
79. *Фейрбридж Р.У.* Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории. — В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация: Науки о Земле. М.: Мир, 1970, т. 28, с. 357—386.
80. *Фейрбридж Р.У.* Соединенные Штаты Америки: Провинция Скалистых гор. — В кн.: Энциклопедия региональной геологии мира, т.1. Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию). Л.: Недра, 1980, с. 381—391.
81. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
82. *Холланд Т.* (ред.) Стратиграфический справочник: Индия, Пакистан, Непал, Бутан, Бирма, Цейлон. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 493 с.
83. *Храмов А.Н., Родионов В.П., Комиссарова Р.А.* Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965, с. 206—213.
84. *Храмов А.Н., Родионов В.П.* Палеомагнетизм и горизонтальные движения Русской и Сибирской платформ. — В кн.: Материалы Междунар. геол. конгр., 26 сес.: Докл. сов. геологов. Геофизика. М.: Наука, 1980, с. 72—79.
85. *Цареградский В.А.* К вопросу о деформациях земной коры. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 149—221.
86. *Цареградский В.А.* Закономерные долгопериодические изменения скорости земного вращения и сопряженные с ними деформации земной коры. — В кн.: Земля во Вселенной. Геогр. сер. М.: Мысль, 1964, с. 237—259.
87. *Briden J.C., Hurie A.M., Smith A.G.* Paleomagnetism and Mesozoic-Cenozoic paleocontinental maps. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, N B12, p. 11631—11656.
88. *Egyed L.* Change of Earth dimensions as determined from paleogeographical data. — *Geofis. pura e appl.*, 1956, vol. 33, p. 42—48.
89. *Engel A.E.J., Clayton R.N., Epstein S.* Variations in isotopic composition of oxygen and carbon in Leadville limestone in its hydrothermal and metamorphic phases. — *J. Geol.*, 1961, vol. 66, p. 374—393.
90. *Imlay R.W.* Characteristic Lower Cretaceous megafossils from Northern Alaska. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1961, N. 335, p. 1—74.
91. *Haug E.* Traite de géologie, t. 2. Les périodes géologiques, fasc. 2. P.: 1910, p. 929—1396.
92. *Hayes J.D., Pitman W.C.* Litospheric plate motion, sea level change and climatic and ecological consequences. — *Nature*, 1973, vol. 246, N 5427, p. 18—22.
93. *Larson R.L., Pitman W.C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 80, p. 3645—3652.
94. *Neumayr M.* Рус. пер.: Неймар М. История Земли. СПб., 1903. Т. 1. 762 с.; Т. 2. 848 с.
95. *Pitman W.C., Hayes J.D.* Upper Cretaceous spreading rates and great transgression. — *Geol. Soc. Amer. Abstr.*, 1973, vol. 5, N 7.
96. *Ronov A.B.* Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time. — *Sedimentology*, 1968, vol. 10, N 1, p. 25—43.
97. *Rosenkranz A.* Marine Upper Cretaceous and Lowermost Tertiary deposits of West Greenland. — *Medd. Dansk. Geol. Foren. København*, 1970, Bd. 19, Hf. 4, p. 406—453.
98. *Suess E.* Entstehung der Alpen. Wien: Braumüller, 1875. 168 S.
99. *Suess E.* Das Antlitz der Erde. Bd. 1. Prag-Leipzig: F. Tempsky und G. Freytag, 1883—1885. 779 S.
100. *Taylor H.P., Epstein S.* Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. 1. Principles and experimental results. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, N 4/6, p. 461—480.
101. *Veronne A.* Rotation de l'ellipsoïde hétérogène et figure exacte de la Terre. — *J. math. pures et appl. Sér. 6*, 1912, t. 8.

Раздел VIII

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Сравнительно недавно, в течение последних десятилетий открыты новые меловые месторождения нефти и газа на севере Западной Сибири, в Средней Азии, на Ближнем Востоке (в прошлом здесь эксплуатировались в основном юрские месторождения), на северной окраине Аляски и в Южной Америке. В результате меловая система заняла первое место по масштабам нефтегазоносности: в ее отложениях содержится около половины разведанных в настоящее время мировых запасов и не менее четверти месторождений из категории гигантских [21, 56, 65, 73]. При этом очень велико значение меловой системы и как резервуара, и как продуцента углеводородов (УВ). Некоторая часть УВ, содержащихся в меловых резервуарах, происходит из юрских и более древних отложений. В то же время меловые УВ местами (например, на Ближнем Востоке) образуют крупные залежи в пределах кайнозойских систем.

Анализ закономерностей столь обширного нефтегазонакопления представляет определенный теоретический и практический интерес. Мы можем привлечь данные о геодинамической ситуации, климате, развитии биоты [18]. Большинство классификаций месторождений УВ построено на тектонической основе [4, 14, 16, 17, 25, 28, 34, 42, 44, 46, 59]. Этим подчеркивается ведущая роль геодинамических факторов. В новейших классификациях собственно тектонические элементы сочетаются с палеогеографическими.

Согласно популярной среди зарубежных нефтяников классификации Г. Клемме [59], гигантские месторождения на платформах и в подвижных поясах распределены следующим образом: 1) внутрикратонные — Иллинойс; 2) миогеосинклинали и межгорные впадины, преимущественно на герцинском фундаменте — 85 месторождений в США, Западной Европе, СССР, Китае, Северной Африке, Восточной Австралии и предгорьях Анд; 3) грабены и рифтовые бассейны — 37 месторождений, в том числе Камбей, Экофиск в Северном море и другие; 4) прогнутые шельфы небольших океанических бассейнов — 86 месторождений, Арабско-Иранская зона, Восточная Венесуэла, Мексиканский залив, Северная Аляска, Китайское море; 5) раздвиговые опускания на побережьях Атлантического и Индийского океанов — Конго, северо-западная Австралия; 6) наложенные впадины, параллельные зонам субдукции и складкам фундамента или 7) ориентированные под углом к ним — 37 месторождений на Каспии, Яве, в Калифорнии, Перу; 8) дельты — Нигер, Миссисипи, Меконг, Ориноко (могут сочетаться с предыдущим и другими типами).

Приведем еще довольно подробную классификацию А. Болли [46]:

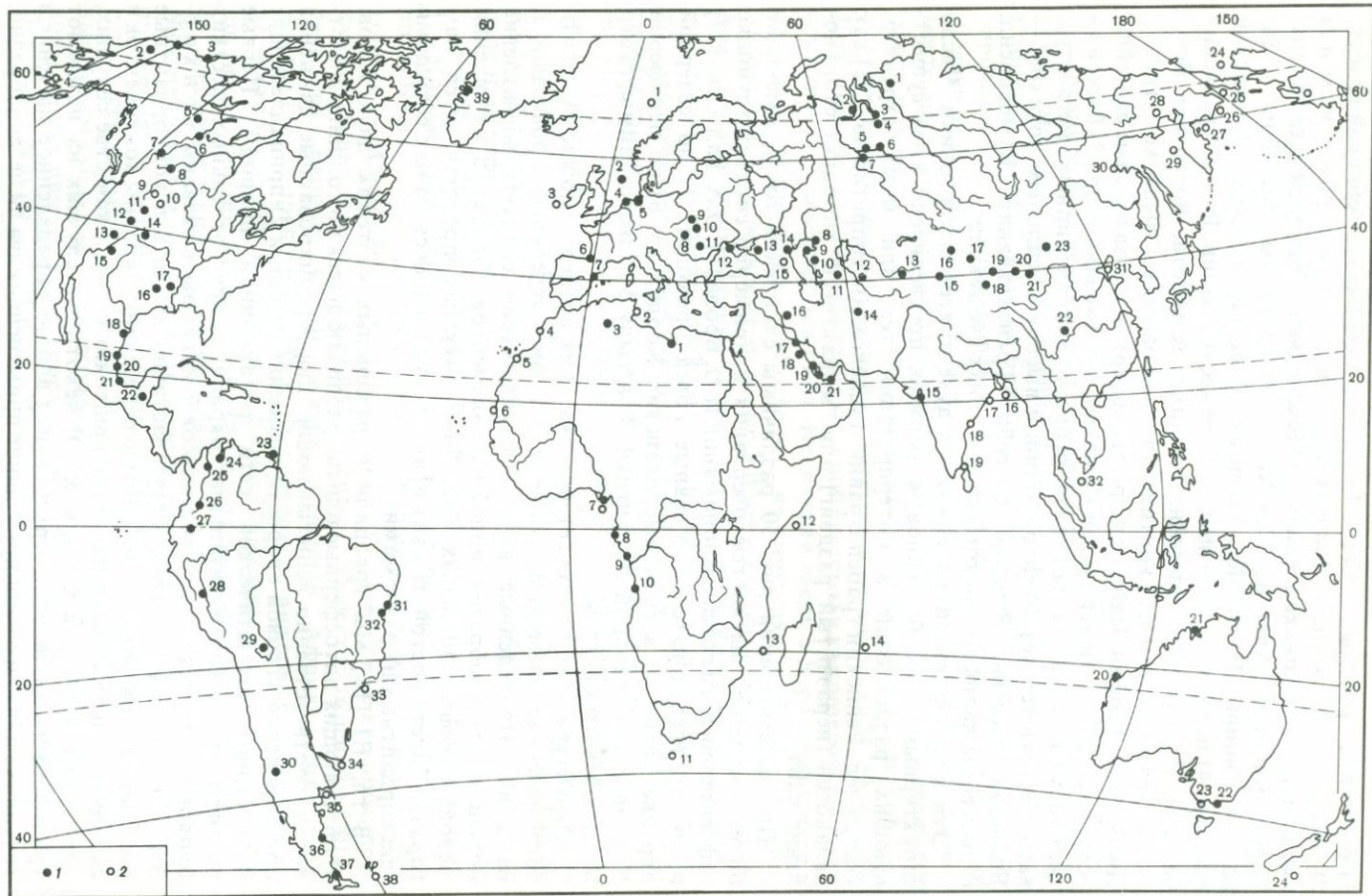
1) рифтовые грабены — Сирт, Гипсленд, Реконкаву, Рейнский грабен; 2) пассивные окраины континентов с кластическим карбонатным или смешанным осадконакоплением — Мексиканский залив, дельта Нигера, Габон, Кабинда, Алагоас, Сан-Хорхе; 3) кратонные бассейны — Западная Сибирь, Иллинойс, Мичиган, Северная Сахара, Парижский бассейн; 4) передовые прогибы — Персидский залив, Волго-Уральский бассейн; 4) Акваитанский бассейн, Тампик, Альберта, Восточная Венесуэла, Огненная Земля; 5) континентальные бассейны китайского типа — Джунгария, Турфан, Цайдам и др.; 6) преарковые и заарковые бассейны островных дуг — центральная Суматра, о-в Тайвань и др.; 7) бассейны паннонского типа на вогнутой стороне альпинотипных мегасатур; характеризуются истонченной корой и высоким тепловым потоком — Большой бассейн, Венский бассейн, Трансильвания, Кумберленд; 8) бассейны калифорнийского типа в зонах субдукции.

Эти классификации выдержаны в духе плитовой тектоники. Число структурных типов бассейнов, возможно, преувеличено из-за существующих разночтений в интерпретации тех или иных структур. Например, Рейнский грабен с равным успехом интерпретируют [72] как авлакоген (неразвитый раздвиг) или "импактоген" (продукт столкновения плит).

При рассмотрении рис. 50 различимы скопления точек, имеющие более или менее вытянутые очертания и примерно соответствующие нефтегазоносным поясам в понимании И.О. Брода [4], О.А. Радченко [27] и других исследователей. Главные пояса проходят: 1) по северной окраине Тетис, 2) в тылу американских Кордильер, 3) по периферии Южной и Центральной Атлантики, 4) в тылу Уральско-Таймырского палеозойского орогена.

Структура этих поясов гетерогенна. В их пределах можно выделить тектонические элементы, контролирующие отдельные провинции и бассейны. Приведенные выше классификации создают впечатление большого разнообразия подобных элементов. Однако в отношении меловых нефтегазоносных бассейнов ситуация представляется нам гораздо более простой, так как практически все они связаны с секущими (дискордантными) разломами.

В гл. III [18] мы говорили о разломных системах двух типов: 1) обтекающих литосферные плиты, различающиеся по толщине и плотности (соответственно испытывающие дифференцированные движения при изменении угловой скорости вращения Земли) и 2) принадлежащие планетарной регматической сети ротационной природы. Первые развиты вдоль континентальных окраин, вокруг отдельных жестких блоков в пределах складчатых поясов и могут быть названы **к о н к о р д а н т н ы м и**. Вторые могут частично входить в конкордантные разломные зоны, но большей частью пересекают окраины континентов и складчатые пояса, выступая по отношению к ним в качестве секущих, или **д и с к о р д а н т н ы х**. В некоторых случаях их называют трансформными, но этот термин имеет вполне определенное значение в тектонике плит; его расширительное применение едва ли целесообразно. Секущие разломы относятся как к ортогональной, так и к диагональным системам.



Эпирифтовые прогибы, развивающиеся по секущим разломам, отмечены в гл. I [18] при описании Тетического, Тихоокеанского, Индоокеанского, Периатлантического и Периарктического поясов. Далее мы ограничимся краткими сведениями об их нефтегазоносности.

Периарктический пояс. Обширную единую по геологическому развитию нефтегазоносную провинцию образуют впадины окраинных морей Северного Ледовитого и северной части Атлантического океанов. На рубеже юры и мела здесь происходит обрушение шельфов, местами накапливаются темносланцевые толщи. В середине мела значительная часть провинции испытывает воздымание, затем формируются обширные прогибы с наиболее интенсивным темносланцевым осадконакоплением в кампане. Потенциально продуктивные сенонские толщи известны в Свердрупском бассейне, на шельфе Лабрадора и Западной Гренландии (свита Нарссармиут и аналогичные отложения [70], в бассейнах северного склона Аляски [75]. Полоса очень мощного мелового осадконакопления протягивается вдоль Норвежского шельфа к Поркюпайнскому бассейну, имеющему эпирифтовую природу.

Начавшееся в маастрихте общее воздымание отразилось в распространении песчаных толщ. В датском веке лишь в локальных полузамкнутых бассейнах продолжалось накопление темносланцевых фаций (Кангилия Западной Гренландии).

Секущие разломы субмеридионального простирания контролируют крупнейшие эпирифтовые прогибы, связанные с Периарктическим поясом — Западно-Сибирский, Североморский и внутренний Северо-Американский. В расположении этих разломных зон наблюдается определенная симметрия: Западно-Сибирская, около 75° в.д. и Северо-Американская, около 105° з.д. практически диаметрально, Североморская проходит почти на равном расстоянии от них вблизи нулевого

Рис. 50. Меловое нефтегазонакопление. Обозначены основные бассейны, некоторые месторождения и перспективные районы (открытые кружки).

Северная и Южная Америка: 1 — Прадхо, 2 — Умиат, 3 — дельта Маккензи, 4 — Кускосуим, 5 — Рейнбоу, 6 — Атабаска, 7 — Пембина, 8 — Медисин-Хат, 9 — Биг-Хорн, 10 — Паудер-Ривер, 11 — Уинд-Ривер, 12 — Грин-Ривер, 13 — Уинта, 14 — Денвер, 15 — Сан-Хуан, 16 — Картидж, 17 — Монро, 18 — Бургос, 19 — Темпико, 20 — Туспан, 21 — Веракрус, 22 — Петен, 23 — Восточная Венесуэла-Тринидад, 24 — Маракайбо, 25 — Нижняя Магдалена, 26 — Верхняя Магдалена, 27 — Ориента, 28 — Пукальпа, 29 — Бени, 30 — Неукен, 31 — Сержили-Алагоас, 32 — Реконкаву, 33 — Сантус, 34 — Саладо, 35 — Колорадо, 36 — Сан-Хорхе, 37 — Магелланов бассейн, 38 — Фолклендский трог, 39 — Западная Гренландия (Кангилия). Европа и Передняя Азия: 1 — Воринг, 2 — Северное море (Экофиск), 3 — Поркюпайн, 4 — Нидерландский бассейн, 5 — Северо-Германский бассейн, 6 — Аквитанский бассейн, 7 — Ампоста, 8 — Паннонский бассейн, 9—11 — Предкарпатский прогиб, 12 — Крым, 13 — Кубанская впадина, 14 — Кумская впадина, 15 — район Грозного, 16—21 — бассейн Персидского залива (Киркук, Басра, Кувейт, Бахрейн, Катар, Абу-Даби) Северная Центральная и Восточная Азия: 1 — Енисей-Хаттангский бассейн, 2—7 — Западно-сибирский бассейн (месторождение Ново-Портовское, Тазовское, Уренгойское Сургутского вала, Нижневартовского вала, Межевское), 8 — Эмба, 9 — Бузачи, 10 — Узень, 11 — Дарваза, 12 — Газли, 13 — Бадхыз, 14 — Фергана, 15 — Тарим, 16 — Джунгарская впадина, 17 — Турфан, 18 — Цайдам, 19—21 — Принашаньские впадины, 22 — Сычуаньский бассейн, 23 — Восточная Гоби, 24 — Чукотское море, 25 — Анадырский залив, 26 — Хатьрская впадина, 27 — Командорская котловина, 28 — Омсукчанский прогиб, 29 — впадина ТИНРО, 30 — Удско-Торомский прогиб, 31 — Бохайвань, 32 — Меконгская впадина. Африка, Индия, Австралия: 1 — Сирт, 2 — Восточный Тунис, 3 — Хасси-Месауд, 4 — Эс-Сувейра, 5 — Лаюн, 6 — Сенегальский бассейн, 7 — дельта Нигера, 8 — Габон, 9 — Кабинда, 10 — Кванза, 11 — Агульс, 12 — Сомалийская впадина, 13 — Мозамбикский пролив, 14 — впадина Крозе, 15 — Камбей, 16 — Бенгальский бассейн, 17 — Маханади, 18 — Годавари, 19 — Кавери-Полк, 20 — Карнарвон (Барроу), 21 — Бонапарт, 22 — Гипсленд, 23 — Отуэй, 24 — плато Кэмпбелл — Баунти-Чатем.

меридиана, который на противоположной стороне пояса пересекает Чукотское море, также перспективный район.

В Западно-Сибирском бассейне нефтеносны в основном центральные и юго-восточные районы, газоносы — северные, северо-западные и северо-восточные. Выделяют следующие нефтегазонасыщенные толщи: нижняя и средняя юра, верхняя юра—берриас, нижний—средний валанжин, верхний валанжин, готерив—баррем (нижний апт), апт-альб-сеноман и турон—сенон.

В меловых разрезах участие морских фаций и соответственно сапропелевого компонента в рассеянном органическом веществе сокращается (гумусового — возрастает) от неокома к среднему мелу и от северных районов к центральным. Около 40% газовых залежей и более 70% запасов газа связано с отложениями апта—сеномана [13, 16]. Нефтематеринские толщи приурочены к более глубоководным фациям бореальной трансгрессии. На огромной площади распространены плитчатые и листовые битуминозные глины баженовской свиты волжско-берриасского возраста и их пористые разновидности — баженовиты [10, 19, 41]. Отложения позднего неокома в основном дельтовые. Неокомские резервуары дают нефть и газ большинства месторождений Среднего Приобья — Самотлорского, Сургутского, Усть-Балыкского, Мегионского, Советско-Соснинского, на севере — Ново-Портовского и др. [8].

Крупнейшие газовые месторождения — Уренгойское, Тазовское, Заполярное, Медвежье — находятся в Северо-Тюменской области. Газ содержится главным образом в песчано-алевролитовой толще сеномана, перекрытой туронскими глинами. На Заполярном месторождении есть и второстепенный туронский продуктивный горизонт [6].

В Енисей-Хатангском прогибе УВ, вероятно, происходят из морских глинистых отложений берриаса — нижнего валанжина. Основные газовые и газоконденсатные резервуары распределены по разрезу мела следующим образом: 12 продуктивных горизонтов в валанжине—готериве (нижнехетская и суходудинская свиты, покрывка — глины пелятинских слоев), 4 — в барреме—сеномане (малохетская, яковлевская и долганская свиты, покрывка — туронские глины) и 1 в насонской свите верхнего турона—сантона [9, 13, 45].

В предгорьях хребта Брукс на Аляске основные нефтематеринские толщи триасовые (фосфатно-карбонатные сланцы Шаблик), юрские и меловые. Главные резервуары тяжелой нефти в месторождениях типа Симпсон-Умиат меловые—четвертичные, легкой сернистой нефти Барроу (здесь же газовое месторождение Прадхо) — каменноугольные—меловые [57, 62]. Нефть в палеозойских и раннемезозойских резервуарах под несогласно залегающей меловой толщей, по геохимическим показателям, разновозрастна (220—87 млн. лет), но доля мелового источника, по-видимому, наиболее значительна.

В Арктической Канаде месторождения дельты р. Маккензи приурочены к рифтовой зоне Бофорт-Маккензи. Газ содержится в мелководных песчаниках Парсонс (берриас—валанжин). Выше залегают турбидиты баррема—альба (среднеальбские черные сланцы — возможный источник УВ). Верхнемеловые отложения, соответствующие

основной фазе опускания рифтового бассейна, залегают несогласно, с трансгрессивной толщей битуминозных сланцев (Баундери-Крик, коньяк—сантон) в основании. В дальнейшем море отступает, отлагаются дельтовые песчаники — основные коллекторы [49].

На западе Канады полого падающая моноклираль равнин Альберты между Канадским щитом и Скалистыми горами сложена карбонатными палеозойскими и песчаными мезозойскими толщами. Морские условия здесь сохранялись вплоть до позднего мела. В заливах и лагунах, защищенных коралловыми рифами или песчаными барами, неоднократно возникали застойные условия. УВ генетически связаны с отложениями девона, миссисипия, триаса и мела. Нефть содержится в девонских рифах и меловых песчаниках Викинг, Cardium, Белли-Ривер, газ — в сенонских песчаниках Медисин-Хат на границе Альберты и Саскачевана. Большие запасы УВ сосредоточены в битуминозных нижнемеловых песках Мак-Мэррей бассейна Атабаски. Над ними залегают альбские сланцы Клируотер — отложения боральной трансгрессии, возможный источник УВ [66].

В США к нефтяной провинции Скалистых гор относятся бассейны (с севера на юг) Биг-Хорн, Паудер-Ривер, Винд-Ривер, Ларами, Грин-Ривер, Денвер, Блэк-Меса и Сан-Хуан, расположенные на территории штатов Монтана, Ваойминг, Юта, Колорадо и Нью Мексико. Структура этих бассейнов сформировалась в конце мела и палеогене, но как области погружения они определились еще в палеозое и выполнены огромной мощности отложениями всех систем. Судя по геофизическим аномалиям, они располагаются вдоль субмеридиональной разломной зоны и, в сущности, представляют собой части обширного авлакогена. Кроме мела, здесь обычно нефтеносны палеозойские и юрские отложения, причем меловая нефть резко отличается от палеозойской, а юрские резервуары промежуточного типа, вероятно, получили нефть как снизу, так и сверху [51]. В меловых резервуарах бассейна Биг-Хорн нефть, как полагают, пермская — из свиты Фосфория.

В основании мелового разреза мощностью до 600 м залегают песчано-конгломератовые угленосные толщи (Кутени, Лакота, Кловери) баррема—альба, содержащие нефть, источником которой могли быть более молодые глинистые толщи. Выше (серии Колорадо и Монтана) чередуются алевропелитовые "сланцевые" толщи, известняки и дельтовые песчаники, выклинивающиеся к востоку [54]. Кластический материал поступал с запада, с еще невысоких Кордильер. Основная нефтеносность приурочена к отложениям верхнего альба—коньяка. В бассейне Паудер-Ривер это свиты Фронтье (сеноман—турон) и Коуди (коньяк—сантон). Из наиболее известных нефтеносных толщ назовем Маури (верхний альб), Уолл-Крик (турон), Найобрэра (верхний коньяк—сантон), сланцы Пьерр с рядом подчиненных им горизонтов (верхний сантон—маастрихт).

К концу мела внутренний морской бассейн Северной Америки заполняется осадками. Распространены относительно грубозернистые паралические и дельтовые отложения (свиты Месаверде, Ланс, Хелл-Крик и др.). Контакт с палеогеном большей частью несогласный. К этому несогласию приурочены нефтяные месторождения бассейна

Уинта [76]. Грубозернистые фации Месаверде нефтеносны также по Винд-Ривер и содержат газ в бассейне Сан-Хуан.

Североморский эпирифтовый бассейн и отделенные от него горстовым поднятием Нижнесаксонский и Нидерландский бассейны содержат битуминозные толщи лейасового (посидониевые сланцы), верхнеюрского и вельдского возраста. Карбонатные отложения верхнего мела нефтеносны в Центральном грабене (месторождения Экофиск, Эдда, Элдфиск, Тор, Дан и др.). В Нижнесаксонском бассейне около 3/4 запасов УВ сосредоточено в песчаниках неокома, остальные — в апте и верхнем мелу [77]. В Нидерландском бассейне вельдские битуминозные глины также основной продуцент нефти, содержащейся в средневаланжинских песчаниках и других горизонтах неокома.

Периатлантический пояс. Не менее отчетливо выражена связь нефтегазосных бассейнов с секущими разломами в Периатлантическом поясе. Осевая разломная зона Бискайского залива, к которой приурочена гряда подводных гор, по-видимому, продолжается вдоль наиболее прогнутой части Аквитанского бассейна, заполненной грубообломочной кластикой, апт-альбскими темноцветными и карбонатными отложениями, верхнемеловыми турбидитами. Битуминозные сланцы известны в тоаре, кимеридже, портланде, валанжине и сеномане. Залежи нефти и газа связаны главным образом с юрско-меловым несогласием, доломитами портланда—валанжина и сенонскими известняками, локально — с альбскими песчаниками [38, 47].

Континентальный склон Северо-Американской котловины между Лабрадором и Флоридой пересечен каньонами, развившимися по секущим разломным зонам. Меловые отложения здесь достигают большой мощности и перспективны в отношении залежей УВ.

Мексиканский залив, подобно Бискайскому, имеет осевую рифтовую зону (Сигсби), продолжавшуюся на континент в виде наиболее прогнутой части мелового бассейна, с крупными нефтяными месторождениями на склонах купола Сабина в восточном Техасе и северной Луизиане. Нефтеносны сеноманские дельтовые песчаники Вудбайн, а также нижнемеловые песчаники, трещиноватые известняки и местами тела серпентинитов. На мексиканском побережье залива, в районе Бургоса, Тампико-Туспан, Веракрус и Вилья-Эрмоса продуктивны меловые барьерные рифы (Эль-Абра) и атоллы (Golden Lane). Нефтематеринскими могли быть черносланцевые пачки в карбонатной толще.

В образовании нефтеносных бассейнов восточной окраины Южной Америки определенную роль, безусловно, сыграли вдольбереговые сбросы амплитудой в несколько километров. Однако такие прогибы, как Восточно-Венесуэльский, Ресифи, Реконкаву-Туكانу, Саладо, Колорадо, Вальдес, Сан-Хорхе и Магелланов развились по секущим разломам. Восточно-Венесуэльский бассейн, к которому относятся и нефтеносные отложения Тринидада, испытал погружение в начале мела. Серия Тембладор — мелководные песчано-глинистые и карбонатные фации — ложится на метаморфический фундамент, включающий юрские отложения. Нефтеносны более глубоководные фации Гайута и Санта-Анита. В верхнем мелу здесь распространены вулканы островодужного типа. После общего поднятия на рубеже мела и палеогена лишь

в северной части бассейна сохранился миогеосинклинальный трог с нефтеносными дельтовыми песками, который в олигоцене и миоцене мигрировал к югу. В плиоцене мощное осадконакопление продолжалось лишь в дельте Ориноко, где и сейчас происходит накопление УВ.

В бразильских бассейнах выделяют четыре серии — континентальную (неоком), лагунную (апт), мелководно-морскую (альб—сантон) и трансгрессивную (кампан—маастрихт). Продуктивные горизонты есть в каждой из них [50, 68]. Источниками УВ служили битуминозные фации озер, лагун и застойных впадин на шельфе, коллекторами — дельтовые песчаники и известняки. В авлакогене Реконкаву-Тукану нефтеносны мощные аллювиально-озерные и дельтовые красноцветные отложения серии Баия. Подобные отложения содержат нефть и в аргентинских бассейнах. В Магеллановом бассейне и, вероятно, в Фолклендском (Мальвинском) трог нефтеносны морские отложения верхней юры—альба. Темносланцевые фации распространены в титоне—берриасе.

На африканском побережье и шельфе условия позднемелового нефтенакпления примерно такие же, как в окраинных бассейнах Южной Америки. С секущими разломами, несомненно, связано образование Эс-Сувейра — Агадирского бассейна, авлакогена Нигер-Бенуэ, бассейна Мосамедиш в Анголе, Агульяс вдоль южной окраины, а может быть и других прогибов.

Битуминозные горизонты встречаются в тафрогенном вельде. На севере, в Агадирском бассейне, они отмечены также в верхнем барреме, нижнем альбе и сеномане. В подводной части бассейна Аюн (Тарфая) вскрыт черносланцевый готерив и затем накопление подобных фаций возобновляется в сеномане—туроне. Черносланцевый альб распространен на северном побережье Гвинейского залива. В Габонском бассейне битуминозные глины и мергели Кокобич, поздний неоком—апт залегают под среднеаптской соленосной толщей. В Ангольском бассейне (Кванза) литографские битуминозные известняки отлагались на западной окраине одновременно с неоком-аптскими солями. Сеномантуронские черносланцевые горизонты распространены как в северных, так и в южных бассейнах. Им сопутствуют софаты, указывающие на связь аноксии с апвеллингом. В Ангольской котловине, по данным бурения, застойные условия преобладали с альба по сантон.

Залежи нефти известны в неоме Габона и Конго—Кабинды. Нефтепроявления — в сеноне Бенуэ [69, 74]. Меловые отложения здесь могут быть источником УВ для кайнозойских залежей.

Индоокеанский пояс. Индийские окраинные бассейны — Камбейский, Кавери, Палар, Годавари-Кришна, Маханади, Бенгальский имеют осевые грабены, опустившиеся по секущим разломам и проникающие далеко в глубь кратона. В качестве возможных продуцентов УВ в них привлекают внимание широко распространенные черносланцевые фации альба. В средней части альб-сеноманской серии Уттатур бассейна Кавери есть фосфоритовый горизонт. Этот район мог находиться под влиянием мусонных апвеллингов.

Бассейны северо-западной Австралии — Карнарвон, Каннинг, Бонапарт в структурном отношении имеют много общего с индий-

скими. Их наиболее прогнутые части также представляют собой грабены, развитие которых контролировали разломы диагональной системы, секущие край континента. Нефтеносны неокотские дельтовые песчаники и песчаные горизонты в аптской глинистой толще, которую рассматривают как основной источник УВ [64].

Менее очевидна связь с секущими разломами окраинных африканских бассейнов. В грабенах на шельфе Сомали, Мозамбика и Южной Африки мощность меловых турбидитов достигает 2 км, известны проявления нефти и газа. Ложе Индийского океана пересечено меридиональными и диагональными разломами, ограничивающими ряд впадин, в которых развиты меловые отложения, перспективные в отношении УВ [71].

Тетический пояс. С Тетическим поясом мы связываем ориентированные под углом к его осевым линеаментам нефтеносные авлакогены Сирт в Ливии, Персидского залива, Туранской плиты, Таримско-Ферганский, Сычуаньский и менее крупные, в образовании которых также могли участвовать секущие разломы.

Обширная область погружений, возникшая в альбе к югу от залива Большой Сирт подразделяется на субмеридиальный грабен, заполненный черносланцевой толщей мощностью более 1000 м (продуцент УВ) и наклоненный к нему шельф с рифовыми известняками и песчаниками — основными коллекторами нефти [58].

Район Персидского залива в структурном отношении делится на три зоны, разделенные разломами северо-западного простираения [55, 67]. В юго-западной моноклинальной зоне на окраине Арабского массива главные резервуары связаны с арабской свитой оолитовых известняков, доломитов и эвапоритов верхнеюрского возраста (основные месторождения Саудовской Аравии, а также Катара). В Омане, Саудовской Аравии и эмирате Абу-Даби есть и меловые нефть и газ в рифовых известняках. К средней зоне слабо смятых отложений приурочены крупнейшие месторождения нефти Бахрейна, Кувейта и Ирака. В Бахрейне, как и в Омане, нефтеносны средне-меловых известняки Вазия. В Кувейте дельтовые альбские (?) песчаники Бурган содержат ряд продуктивных горизонтов. Выше залегают сеноманские нефтеносные песчаники Вара. Остракодовые известняки и пестрые сланцы Ахмади (сеноман) образуют покрывку этого крупнейшего месторождения. В Басре и на юге Ирака основные залежи приурочены к аптским песчаникам, переслаивающимся с черными сланцами. Выше залегают аптские доломитовые известняки и альбские черные сланцы Нар-Урм.

В восточной зоне интенсивно смятых отложений, куда относятся нефтяные месторождения Ирана и Северного Ирака, большинство резервуаров палеогеновые и неогеновые, но нефтематеринские породы меловые, а также, возможно, верхнеюрские. Вся ближневосточная нефть, несмотря на различия в возрасте продуктивных горизонтов, характеризуется некоторыми общими свойствами, указывающими на единство ее происхождения. В районе Киркука и Мосула (Северный Ирак) бассейн с застойными условиями существовал в поздней юре до кимериджа и затем в титоне—берриасе, когда отложилась мощная толща черных битуминозных сланцев с радиоляриями, которую считают

важным источником углеводородов. Те же фации повторяются, чередуясь с мергелями и известняками, и выше по разрезу вплоть до сеномана. Небольшие средне меловые резервуары Киркука содержат нефть того же типа, что и основные продуктивные горизонты эоцена—нижнего миоцена. В Иране нефть из нижнемиоценовых известняков по происхождению также, вероятно, ранне-средне меловая. Меловые залежи имеются в Персидском заливе в районе о-ва Харк, а также в предгорьях Тавра на территории Турции.

Туранскую плиту пересекает пучок сближенных разломных зон, идущих от Тибета через Тянь-Шань и Памир и прослеживаемый через Каспийское море далее на запад. Таким образом, нефтеносные прогибы Памиро-Тяньшаньской системы, Туранской плиты и южного обрамления Восточно-Европейской платформы структурно связаны между собой и в ряде случаев могут рассматриваться как части протяженных авлакогенов, расчлененных поперечными поднятиями. В работе [18] высказано предположение, что Цайдамская, Таримская и Ферганская впадины относятся к авлакогену северо-западного простирания. Одной из контролирующих структур мог быть Таласо-Ферганский разлом. По простиранию эта разломная зона, возможно, смыкалась с разломами Мангышлака, Устюрта и Эмбенского прогиба. Манычский прогиб, вал Карпинского, Днепровско-Донецко-Припятский прогиб, по-видимому, находятся на западном продолжении той же системы, достигающей Балтийского моря. Параллельно ей проходит контролируемая диагональными разломами зона погружений Афгано-Таджикской депрессии, Каракумского бассейна, Южного Каспия, Кура-Рионской впадины, северной части Черного моря и Крымского полуострова, вероятно, соединяющаяся с Предкарпатским и Датско-Польским прогибами. Расположенные на восточной окраине Тяньшаньской системы Джунгарская и Турфанская впадины связывают Тетический пояс с Монголо-Охотским.

В Таримской и Ферганской впадинах источником УВ могли быть темноцветные глины и мергели туронской "устричной" свиты, содержащей также продуктивные карбонатные горизонты [1, 12, 31]. В Таджикской впадине нефтегазоносны верхнеюрские известняки и карбонатно-кластические толщи нижнего мела — сеномана, сенона и палеоцена. Обширный Каракумский бассейн занимает южную часть Туранской плиты и включает ряд впадин, разделенных сводовыми линейными поднятиями [5, 43]. В западной части, на месторождениях Дарвазской группы, газ содержится в песчаниках апта и альба, отдельные продуктивные горизонты есть в готериве, сеномане и туроне (УВ частью происходят из юрских отложений).

На востоке, в Амударьинской впадине, газоносны пестроцветные отложения неокома—апта. К ним приурочены продуктивные горизонты крупных месторождений Ургенчского поднятия и Бухарской области, в том числе газового гиганта Газли, где есть также второстепенные залежи в туроне и сеноне. В Мургабском прогибе на юге Амударьинской впадины продуктивна кабилская свита. На Бадхызском поднятии — шатлыкский горизонт среднего готерива. Газ есть также в песчаниках верхнего готерива—баррема и аптских известняках [33].

В северной части Туранской плиты, где расположены Южно-Мангышлакский, Северо-Устюртский прогибы и Бузачинский свод наряду с юрскими известны меловые и палеогеновые продуктивные горизонты [7, 11, 20, 22, 39]. Глинистые обогащенные органическим углеродом толщи накапливались в готериве и позднем апте, дельтовые песчаники — основные коллекторы — в валанжине, альбе и сеномане — раннем туроне. С верхнего турона отложения преимущественно карбонатные. На северном борту Южно-Мангышлакского прогиба разбитый сбросами фундамент образует ряд ступеней. Газ и в меньшей степени нефть содержатся в меловых отложениях Жетыбай-Узеньской и Шапахтинской ступеней. На Узеньском месторождении есть ряд продуктивных горизонтов в неокоме, альбе и сеномане — туроне. На п-ове Бузачи продуктивны отложения некома — апта. Второстепенные залежи содержатся в песчаниках баррема — альба на соляно-купольных структурах Эмбенского прогиба.

В Предкавказье Ставропольский свод разделяет Индоло-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины. На западе газовые залежи приурочены в основном к альбским песчаникам. Источником углеводородов могли быть альбские глины и мергели с сидеритовыми конкрециями. На востоке широко распространены черные глины берриаса — возможная нефтематеринская толща. Валанжин карбонатный, с редкими прослоями гипсов и ангидритов (покрышки). В Кумском районе, где сосредоточены нефтяные месторождения, наиболее продуктивны отложения верхнего баррема — нижнего апта, в районе Грозного — алевролиты и тонкозернистые песчаники апта — нижнего альба [30]. Нефтематеринскими могли быть и черные альбские глины, развитые в центральных районах.

Карбонатный верхний мел (в кампане — темные мергели) содержит нефтяные, газовые и газоконденсатные залежи в Чечено-Ингушетии и Дагестане, а также на южном склоне Большого хребта, в Рионо-Куринской низменности и на Аджаро-Триалетском поднятии [3]. В Крыму, на Тарханкутском полуострове нижнемеловые песчаники содержат три газовых горизонта. Зона "черного флиша", по-видимому, протягивается от Северного Кавказа по северной границе Черноморской плиты через флишевый трог Стара-Планины к Карпатам, где эта фация известна в своем классическом выражении. Титон — неокомский черный флиш заполняет прогибы Северин-Крайна и Синая-Паланка в южных Карпатах (в последнем накапливается вплоть до сеномана), продолжаясь вдоль Восточных Карпат до соединения с Датско-Польским авлакогеном западнее Львова. В целом флишевый пояс Стара-Планина — Южные Карпаты — Восточные Карпаты имеет сигмоидные очертания. Наложение Датско-Польского авлакогена на предкарпатский прогиб дало особенно мощное развитие темноцветного флиша в этой зоне. Отметим также в качестве возможного источника УВ верхнемеловую Сольнокскую флишевую зону, пересекающую Паннонский бассейн. Во внешней зоне Предкарпатского прогиба газ содержится в сенонских песчаниках. Многочисленные, но небольшие по запасам месторождения связаны с меловым флишем Карпат [40].

Тихоокеанский пояс. В северной части пояса с секущими разломами связано образование Омсукчанского Зырянского, Кускосуймского

грабенов, а также Анадырской, Командорской, Хатырской и других впадин на шельфе Берингова моря. Они содержат меловые отложения большой мощности, с локальными нефтепроявлениями [32]. Южнее к той же категории прогибов относятся Удско-Торомский, Амуро-Зейский, Южно-Приморский, крупные впадины Монголо-Охотского пояса. Здесь широко развиты черносланцевые толщи лагунного или озерного генезиса (например, альбская толща черных сланцев Партизанской впадины и восточного побережья Уссурийского залива в Приморье). В Охотском море перспективны рифтогенные впадины ТИНРО и Дерюгина [15, 26]. Во впадинах Забайкалья и Монголии в барреме—апте накапливались битуминозные "бумажные сланцы" с миллиметровой слоистостью — фации стратифицированных озер. С ними связаны нефте- и газопроявления в Боргайской и Гусиноозерской впадинах, Восточно-Гобийские нефтяные месторождения. В целом, однако, условия на востоке Азии, по-видимому, больше способствовали захоронению органического углерода в виде углей, чем накоплению УВ в больших масштабах.

Нефтепроявления известны в темноцветных верхнемеловых турбидитах миогеосинклинальной зоны Сахалина и Хоккайдо. Перспективны такие секущие структуры, как залив Бохайвань, Ханойский грабен, Меконгский бассейн и др.

В юго-восточной Австралии секущие разломы северо-западного простирания контролировали развитие бассейнов Муррей, Отуэй, Бассов и Гипсленд. Последний открывается в Тасманово море, под водами которого находится около 3/4 его площади. Накопление нижнемеловых вельдских фаций — Сржелецки и Отуэй — происходило в относительно узких осевых грабенах, около которых в позднем мелу—палеогене происходило проседание коры и образование широких шельфовых площадей. В Гипсленде осевой грабен содержит около 5000 м преимущественно континентальных верхнемеловых отложений серии Латроб-Вэлли. Морская серия Сиспрей (олигоцен—плиоцен) отлагалась на шельфе. Нефтематеринскими считают нижнемеловые отложения, из которых получены притоки нефти. Органическое вещество здесь наземного происхождения. Верхнемеловые и палеоценовые отложения также рассматриваются как возможный продуцент нефти, тогда как газ происходит из угленосного эоцена. Крупные залежи приурочены исключительно к песчаным горизонтам Латроб—Вэлли [53].

Обширные подводные плато и поднятия вокруг Новой Зеландии — Кэмпбелл, Чатем, Баунти, Лорд-Хау, Маккуори, вероятно поднимавшиеся в середине мела над морем в виде "суши Тасмантис" [18], разбиты разломами, по которым в сеноне происходило погружение бассейнов с потенциально продуктивными толщами [24]. По общему стилю геологического развития и условиям накопления УВ эта провинция похожа на Тулеанскую северной Атлантики (см. выше).

В предгорьях Анд в пределах миогеосинклинального прогиба на территории Западной Венесуэлы, Колумбии, Эквадора, Перу и Боливии расположен ряд бассейнов — Маракайбо, Магдалена, Ориенте, Сантьяго, Бени, разделенных поперечными поднятиями. Заполняющие

их меловые отложения составляют крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, в котором нефтеносна главным образом глубоководная карбонатная часть. В бассейне Маракайбо распространены известняки двух типов: светлые мелководные, отлагавшиеся на шельфе, который полого наклонен к юго-востоку, и темные, битуминозные, с прослоями сланцев в более глубоководной анаэробной зоне. Основной продуцент УВ — глубоководные глинистые известняки Ла-Луна, отвечающие максимуму меловой трансгрессии в туроне—коньяке. Резервуары приурочены большей частью к залегающим под ними трещиноватым известнякам Коголло [63]. В конце мела и палеогене появляются континентальные угленосные фации. Во время эоценовой и олигоцен—миоценовой трансгрессий существовал полузамкнутый бассейн. Условия также были благоприятными для образования нефти, крупные залежи которой приурочены к миоценовым песчаникам.

К юго-западу от Маракайбо, в бассейне Магдалена (Колумбия) фация застойного водоема — черные битуминозные сланцы с пиритом — появляются в верхнем альбе и их роль возрастает по мере углубления бассейна вплоть до турона—коньяка (свита Ла-Луна). В третичных резервуарах нефть здесь по генезису также, возможно, меловая. В бассейне Ориенте нефтеносны песчаниковые толщи нижнего (Путумайо) и среднего (Эсперанса, Агуа) мела. В бассейне Сантьяго им соответствуют черные сланцы Виллета. Продуктивны также верхнемеловые песчаники регрессивного цикла (Вивиан). В бассейне Бени возле Санта-Крус (Боливия) продуктивны меловые континентальные отложения. Роль секущих разломов в образовании этих бассейнов не столь очевидна, как в описанных выше случаях. Однако расположенный южнее бассейн Неукен — типичный секущий грабен северо-западного простира-ния, содержащий нефть в морских отложениях юрского и нижнемелового возраста [48].

Приведенный выше краткий обзор показывает, что меловые месторождения УВ приурочены к 1) эпикратонным рифтогенным прогибам и 2) тыловым прогибам активно развивавшихся в течение мелового периода складчатых поясов. В обоих случаях важную роль в формировании нефтегазоносных бассейнов играли секущие разломы. С ними связаны наиболее продуктивные провинции, содержащие большую часть разведенных запасов УВ, а также многие перспективные районы. Есть основания полагать, что открытие новых месторождений будет связано с дальнейшим выявлением подобных структур.

Обращаясь к возможным причинам активности секущих разломов в меловом периоде, напомним, что они принадлежат планетарной регматической сети, в образовании которой ведущую роль играли ротационные деформации геоида. По нашей гипотезе [18], в меловом периоде происходили скачкообразные изменения угловой скорости вращения Земли, давшие импульс закономерно ориентированным сдвигам (эта же причина обусловила чередование сдвиго-раздвиговых и сдвиго-надвиговых дислокаций в конкордантных разломных зонах и формирование офиолитовых комплексов; таким образом, существует определенная связь между развитием офиолитовых поясов и нефтегазоносностью). В этой связи особый интерес представляют данные

[2, 35] о давлении сдвига как факторе преобразования органического вещества.

В то же время отчетливо проявляется зависимость морфологии бассейнов от характера фундамента. Дискордантные разломы пересекают в одних случаях докембрийские кратоны и срединные массивы с толстой корой, в других — тыловые прогибы палеозойских складчатых поясов с относительно тонкой корой. Результатом в первом случае будет узкий авлакоген, во втором — обширное проседание коры по сторонам центрального грабена.

К первому типу относятся Аквитанский прогиб, врезанный в Армориканский массив, Восточно-Венесуэльский бассейн, Реконкаву-Тукану, Нигер-Бенуэ, Сирт и другие авлакогены бразильского и африканского кратонов, Эмбенский и Сычуаньский бассейны, Гипсленд и Неукен.

Бассейны второго типа особенно важны, так как они занимают обширные площади и содержат огромные запасы УВ. Бассейны Западной Сибири, Туранской плиты, Северного моря и Мексиканского залива занимают аналогичное положение по отношению к палеозойским складчатым поясам: Урало-Тяньшаньскому, Британско-Скандинавским каледонидам и Уачита. Их гетерогенный фундамент подвергся растяжению и утончению в связи с развитием тыловых прогибов этих поясов. Последующий рифтинг, проседание коры и позднемезозойские трансгрессии создали благоприятные условия для накопления УВ. В принципе сходны с ними бассейны Бофортский, внутренний Северо-Американский, Персидского залива, расположенные в тылу складчатых поясов — хребтов Брукс, Кордильер, Загроса, развившихся полициклически в течение палеозоя и мезозоя.

Касаясь возможности открытия подобных бассейнов в будущем, отметим, что Норвежское и Баренцево моря окружены каледонидами Британских островов, Скандинавии, Гренландии, Шпицбергена, Новой Земли и в этом отношении подобны Северному морю. Чукотское море занимает такое же положение по отношению к палеозойской Анюйской геосинклинали, как на море Бофорта по отношению к геосинклинали хребта Брукс.

Актуалистической моделью для вельдских битуминозных фаций могут служить сапропелевые осадки озера Маракайбо, в которое периодически поступает морская вода, заполняющая глубокую депрессию в центральной части, где возникает бескислородные условия. Калифорнийский залив, в котором дефицит кислорода в шельфовой зоне связан с апвеллингом, вероятно, подобен осевым рифтам меловых авлакогенов. Об условиях формирования нефтеносных дельтовых фаций, протягивавшихся на тысячи километров по обе стороны меловой Атлантики, дает некоторое представление современное накопление УВ в дельте Ориноко, тогда как обширные эпикратонные моря сопоставимы лишь с Балтийским морем, где также развита бескислородная зона [52].

Благоприятными факторами мелового нефтегазообразования обычно считают теплый безледниковый климат, трансгрессии, высокую продуктивность планктона, развитие океанской аноксии. Анализ данных по 50 бассейнам показывает, что толщи, продуцирующие УВ, сконцентрированы в следующих интервалах:

Титон—берриас. Сюда относится баженовская свита Западной Сибири и приблизительно одновозрастные отложения Енисей-Хатангского бассейна, битуминозные "вельдские" фации Северо-Западного Европейского бассейна, окраинных бассейнов Северо-Западной Африки, Реконкаву в Бразилии, аргентинских бассейнов, серии Стржелецки—Отуэй Юго-Восточной Австралии, черносланцевые толщи берриаса к северу от Персидского залива и в Предкавказье. Это, вероятно, наиболее крупный этап накопления УВ.

Баррем—апт. Нефтематеринскими считаются подсолённые толщи побережья Гвинейского залива и черносланцевые прослои в эвапоритовых толщах бразильских бассейнов, а также аптские отложения Карнарвонского бассейна. Второстепенные источники УВ могут быть в апте Западного Казахстана и Амурдарьинской впадины, на некоторых месторождениях бассейна Персидского залива. Битуминозные бумажные сланцы забайкальских впадин и Монголии относятся преимущественно к этому этапу.

Альб. Черносланцевые толщи альбского возраста известны в дельте Маккензи, на Атабаске, в области внутреннего моря Маури. Они распространены также в бассейнах Мексиканского и Персидского заливов, Сирта и Предкавказья. Благоприятные для накопления УВ фации этого возраста развиты на побережье Гвинейского залива и в окраинных бассейнах Индии.

Турон. К позднему сеноману—нижнему турону относятся периадриатические обогащенные Сорг фации типа Ливелло Бонарели. Туронский возраст имеют нефтематеринские толщи Ферганской и Таримской впадины. Темноцветные битуминозные известняки Ла-Луна в бассейнах Маракайбо и Магдалена относят к турону—коньяку. Туронские источники УВ есть на западе Северной Америки и в других бассейнах с широким интервалом нефтенакопления. Последующий коньяк-сантонский этап выражен главным образом во внутреннем Северо-Американском бассейне. Баррем-аптский, альбский и туронский этапы примерно совпадают с интервалами концентрации углеродистых фаций в океанских отложениях (по скважинам глубоководного бурения), однако титон-берриасский этап предшествовал развитию океанской аноксии и эволюционной вспышке планктонных организмов (эти явления взаимосвязаны [18]).

Отметим, что конец юры—начало мела почти повсеместно ознаменовались кратковременной регрессией и затем обрушением шельфов по вдольбереговым сбросам. На поздний неокон приходится одна из основных меловых тектоно-магматических фаз мелового периода. С нею также связаны вертикальные движения большой амплитуды, положившие начало обширным трансгрессиям, которые на первом этапе развивались в пульсирующем ритме. В альбе и туроне трансгрессии прерывались кратковременными, но очень широко проявившимися регрессивными эпизодами.

Таким образом, все четыре этапа интенсивного накопления УВ характеризуются резкими вертикальными движениями и частыми колебаниями уровня моря. По-видимому, такой режим был особенно благоприятен для поступления в седиментационные бассейны большого

количества терригенной органики (продвижение мангровых и маршевых торфяников вслед за отступающим морем, их затопление во время трансгрессий). Те же условия благоприятны для распространения дельтовых фаций с хорошими коллекторскими свойствами. Если учитывать только главные продуктивные горизонты меловых бассейнов, то из них 68% приурочены к кластическим фациям, преимущественно дельтовым, остальные 32% — к карбонатным. Основные запасы нефти и газа бассейнов Периаρκтического пояса, Юго-Восточной Австралии и южной оконечности Южной Америки содержатся в гигантских дельтовых резервуарах. Их доля велика также в северной части бассейна Мексиканского залива (Вудбайн), Персидского залива (Бургос) и Туранской плиты (на месторождениях Газли и др.).

Хотя дельтовые резервуары известны во всех ярусах от берриаса до маастрихта, намечается два интервала их преимущественного развития: валанжин—готерив и альб—сеноман, причем последний продуктивен в максимальном числе бассейнов.

Крупные карбонатные резервуары сосредоточены в Тетическом поясе от Сирта и Персидского залива до Кавказа, Ферганы и Афгано-Таджикской депрессии. Зона нефтеносных известняков протягивается от Мексиканского залива через Гватемалу к Маракайбо-Магдаленскому прогибу. Найобрэра на западе США и Аквитанский бассейн находятся вблизи их северного предела, примерно соответствующего северной границе кораллово-рудистовых рифов — около 45° с.ш. Лишь в Северо-Западном Европейском бассейне карбонатные резервуары известны севернее 50° с.ш.

Значение климатического фактора в распространении таких коллекторов, как кораллово-рудистовые рифы, очевидно. Можно отметить также приблизительное совпадение четырех выделенных выше интервалов накопления УВ с температурными пиками, приходящимися [60, 61] на титон—берриас, апт и турон.

Меловой период занимает исключительное место в истории Земли по масштабам нефтегазоносного копления. Бассейны с меловыми нефтью и газом есть во всех глобальных подвижных поясах и связанных с ними эпикратонных прогибах. Особенно обширны эпикратонные прогибы Периаρκтического пояса, контролируемые меридиональными разломными зонами — Западно-Сибирский, Северо-Западный европейский (включая Северное море), Бофортский и внутренний Северо-Американский. В Периаτлантическом и Индоокеанском поясах нефтегазоносные впадины приурочены большей частью к местам пересечения вдольбереговых сбросов разломами, ориентированными под углом к краю континента. С подобными разломами связаны также глубокие авлакогены на окраине Тихоокеанского пояса — на Аляске, в Восточной Азии и Юго-Восточной Австралии. Часть из них содержит месторождения УВ, другие угленосны. Нефтегазоносна практически вся зона компенсационных окраинных прогибаний Тетического пояса, но наиболее продуктивные бассейны тяготеют к разломам субмеридионального и северо-западного простираний, пересекающим осевые линейные пояса. Это Сирт, бассейн Персидского залива, Цайдам-Таримо-Ферганский, Афгано-Таджикский и другие авлакогены Памиро-

Тяньшаньской системы, протягивающиеся через Туранскую плиту к окраине Восточно-Европейской платформы.

В целом большую роль в развитии нефтегазоносных бассейнов сыграли секущие (дискордантные) разломы. В зависимости от строения фундамента они формировали прогибы различной морфологии. На окраинах щитов и срединных массивов с толстой корой возникали относительно узкие авлакогены, такие, как Эмбенский прогиб, Реконкаву, Неукен, Нигер-Бенуэ и др.; на тонкой коре тыловых прогибов палеозойских складчатых систем Урала, британских и скандинавских каледонид, Уачита — обширные блюдцевидные погружения вокруг осевых рифтов. Перспективны бассейны Норвежского, Баренцева и Чукотского морей, занимающие аналогичное положение по отношению к каледонидам Скандинавии, Шпицбергена, Новой Земли, среднепалеозойской Аннойской геосинклинали. Секущие разломы принадлежат ортогональной или диагональной системам планетарной регматической сети. Их активизация в меловом периоде, вероятно, вызвана изменениями скорости вращения Земли.

Выделены четыре этапа наиболее значительного накопления УВ в пределах меловой системы: титон—берриас, баррем—апт, альб и турон. Залежи приурочены к дельтовым (до 68%) и карбонатным фациям. Дельтовые резервуары концентрируются в интервалах валанжин—готерив и альб—сеноман. Карбонатные в основном ограничены широкой зоной $\pm 45^\circ$, совпадающей с распространением кораллово-рудистовых рифов, но в Северо-Западном Европейском бассейне заходят за 50° с.ш.

Отмечена корреляция этапов накопления УВ с резкими колебаниями уровня моря и климатическими оптимумами.

Литература к разделу VIII

1. *Акрамходжаев А.М.* Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. 427 с.
2. *Амурский Г.И., Бочкарев А.В., Соловьев А.В., Соловьев Н.Н.* Тектонодинамическая модель нефтегазообразования. — Сов. геология, 1985, N 7, с. 3—13.
3. *Ахмедов Г.А., Гюльдуст М.А.* Тектонические критерии перспектив нефтегазосности Куринской впадины. — Сов. геология, 1981, N 12, с. 34—44.
4. *Брод И.О.* Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1964. 60 с.
5. *Габриэлянц Г.А.* Геология и газосность центральных Каракумов. М.: Недра, 1965. 141 с.
6. Газовые месторождения СССР. Справочник. М.: Недра, 1968. 748 с.
7. Геология и разведка месторождений нефти и газа Западного Казахстана. М.: Недра, 1972. 256 с. (Тр. Зап.-Каз. НИГРИ; Вып. 6).
8. Геология нефти. Справочник. М.: Недра, 1968. Т. 2. 763 с.
9. *Граumberг И.С., Бро Е.Г., Сороков Д.С.* Нефтегазоносные толщи мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. — В кн.: Нефтегазосность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981, с. 42—47.
10. *Гурари Ф.Г., Трушкова Л.Я.* Стратиграфия продуктивных отложений. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1972, С. 7—34. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 131).
11. *Джумгалиев Т.Н., Чакабаев С.Е., Воцаловский Э.С.* и др. Геологическое районирование Западного Казахстана в связи с его нефтегазосностью. — В кн.: Геология и нефтегазосность

- Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 15—26. (Тр. Ин-та геол. наук; Т. 37).
12. Дитмар В.И., Алешина З.И., Шамова Е.И. Сравнительная характеристика межгорных впадин Тянь-Шаня. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Среднеазиатской платформы. М.: Наука, 1976, с. 68—77.
 13. Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П. Стратиграфия юрских и меловых отложений. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: НИИГА, 1971, с. 7—18.
 14. Кинсмен Д.Дж. Бассейны рифтового типа и особенности осадконакопления в условиях провисающих окраин континентов. — В кн.: Нефтегазоносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978, с. 61—91.
 15. Косыгин Ю.А., Дудничев В.М., Тобяков А.А., Тюрин И.И. Перспективы нефтегазоносности Охотоморской платформы. — Геология и геофизика, 1982, N 1, с. 11—16.
 16. Кравченко К.Н., Муратов М.В., Бонгаз Л.В. и др. Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР. М.: Недра, 1973, 224 с.
 17. Красилов В.А. Меловое нефтегазонакопление. — Тихоокеан. геология, 1983, N 5, с. 80—89.
 18. Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 238 с.
 19. Краснов С.Г., Беликова А.Р., Галицев М.А. и др. Условия формирования автохтонных нефтяных залежей баженовской свиты Западной Сибири. — Геология и геофизика, 1981, N 10, с. 3—10.
 20. Максимов С.П., Гончаренко Б.Д., Дикенштейн Г.Х. Особенности тектоники и нефтегазоносности Днепровско-Припятской и Мангышлакской систем структур. — Сов. геология, 1984, N 11, с. 20—30.
 21. Муои Дж. Размещение и особенности геологического строения нефтяных месторождений-гигантов. — В кн.: Нефтегазоносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978, с. 209—220.
 22. Надиров Н.К., Уразгалиев Б.У., Сериков Т.П. и др. Нефти полуострова Бузачи. Алма-Ата: Наука, 1979. 159 с.
 23. Нестеров И.И. Региональные поисковые объекты на нефть и газ в Западной Сибири. — Геология и геофизика, 1980, N 11, с. 10—18.
 24. Порфирьев В.Б., Краюшкин В.А., Кло-
 - ко В.П. Перспективы поиска нефти и газа на континентальном склоне. — Геол. журн., 1982, т. 42, N 6, с. 18—23.
 25. Преображенская Г.С., Клычева Н.Ю., Иванова К.П. Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа в СССР. Л.: Недра, 1971. 174 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 286).
 26. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — Геотектоника, 1965, N 1, с. 74—92.
 27. Радченко О.А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Л.: Недра, 1965. 314 с.
 28. Розанов Л.Н., Герман Е.В., Евсеев Г.П. и др. Зональное размещение типов и состава нефти и газов по территории платформенных областей СССР. — В кн.: Тектонические факторы размещения зон нефтегазонакопления. Л.: ВНИГРИ, 1979, с. 5—41.
 29. Рыльков А.В., Потеряева В.В. Основные закономерности размещения скоплений углеводородов различного фазового состава в мезозое Западной Сибири. — В кн.: Критерии поисков и закономерности размещения залежей нефти и газа в центральных и северных районах Западной Сибири. Тюмень, 1979, с. 19—35. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ; Вып. 145).
 30. Саламатин А.Е. Перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья и Кавказа. М.: Недра, 1974, с. 39—44. (Тр. Сев.-Кавк. НИПИНефть; Вып. 20).
 31. Симаков С.Н., Клейнберг В.Г., Воробьев А.А. и др. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 605 с.
 32. Смирнов В.Н. К проблеме нефтегазоносности меловых отложений кайнозойских бассейнов Корякско-Камчатского региона. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Л., 1972, с. 67—76. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 309).
 33. Смирнов Л.Н., Кравченко К.Н., Кошелев Н.И. и др. Направления геологоразведочных работ на нефть и газ на Бадхыз-Майманинском поднятии. — В кн.: Геологическое строение и критерии прогноза нефтегазоносности Средней Азии. М.: Картоли-

- тография ВНИГНИ, 1980, с. 5—38. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 220).
34. Соколов Б.А., Хаин В.Е. Нефтегазоносность подвижных окраин складчатых горных сооружений. — Сов. геология, 1982, N 12, с. 53—58.
35. Соловьев Н.Н., Амурский Г.И. Тектонодинамика и нефтеносность. — Геотектоника, 1984, N 1, с. 34—35.
36. Строганов В.П. Закономерности размещения и условия формирования зон преимущественного нефте- и газонакопления в меловых отложениях Юга СССР. — Сов. геология, 1979, N 7, с. 12—26.
37. Сурков В.С., Трофимук А.Л., Жеро О.Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезо-кайнозойского чехла. — Геология и геофизика, 1982, N 8, с. 3—15.
38. Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. Л.: Недра, 1981. 300 с.
39. Трифонов Н.К., Василенко В.П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Л.: Гостехиздат, 1962, с. 342—379. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 218).
40. Утробин В.Н. Общие закономерности пространственного размещения залежей нефти и газа и нефтегазопоявлений во флишевых Карпатах. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направления региональных поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. Львов: Укр. НИГРИ, 1973, с. 42—44.
41. Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири. — Сов. геология, 1981, N 2, с. 11—22.
42. Хаин В.Е. Глобальные закономерности нефтегазоносности в свете современного понимания структуры земной коры. — В кн.: Теоретические и методические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1981, с. 20—27.
43. Хуснутдинов З.Б. Геологические условия формирования и закономерности размещения газовых залежей Центральной Туркмении. Ашхабад: Ин-т геол. Мин. геол. СССР, 1970. 129 с.
44. Черский Н.В., Царев В.П. Причины приуроченности крупнейших зон нефтегазонакопления к краевым участкам литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, N 3, с. 683—685.
45. Шерихора В.Я., Хименчук А.Л. Разрешающие факторы и экраны нефти и газа в мезозойских и палеозойских отложениях Сибирской платформы. Новосибирск: ОНТИ СНИИГГИМС, 1980, с. 85—92. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 280).
46. Bally A.W. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. — In: Proc. 9th World petrol congr. L., 1977, p. 33—44.
47. Bonnard E. et al. The Aquitanian Basin, southwest France. — In: Habitat of oil. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 1091—1122.
48. Browning J.M. Facts and principles of Latin American oil occurrence. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary, 1980, p. 823—855.
49. Bruce C.J., Parker E.R. Structural features and hydrocarbon deposits in the Mackenzie delta. — In: Proc. 9th World petrol. congr. L., 1977, p. 251—261.
50. Campos C.W.M., Miura K., Reis L.A.N. The east Brazilian continental margin and petroleum prospects. — In: Proc. 9th World petrol. congr. L., 1977, p. 71—81.
51. Curtis B.F., Strickland J.W., Busby R.C. Patterns of oil occurrences in the Powder River Basin. — In: Habitat of oil. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 268—292.
52. Demaison G.L., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, N 8, p. 1179—1209.
53. Geology of Victoria/Ed. J.G. Douglas, J.A. Ferguson. Melbourne: Geol. Soc. Austr. Incorporated, 1976. 528 p. (Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.; N 5).
54. Gill J.R., Cobban W.A. Stratigraphy and geologic history of the Montana Group and equivalent rocks, Montana, Wyoming and North and South Dakota. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1973, vol. 76, p. 1—37.
55. Greig D.A. Oil horizons in the Middle East. — In: Habitat of oil. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 1182—1193.
56. Halmgren D.A., Moody J.D., Emmerich H.H. The structural settings for giant oil and gas. — In: Proc. 9th World petrol. congr. L., 1977, p. 45—53.
57. Hea J.P., Arcuri J., Campbell G.G.

- et al. Post-Ellesmerian basins of Arctic Canada: Their depocentres, rates of sedimentation and petroleum potential. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary, 1980, p. 447—488
58. *Hecht F., Fürst M., Klitzsch E.* Zur Geologie von Libyen. — Geol. Rdsch., 1964, Bd. 53, S. 413—470.
59. *Klemme H.D.* Giant oil fields related to their geological setting: A possible guide to exploration. — Bull. Canad. Petrol. Geol., 1975, vol. 23, N 1, p. 30—66.
60. *Krassilov V.A.* Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil floras. 1. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1973, vol. 13, p. 261—273.
61. *Krassilov V.A.* Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil floras. 2. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1975, vol. 17, p. 157—172.
62. *Magoon L.B., Claypool G.E.* Two oil types in North Slope of Alaska — implications for exploration. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, vol. 65, N 44, p. 644—652.
63. *Miller J.B., Edwards K.L., Walcott P.P.* et al. Habitat of oil in the Maracaibo Basin, Venezuela. — In: Habitat of oil. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 601—640.
64. *Mollan R.G., Craig R.W., Lofting M.J.W.* Geologic framework of continental shelf off West Australia. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, p. 583—600.
65. *Moody J.D., Emmerich H.H.* Giant oil fields of the world. — In: 24 session intern. geol. congr. Montreal, 1975, sect. 5, p. 161—167.
66. *Mossop G.D.* Geology of the Athabasca oil sands. — Science, 1980, vol. 207, N 4427, p. 145—156.
67. *Murriss R.J.* Hydrocarbon habitat of the Middle East. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary, 1980, p. 765—800.
68. *Ponte F.C., Fonseca J. Dos Reis. Carozzi A.V.* Petroleum habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the continental margin of Brazil. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary, 1980, p. 857—886.
69. *Roberts D.G., Caston V.N.D.* Petroleum of the deep Atlantic Ocean. — In: Proc. 9th World petrol. congr. L., 1977, p. 281—298.
70. *Rolle F.* Late Cretaceous-Tertiary sediments offshore central West Greenland: Lithostratigraphy, sedimentary evolution and petroleum potential. — Canad. J. Earth Sci., 1985, vol. 22, p. 1001—1019.
71. *Schott W., Branson J.C., Turpie A.* Petroleum potential of the deep-water regions of the Indian Ocean. — In: Proc. 9th World petrol. congr. L., 1977, p. 318—335.
72. *Sengör A.M.C., Burke K., Dewey J.F.* Rifts at high angles to orogenic belts: Tests for their origin and the Upper Rhine graben as an example. — Amer. J. Sci., 1978, vol. 278, p. 24—40.
73. *Tiratsoo E.N.* Oilfields of the world. 2nd ed. Beaconsfield: Sci. press, 1976. 384 p.
74. *Weber K.J., Dakoru E.* Petroleum geology of the Niger delta. — In: Proc. 9th World petrol. congr. L., 1977, p. 209—221.
75. *Weeks W.F., Weller G.* Offshore oil in the Alaskan Arctic. — Science, 1984, vol. 225, N 4660, p. 371—377.
76. *Wells L.F.* Petroleum occurrence in the Uinta Basin. — In: Habitat of oil. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, p. 344—365.
77. *Ziegler P.A.* Northwest European basin: Geology and hydrocarbon provinces. — In: Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary, 1980, p. 653—706.
78. *Zytka K.* The Atlantic, the Indian Ocean and main linear fracture zones of the post-Variscan Europe. — Ann. Soc. Geol. Polon., 1984, vol. 52, p. 3—38.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Колоссальный приток разнообразных конкретных данных и прежде всего из ранее почти недоступных геологу океанических пространств, а также широкое применение в практике геологических и геофизических исследований методов, основанных на фундаментальных достижениях физики, химии и математики, привели к появлению в науках о Земле новых идей и концепций.

Особенно обильны доставляемые различными источниками фактические материалы и многочисленны основанные на этих материалах интерпретации по меловому периоду. Тем самым подчеркивается давно известное своеобразие периода и подтверждается его исключительное место в геохронологической шкале.

Две книги "Мелового периода" писались в годы бурного развития геодинамики и теории эволюции органического мира под влиянием идей новой глобальной тектоники и представлений о кризисах, вызванных импактными событиями. Нашей задачей было воссоздание целостной картины геодинамических процессов, эволюции земной поверхности и жизни на ней на одном из этапов геологической истории. Вместе с тем мы не могли не затронуть более общих проблем, тем более, что фактологической основой для многих из них в значительной мере служили события мелового периода.

Не сговариваясь, мы заняли сдержанную позицию как в отношении тектоники плит, так и импактных гипотез. Нельзя не обратить внимание на то обстоятельство, что огромное число геологических и палеонтологических фактов для импактных гипотез оказывается как бы лишним, никак не осваивается и не организуется ими. Гораздо более мощные пласты фактов поднимает гипотеза периодических геобиосферных кризисов как компонентов непрерывно-прерывистого процесса экосистемной эволюции. Вспышки тектоно-магматической активности, согласно этой гипотезе, служат общим фактором неустойчивости условий, изменяя направленность естественного отбора. Исходя из этого можно объяснить характерные особенности мел—палеогенового рубежа — вымирание доминирующих видов и в то же время появление (вследствие снятия стабилизирующего отбора) новых форм. Естественное объяснение получает и сочетание биологических аномалий с геохимическими.

Описанное в первой книге антиподальное развитие тектоно-магматических событий в низких и высоких широтах позволяет рассматривать ротационные деформации как наиболее вероятный геодинамический фактор общего значения. Одна из примечательных законо-

мерностей заключается в зависимости гипсометрической кривой от скорости вращения планеты.

Намечаемое двухчленное и трехчленное деление мелового периода, по-видимому, отображает определенную периодичность. Такая же периодичность свойственна и другим этапам геологической истории. Также и в развитии аноксии, карбонатной цикличности, размещении нефтегазоносных бассейнов наряду с особенностями, присущими меловому периоду, обнаруживаются типичные ситуации, многократно повторявшиеся от эпохи к эпохе.

Материалы по меловому периоду подтверждают высказанные еще Э. Зюссом, а затем развитые и дополненные В.И. Вернадским представления о том, что жизнь на Земле неотделима от происходивших в прошлом и происходящих ныне геологических процессов; литосферу и биосферу необходимо рассматривать в их неразрывной связи.

Находит полное подтверждение и мысль этих двух великих ученых о колоссальной роли массы воды в развитии земной коры и земной поверхности. Значение массы воды океанов и морей как деятельной силы историко- геологического процесса раскрывается на многих страницах второй книги.

Разумеется, мы не исчерпали проблематику мелового периода, не говоря уже о более общих проблемах. Предлагаемые нами решения в ряде случаев не более чем скелетные схемы, которые предстоит детально проработать и конкретизировать в будущем. Незавершенность ряда предлагаемых построений, конечно, прежде всего связана с субъективным фактором, с уровнем компетентности авторов. Но и объективные причины играют немалую роль. В ряде случаев ощущается некоторая диспропорция между исходным фактическим материалом и теоретическими построениями. Примером могут служить статьи об импактных кризисах: данные о конкретных разрезах и первоначальные результаты геохимических анализов буквально потонули в потоке гипотез. Должно соблюдаться равновесие между двумя компонентами старого девиза геологов "M e n t e e t m a l l e o".

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Фиг. 1—2. Поверхность "твердого дна" (ТД)

1 — ТД, образованное с участием таллассиноидных раков; верхние норы раков уже на "твердой стадии" формирования ТД были частично размыты с образованием волнистой поверхности. Известняки нижнего маастрихта: Аксыртау (Мангышлак); 2 — поверхность ТД, иссверленная камнеточцами. Мелоподобные мергели верхнего турона; Аксыртау (Мангышлак) (см. табл. III, фиг. 2)

Таблица II

Сечение ТД.

Средняя часть фотографии — уплотненные ожелезненные мергели ТД; ожелезнение развивается избирательно по биотурбационным текстурам. Переход вниз постепенный. Верхняя поверхность ТД очень резкая. Нижний сантон, Сулукапы (Мангышлак). Изображения на таблицах II—IV даны в натуральную величину

Таблица III

Фиг. 1—2. Сечение ТД.

1 — поверхность ТД в кровле мелоподобных мергелей нижнего сантона неровная; развито очень сильное ожелезнение (темный цвет). Ниже — почти горизонтальная нора таллассиноида, заполненная вышележащим мелом верхнего сантона. Еще ниже — слабо ожелезненные нижнесантонские мелоподобные мергели. Кобырга (Мангышлак); 2 — колбчковидные сверления камнеточцев в ТД. Мелоподобные мергели верхнего турона; Аксыртау (Мангышлак) (см. табл. I, фиг. 2).

Таблица IV

Фиг. 1—2. "Глинистые прослой"

1 — прослой "глин" на контакте мела маастрихта и известняков дания. Кызылсай (Мангышлак); (см. рис. 13); 2 — прослоечки, обогащенные глинистым материалом, в мелу терминального маастрихта. Кызылсай (Мангышлак)

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	7
Раздел I	
СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ	11
Литература к "Введению" и разделу I	23
Раздел II	
ОКЕАНЫ В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ	26
Общие сведения	26
Вулканизм океанов	28
Растворение карбонатов	30
Условия стагнации	31
Раздел III	
ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ИСТОРИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТ- ФОРМЫ)	37
Физико-географические условия	37
Особенности осадконакопления	54
Палеогеографические параметры	82
Раздел IV	
ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ, ОКЕАНЫ, СУША	87
Глубоководные и мелководные бассейны	87
Эпиконтинентальные моря ЕПО и суша	90
Органический мир мелководных и глубоководных бассейнов	91
Уровень Мирового океана	93
Раздел V	
ПОЗДНИЙ МЕЛ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ЕВРОПЕЙСКОЙ ПАЛЕОБИО- ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ	100
Первый биогеоценотический перелом и планктонный "взрыв"	100
Планктонный "взрыв" и осадконакопление	102
Наметки палеоклиматических реконструкций	104
Окончание мезозоя и второй биогеоценотический перелом	109
Литература к разделам II—V	131
Раздел VI	
МОРСКОЙ МЕЛ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА	145
Берриасский и валанжинский ярусы	149
Готеривский и барремский ярусы	155
Аптский ярус	163
Альбский ярус и граница отделов меловой системы	169
Сеноманский, туронский и коньякский ярусы	176

Сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы.....	180
Литература к разделу VI	186
Раздел VII	
МЕЛОВОЙ ТАЛАССОКРАТИЧЕСКИЙ МАКСИМУМ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ	191
Сравнительная оценка мелового кратического максимума	191
Анализ трансгрессивных экстремумов мелового периода	194
Противоречия некоторых фактических данных с моделью ротационной эвстазии... ..	208
Биогенное накопление меди и марганца как возможный геохимический показатель гидроэвстазии	225
Некоторые особенности распределения натрия и бора в ископаемых органических остатках как свидетельство гидрохимической цикличности	229
Изотопные соотношения, эволюция биосферы и изменения объемов океанов	231
Литература к разделу VII	234
Раздел VIII	
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ	238
Литература к разделу VIII	254
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	258
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ	260

Дмитрий Павлович Найдин
Владимир Павлович Похилайнен
Юрий Исакович Кац
Валентин Абрамович Красилов

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД.
Палеогеография и палеоокеанология

Утверждено к печати
Биолого-почвенным институтом
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР

Редактор *М. П. Долуденко*
Редактор издательства *Е. Ю. Федорова*
Художник *М. Л. Храмов*
Художественный редактор *Г. П. Валлас*
Технический редактор *И. И. Джиоева*
Корректор *З. Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ N 31715

Подписано к печати 24.04.86. Т—01548
Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 16,5+0,3 вкл. Усл. кр.-отт. 17,2
Уч.-изд. л. 20,9. Тираж 800 экз. Тип. 239
Цена 3р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
готовит к выпуску книги:

Проблемы палеобиогеографии Азии. — 10 л.

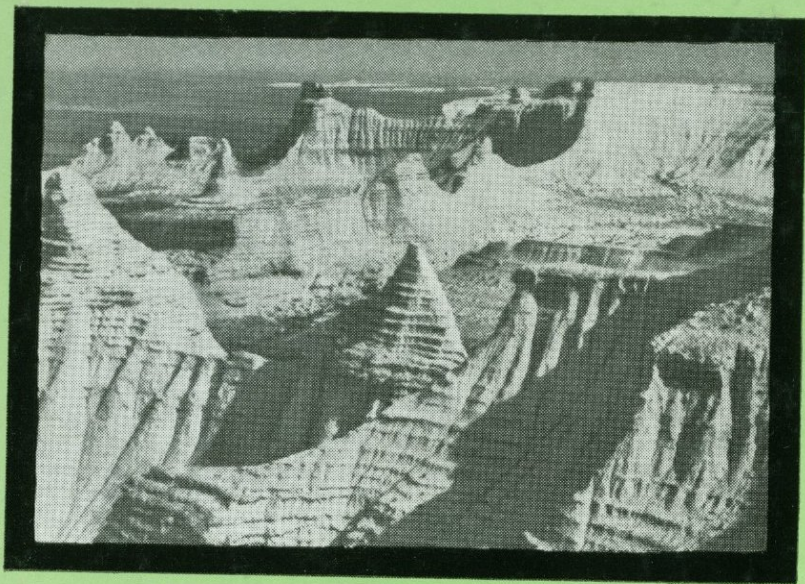
В сборнике приводится детальный анализ состава фауны и флоры от докембрия до мезозоя Монголии рассматривается фациальная приуроченность организмов и выделяются типы ассоциаций для разных фаций. Дан обширный анализ географического распространения. Описываются типы органогенных построек. На основе нового материала пересматриваются схемы палеобиогеографического районирования, выделяются этапы в развитии фауны и флоры, устанавливаются центры происхождения многих групп древних организмов и пути их миграции.

Для палеонтологов, географов, геологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе,
13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю.Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект
Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина,
148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул.,
7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский
проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы
народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р.Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского,
42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД



Палеогеография и палеоокеанология

Меловой период занимает исключительное место в геохронологической шкале как по обилию поступающих из различных источников материалов, так и по количеству основанных на этих материалах гипотез. В книге рассмотрены некоторые геологические и биологические события, происходившие на протяжении периода. Предпринята попытка воссоздать геодинамические процессы, эволюцию земной поверхности и жизни на ней в меловом периоде.

«НАУКА»